

MONOGRAPHIE DER NÖRDLICHEN KALKALPEN

Teil I

Grundprinzipien der alpinen Deckentektonik
Eine Systemanalyse am Beispiel der Nördlichen Kalkalpen

Teil II

Analyse des klassischen alpinen 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

GRUNDPRINZIPIEN DER ALPINEN DECKENTEKTONIK

Eine Systemanalyse am Beispiel der Nördlichen Kalkalpen

Von

ALEXANDER TOLLMANN

o. Professor, Vorstand des Geologischen Institutes
der Universität Wien

Mit 170 Abbildungen

1973

FRANZ DEUTICKE WIEN

Alle Rechte — insbesondere das der Übersetzung und des Nachdruckes, auch auszugsweise,
als Mikrofilm oder auf photomechanischem Wege — vorbehalten.
Copyright © 1973 by Franz Deuticke, Vienna

ISBN 37005 4398 0
Satz und Druck: R. Spies & Co., 1050 Wien

INHALT

Einleitung	1
I. Allgemeines zum kalkalpinen Deckenbau	5
II. Definition und historische Ableitung des Begriffes Decke	8
III. Die Deckentypen	11
A. Gliederung nach dem Baustil	11
1. Abscherungsdecke	11
2. Überfaltungsdecke (Faltendecke, Reduzierte Faltendecke, Überschiebungsfaltendecke*)	20
3. Verkehrte Decke	25
4. Interkutane Decke	26
B. Gliederung nach dem Material	28
C. Gliederung nach der Fazies	29
1. Faziesdecke	30
2. Vielfaziesdecke	32
3. Teilfaziesdecke	36
D. Gliederung nach der Dimension	36
1. Stammdecke	37
2. Teildecke	37
E. Gliederung nach der Schubweite	38
1. Autochthone Decke	38
2. Parautochthone Decke	38
3. Ferndecke	39
4. Ultradecke	39
F. Gliederung nach der Transportart	40
1. Allgemeines, Mechanismus	40
2. Deckentypen auf Grund der Transportart	44
a) Schubdecke	44
b) Gleitdecke	45
c) Schleppecke	47
d) Trägerdecke	48
G. Gliederung nach der Transportzeit	48
1. Gliederung an kalkalpinen Beispielen	48
2. Das Prinzip des phasenhaften Geschehens	52

* Neuer Begriff

IV. Die Deckenabschnitte	55
A. Die Deckenbasis	55
1. Die Bewegungsart an der Überschiebungsfläche und die Struktur der Deckenbasis	55
a) Allgemeines	55
b) Überfaltung	57
c) Faltungsüberschiebung	57
d) Extensionsüberschiebung	58
e) Überschiebung	58
e1) Parallelabscherung	60
e2) Basalamputation	62
e21) Scherungsüberschiebung, basaler Schrägzuschnitt (Normaler und anormaler Basalschrägzuschnitt, Querdurchscherungsbahn*)	63
e22) Basalabwetzung	72
e3) Listrische Fläche	75
e4) Kompetent-Überschiebung*	77
f) Reliefüberschiebung	78
g) Unterschiebung	82
h) Untervorschiebung	88
i) Vorschiebung	92
j) Progressive Überschiebung	97
k) Treppenüberschiebung	98
l) Rücküberschiebung und Rückfaltung	98
2. Tektonische Schollen und Späne an der Überschiebungsfläche	102
a) Allgemeine Anmerkungen	102
b) Tektonische Moränen	102
c) Schürflinge	104
d) Spurschollen	110
e) Reibungsbrekzie	110
f) Mylonit	112
3. Die Bestimmung der Bewegungsrichtung	113
a) Allgemeines	113
b) Fazielle Hinweise	115
c) Großtektonische Strukturen	117
d) Faltenvergenz, Schleppfalten, Tauchfalten	119
e) Schleppung	131
f) Transversalschieferung	132
g) Rutschstreifen	135
h) Fiederspalten	135
i) Verkeilung	137
j) Exotische Schürflinge ableitbarer Herkunft	139
k) Spurschollen	142
4. Die Bestimmung der Überschiebungsweite	143
a) Allgemeines, Deckenabwicklung	143
b) Ungegnnete Kriterien, Scheinserien, Scheinfazieskomplexe	149
c) Brauchbare Kriterien	163
d) Beispiele für Überschiebungsweiten kalkalpiner Decken	168

5. Die Überschiebungsgeschwindigkeit	169
a) Allgemeines	169
b) Kalkalpines Beispiel	170
c) Vergleichsbeispiele aus anderen Gebirgen	172
B. Der Rücken der Decke	174
1. Allgemeines	174
2. Das Ausmaß der Umgestaltung der ursprünglichen Deckenoberfläche	174
a) Primärrücken*	174
b) Hangendamputation	175
c) Erosive Hangendabtragung	178
3. Die innere Deformation der obersten Deckenpartie	180
a) Schleppfaltung und begleitende Phänomene	180
b) Gipfelfaltung	180
c) Rückenschuppung, Dachschuppen	182
C. Die Deckenstirn	184
1. Allgemeines	184
2. Stirnplatte	184
3. Stirnfalte	185
a) Primäres Stirnscharnier	185
b) Sekundäres Stirnscharnier	188
c) Scheinstirnfalte	190
4. Stirnschuppen	191
5. Versteilung	198
6. Digitation	200
7. Divertikulation	201
D. Der Deckenkörper	204
1. Allgemeines	204
2. Kriterien zur Lagerungsbestimmung, Geopetalgefüge	204
3. Schieferung, Zerschierung, Lineation	213
a) Allgemeine Anmerkungen	213
b) Der Begriff der Schieferung	214
c) Die Typen der Schieferung, ihre Genese und ihr Alter	215
d) Schieferung und Lineation	219
e) Kalkalpine Beispiele	221
4. Faltenstruktur	222
a) Allgemeine Anmerkungen	222
b) Faltelement-Nomenklatur	224
c) Faltegliederungsprinzipien	227
c1) Nach der Mechanik der Entstehung	227
c2) Nach der Vergenz	230
c3) Nach der Größe	231
c4) Nach der Länge	233
c5) Nach dem Krümmungsradius	233
c6) Nach der Breite	234
c7) Nach dem Öffnungswinkel	234
c8) Nach der Schenkelsymmetrie	237
c9) Nach den Mächtigkeitsverhältnissen in Schenkeln und Scharnier	237

c10) Nach der Achsenlage	240
c11) Nach der regionalen Streichrichtung	240
c12) Nach der Sockelbeteiligung	241
c13) Nach der Schichtlagerung	241
c14) Nach der Regelmäßigkeit des Aushaltens des Faltenquerschnittes in der Längserstreckung	242
c15) Nach der Vollständigkeit der Ausbildung	242
c16) Nach der Lagebeziehung zur herrschenden Großstruktur	244
d) Kalkalpine Beispiele (Antiformen, Halbantiklinalen, Schlingebau, Querfal- tung etc.)	244
e) Faltenverbände	252
e1) Synklinorium und Antiklinorium	253
e2) Potenzierte Faltung	254
e3) Faltengitter	258
e4) Scharung und Virgation	259
e5) Kulissenfaltung	260
e6) Treppenfaltung	261
e7) Totfaltung	262
5. Schuppenstruktur	262
6. Schollenstruktur	266
7. Aufbruchszonen	268
8. Die tektonische Reduktion des Deckenkörpers	269
a) Ausdünnung	269
b) Abquetschung	270
c) Zerlinsung und Boudinage	270
d) Gleitbretter	271
9. Die tektonische Anschoppung im Deckenkörper	272
10. Stockwerktektonik	274
11. Faziestektonik	277
E. Die Wurzelzone	286
1. Begriffsklärung	286
2. Strukturtypen	288
F. Klippen	289
1. Überblick; Scheinklippen, Sedimentäre, Vulkanische, Meteorische und Tektonische Klippen	289
2. Deckschollenklippen	292
a) Überschiebungsklippe	294
b) Überfaltungsklippe	294
c) Doppelklippe	296
d) Halbklippe	298
e) Doppelhalbklippe	300
f) Streifenklippe	300
g) Parautochthone Klippe	302
3. Durchspießungsklippen	302
4. Schürflingsklippen	304
5. Autochthone Klippen	305
6. Tektonische Blockklippen	308
7. Klippenähnliche tektonische Strukturen	308

G. Fenster	309
1. Begriffserläuterung und historische Begriffsentwicklung	309
2. Fenstertypen	312
a) Überschiebungsfenster	312
b) Überfaltungsfenster	312
c) Halbfenster	312
d) Doppelfenster	314
e) Doppelhalbfenster	318
f) Scherenfenster	319
g) Streifenfenster	320
h) Schlitzfenster	320
i) Schürflingsfenster	321
j) Schollen- und Schuppenfenster	322
k) Parautochthone Fenster*	322
l) Autochthone Fenster	322
m) Kaschierte Fenster*	326
V. Deckenverbände	327
A. Deckenstapel und Deckensysteme	327
B. Deckenfaltung	327
C. Einwicklung	328
VI. Imitation von Deckenbau, Mimikrytektonik*	332
A. Allgemeine und historische Anmerkungen	332
B. Standtektonik-Mimikry	334
C. Deckentektonik-Mimikry	335
1. Pilzfalten	335
2. Autochthone Klippen	341
3. Autochthone Decken	341
4. Beutelmulden	343
5. Autochthone Fenster	344
VII. Die Bruchtektonik im Deckengebirge	345
A. Grundzüge des bruchtektonischen Zyklus im Deckenland	345
B. Die altersmäßige Abfolge der bruchtektonischen Struktursysteme im alpidischen Zyklus	348
1. Längssetzungsrisse	348
2. Gekreuzte Diagonalscherflächensysteme der Geosynklinalepoche	348
3. Grenzblätter und Überschiebungsblätter. Die Weyerer Bögen	349
4. Verschiebungsblattsysteme	356
5. Longitudinale Aufpressungsbrüche	358
6. Gekreuztes Diagonal-Blattverschiebungssystem	359
7. Längsseitenverschiebungen	363
8. Longitudinale und transversale Zerrbruchsysteme	364
Literatur	365
Sachregister	391

TABLE DES MATIÈRES

Introduction	1
I. Observations générales sur la structure en nappes des Alpes Calcaires Septentrionales	5
II. Définition et historique de la notion de «nappe»	8
III. Les types de nappes	11
A. Division selon le style structural	11
1. Nappe du second genre	11
2. Nappe du premier genre	20
3. Nappe renversée	25
4. Nappe intercutanée	26
B. Division selon le matériel	28
C. Division selon le faciès	29
1. Nappe faciès	30
2. Nappe à faciès multiples*	32
3. Nappe à faciès partiel*	36
D. Division selon la dimension	36
1. Nappe maîtresse	37
2. Nappe secondaire	37
E. Division selon l'importance du charriage	38
1. Nappe autochtone	38
2. Nappe parautochtone	38
3. Nappe allochtone	39
4. Nappe ultra	39
F. Division selon le mécanisme du transport	40
1. Observations générales	40
2. Types des nappes	44
a) Nappe de charriage	44
b) Nappe de glissement	45
c) Nappe d'entraînement*	47
d) Nappe porteuse*	48
G. Division selon la chronologie du transport	48
1. Exemples dans les Alpes Calcaires Septentrionales	48
2. Le principe des phases orogéniques	52

* notion nouvelle

IV. Les différentes parties d'une nappe	55
A. La semelle de la nappe	55
1. Mode des mouvements au niveau du plan de charriage et structure de la semelle des nappes	55
a) Remarques générales	55
b) Déroulement de la nappe	57
c) Chevauchement cassant	57
d) Chevauchement d'extension	58
e) Charriage	58
c1) Décollement parallèle, chevauchement déshabillant	60
e2) Troncature basale	62
e21) Cisaillement	63
e22) Rabotage basal	72
e3) Plan listrique	75
e4) Chevauchement compétent*	77
f) Charriage épiglyptique	78
g) Sous-charriage	82
h) Charriage basal différentiel*	88
i) Surlissement*	92
j) Charriage progressif*	97
k) Diverticulation (charriage en gradins)	98
l) Rétrocharriage et déversement à rebours	98
2. Lambeaux de poussée	102
a) Remarques générales	102
b) Moraines tectoniques	102
c) Lambeaux de seconde espèce	104
d) Lambeaux de première espèce	110
e) Brèche tectonique	110
f) Mylonite	112
3. Détermination de la direction des mouvements	113
a) Remarques générales	113
b) Les indications de faciès	115
c) Structures de la grande tectonique	117
d) Déversement des plis, plis rebroussés	119
e) Rebroussement	131
f) Schistosité	132
g) Stries	135
h) Diaclases de cisaillement satellites	135
i) Invection*	137
j) Lambeaux exoriques du substratum	139
k) Lambeaux de première espèce	142
4. La détermination des distances de charriage	143
a) Remarques générales. La méthode palinspastique	143
b) Critères impropres. Pseudoséries*, l'aux ensembles de faciès*	149
c) Critères utilisables	163
d) Exemples dans les Alpes Calcaires	168

5. La vitesse de progression des nappes	169
a) Remarques générales	169
b) Un exemple dans les Alpes Calcaires	170
c) D'autres exemples	172
B. La partie dorsale des nappes	174
1. Remarques générales	174
2. Transformation de la superficie originelle des nappes	174
a) Surface primaire de la nappe, dos primaire*	174
d) Troncature sommitale	175
c) Érosion sommitale	178
3. Déformation de la partie dorsale des nappes	180
a) Plissement rebroussé	180
b) Plissement sommital*	180
c) Écailles sommitales*	182
C. Le front des nappes	184
1. Remarques générales	184
2. Plaque frontale	184
3. Charnière frontale	185
a) Charnière frontale primaire*	185
b) Charnière frontale secondaire*	188
c) Pseudocharnière frontale*	190
4. Écailles frontales	191
5. Redressement secondaire	198
6. Digitation	200
7. Diverticulation	201
D. Le corps des nappes	204
1. Remarques générales	204
2. Critères de polarité	204
3. Schistosité, cisaillement, linéation	213
a) Remarques générales	213
b) La notion schistosité	214
c) Les types, l'origine et l'âge relatif de la schistosité	215
d) Schistosité et linéation	219
e) Exemples dans les Alpes Calcaires Septentrionales	221
4. Plissement	222
a) Remarques générales	222
b) Terminologie des éléments d'un pli	224
c) Classification des plis	227
c1) Selon le mécanisme de formation	227
c2) Selon le déversement	230
c3) Selon la dimension	231
c4) Selon la longueur	233
c5) Selon le rayon de courbure	233
c6) Selon la largeur	234
c7) Selon l'angle de la charnière	234
c8) Selon la symétrie des flancs	237
c9) Selon la relation entre l'épaisseur des flancs et celle de la charnière	237

c10) Selon l'inclinaison de l'axe	240
c11) Selon la direction de l'axe	240
c12) Selon la participation du socle	241
c13) Selon la position normale ou inverse des couches	241
c14) Selon la régularité des sections transversales suivant la direction axiale	242
c15) Selon la réduction tectonique	242
c16) Selon les relations avec les grandes structures	244
d) Exemples dans les Alpes Calcaires Septentrionales	244
e) Systèmes de plis	252
e1) Synclinorium et anticlinorium	253
e2) Plissement pluriphase*	254
e3) Grille des plissements	258
c4) Jonction et virgation	259
e5) Plissement en échelon	260
e6) Plis en gradins*	261
e7) Plissement induré*	262
5. Structure imbriquée	262
6. Structure en blocs	266
7. Zones de rupture	268
8. La réduction tectonique du corps des nappes	269
a) Écrasement	269
b) Étranglement	270
c) Cisaillement et boudinage	270
d) Lames cisailées	271
9. Accumulation tectonique	272
10. Étages tectoniques	274
11. Sélection tectonique	277
E. Zone des racines	286
1. Explication de la notion	286
2. Les types de cette structure	288
F. Klippes	289
1. Aperçu	289
2. Lambeaux de recouvrement	292
a) klippe du second genre*	294
b) klippe du premier genre*	294
c) Double-klippe	296
d) Demi-klippe	298
e) Double-demiklippe*	300
f) klippe en lanière*	300
g) klippe parautochtone	302
3. Klippes extrusives	302
4. Lames de charriage de seconde espèce	304
5. Klippes autochtones	305
6. Blocs tectoniques	308
7. Structures mimant les klippes	308

G. Fenêtres	309
1. Explication de la notion de fenêtre	309
2. Les types de fenêtres	312
a) Fenêtre de charriage	312
b) Fenêtre de plissement	312
c) Demi-fenêtre	312
d) Double-fenêtre	314
e) Double-demifenêtre	318
f) Fenêtre en ciseaux	319
g) Fenêtre en canal	320
h) Fenêtre en boutonnière	320
i) Fenêtre de copeaux	321
j) Bloc-fenêtre	322
k) Fenêtre parautochtone*	322
l) Fenêtre autochtone*	322
m) Fenêtre cachée*	326
V. Associations de nappes	327
A. Empilements et systèmes de nappes	327
B. Plissement des nappes	327
C. Encapuchonnement	328
VI. Imitation d'une structure en nappes. Tectonique de mimétisme*	332
A. Aspects généraux	332
B. Imitation de structures autochtones dans un pays de nappes	334
C. Imitation de structures allochtones dans une région autochtone	335
1. Pli en champignon	335
2. Klippe autochtone	341
3. Nappe autochtone*	341
4. Synclinal en bourse	343
5. Fenêtre autochtone	344
VII. Les systèmes de failles dans un pays de nappes	345
A. Aperçu du cycle des systèmes de failles dans la région alpine	345
B. La succession chronologique des systèmes de failles	348
1. Failles d'effondrement longitudinales	348
2. Réseau de failles obliques en systèmes conjugués pendant la phase géosynclinale	349
3. Décrochement plicatif*	349
4. Décrochement applicatif*	356
5. Failles inverses longitudinales	358
6. Décrochements conjugués obliques	359
7. Décrochements longitudinaux	363
8. Failles d'extension longitudinales et transversales	364
Bibliographie	365
Index alphabétique des matières	399

CONTENTS

Introduction	1
I. General observations on the nappe structure of the Northern Limestone Alps	5
II. Definition and historical derivation of the “nappe” concept	8
III. The types of nappes	11
A. Classification by tectonic style	11
1. Shear-thrustsheet	11
2. Fold nappe	20
3. Inversion nappe	25
4. Intercutaneous nappe	26
B. Classification by composition	28
C. Classification by facies	29
1. Facies nappe	30
2. Polyfacies nappe*	32
3. Fractional-facies nappe*	36
D. Classification by size	36
1. Primary nappe	37
2. Subordinate nappe	37
E. Classification by the distance of thrusting	38
1. Autochthonous nappe	38
2. Parautochthonous nappe	38
3. Allochthonous nappe	39
4. Ultra-nappe	39
F. Classification by mechanism of transport	40
1. General observations	40
2. Types of nappes	44
a) Overthrust nappe	44
b) Downsiding nappe	45
c) Drag-nappe	47
d) Carrier nappe*	48
G. Classification by the time of transport	48
1. Examples in the Northern Limestone Alps	48
2. The principle of orogenic phases	52

*new term

IV. The various parts of the nappe	55
A. The bottom of the nappe	55
1. The kind of the movement along the overthrust plane and the structure of the bottom of nappes	55
a) General remarks	55
b) Overfolding	57
c) Break-thrust	57
d) Stretch-thrust	58
e) Overthrust	58
e1) Parallel peel thrust	60
e2) Base truncation, bevelling	62
e21) Scissions-thrust, shear-thrust	63
e22) Base planing	72
e3) Listric surface	75
e4) Strut thrust	77
f) Surface thrust and erosion thrust	78
g) Underthrust	82
h) Lag fault <i>sensu</i> BAILEY 1910	88
j) Overslide*	92
j) Progressive thrust*	97
k) Diverticulation	98
l) Back-thrusting and back-folding	98
2. Tectonic slices	102
a) General remarks	102
b) Tectonic moraine, <i>mélange</i>	102
c) Dislodged slices of the substratum	104
d) Dislodged slices of the nappes	110
e) Tectonic breccia	110
f) Mylonite	112
3. Determining of movement direction	113
a) General remarks	113
b) Facies evidence	115
c) Large-scale structures	117
d) Face of the folds	119
e) Drag	131
f) Cleavage	132
g) Striations	135
h) Feather joints	135
i) Invection*	137
j) Exotic dislodged slices of the substratum	139
k) Dislodged slices of the nappes	142
4. Determining amounts of thrusting displacement	143
a) General remarks. The palinspastic method	143
b) Inapplicable criteria. Pseudoserries. Wrong facies complex*	149
c) Useful criteria	163
d) Examples in the Northern Limestone Alps	168

5. The velocity of the overthrusting	169
a) General remarks	169
b) One example in the Northern Limestone Alps	170
c) Further examples	172
B. The dorsal limb of nappe	174
1. General remarks	174
2. Modification of the original upper surface of nappes	174
a) Primary back*	174
b) Back truncation	175
c) Back erosion	178
3. The deformation of the dorsal limb of nappes	180
a) Drag folds	180
b) Summit dislocation	180
c) Back lobes	182
C. The front of the nappes	184
1. General remarks	184
2. Frontal sheet	184
3. Brow-fold	185
a) Primary brow-fold*	185
b) Secondary brow-fold*	188
c) Pseudo-browfold*	190
4. Frontal lobes	191
5. Secondary steepness	198
6. Digitation	200
7. Diverticulation	201
D. The body of the nappes	204
1. General remarks	204
2. Criteria for the top-bottom-determination, geoptal structures	204
3. Cleavage, shearing, lineation	213
a) General remarks	213
b) The term cleavage	214
c) The types, the formation and the relative age of the cleavage	215
d) Cleavage and lineation	219
e) Examples in the Northern Limestone Alps	221
4. Fold structure	222
a) General remarks	222
b) Nomenclature of the elements of folds	224
c) Classification of the folds	227
c1) By the mechanism of formation	227
c2) By the facing direction	230
c3) By the dimension	231
c4) By the length	233
c5) By the radius of curvature	233
c6) By the breadth	234
c7) By the hinge angle	234
c8) By the symmetry of the limbs	237
c9) By the relation of the thickness of limbs and hinge angle	237

c10) By the attitude of the axis	240
c11) By the direction	240
c12) By the participation of the basement	241
c13) By the normal or inverse position of the beds	241
c14) By the regularity of the continuation of the fold cross-section	242
c15) By the tectonic reduction	242
c16) By the relation of the folds to the main structures	244
d) Examples in the Northern Limestone Alps	244
e) Fold systems	252
c1) Synclinorium and anticlinorium	253
c2) Multiphase folding*	254
e3) Fold lattice*	258
e4) Merging and virgation	259
e5) Folds en échelon	260
e6) Step folds	261
e7) Induration folding*	262
5. Imbricate structure	262
6. Block structure	266
7. Zones of piercing*	268
8. The tectonic reduction of the body of nappes	269
a) Crushing	269
b) Squeezing off	270
c) Shearing and boudinage	270
d) Shear slices	271
9. Tectonic accumulation	272
10. Tectonic levels	274
11. Tectonic selection	277
E. Root zone	286
1. Explanation of the concept	286
2. Types of root zone	288
F. Klippes	289
1. Survey	289
2. Nappe-outliers	292
a) Thrust-outlier*	294
b) Overfolded outlier*	294
c) Double klippe	296
d) Half-klippe	298
e) Doublehalf-klippe*	300
f) Strip-klippe*	300
g) Parautochthonous klippe	302
3. Piercing klippen	302
4. Dislodged slices of the substratum	304
5. Autochthonous klippen	305
6. Tectonic blocks	308
7. Tectonic structures resembling klippen	308

G. Windows	309
1. Explanation of the notion	309
2. The types of windows	312
a) Thrust-window	312
b) Overfold-window	312
c) Half-window	312
d) Double-window	314
e) Double-half-window	318
f) Scissors window	319
g) Canal-window	320
h) Slit-window	320
i) Slice-window	321
j) Block-window	322
k) Parautochthonous window*	322
l) Autochthonous window*	322
m) Covert window*	326
V. Associations of nappes	327
A. Pile of nappes and systems of nappes	327
B. Nappe-folding	327
C. Involution	328
VI. Imitation of nappe-structure. Mimicry tectonics*	332
A. General aspects	332
B. Imitation of autochthonous structures in a region of nappe-tectonics	334
C. Imitation of allochthonous structures in an autochthonous territory	335
1. Mushroom fold	335
2. Autochthonous klippe	341
3. Autochthonous nappe*	341
4. Pouch-shaped syncline*	343
5. Autochthonous window	344
VII. The fault-systems in a nappe-region	345
A. Survey of the cycle of fault-systems in the alpine region	345
B. The temporal succession of individual fault-systems	348
1. Longitudinal sinking faults	348
2. Diagonal fault system of the geosynclinal phase	349
3. Folding tear-faults*	349
4. Nonfolding tear-faults*	356
5. Longitudinal upthrow fault	358
6. Conjugate sets of intersecting diagonal wrench faults	359
7. Longitudinal wrench faults	363
8. Longitudinal and transvers tension faults	364
Literature	365
Index of subjects	403

VORWORT

Der vorliegende Band über die Grundprinzipien der alpinen Deckentektonik am Beispiel der Nördlichen Kalkalpen stellt den ersten Teil der in drei Teilen vorgesehenen monographischen Abhandlung über die Nördlichen Kalkalpen dar. Teil II, der demnächst erscheint, behandelt Stratigraphie, Fauna und Fazies der Nördlichen Kalkalpen, wodurch dieses klassische alpine Mesozoikum eine Neuanalyse auf moderner Grundlage erfährt, in der die Fortschritte der letzten Jahrzehnte erstmalig in ganzer Breite Berücksichtigung finden. Der in Vorbereitung befindliche Teil III wird die orogene Stellung und den regional-tektonischen Bau der Kalkalpen analysieren.

Diese Dreigliederung des so umrissenen stofflichen Inhaltes erfolgte auf Grund der natürlichen Schwerpunkte und nach allgemeinen Gesichtspunkten dergestalt, daß jeder Teil des Gesamtwerkes unabhängig gestaltet und unabhängig benützbar ist, daß sich aber zugleich das Ensemble, gegenseitig ergänzend, zu einer monographischen Gesamtdarstellung dieses klassischen Gebirgssystems fügt.

Wien, im Oktober 1973

A. Tollmann

Einleitung

Mit dem Siegeszug der Deckenlehre um die Jahrhundertwende ist zugleich der tektonische Formbestand der Deckengebirge mit Begeisterung und in großer Breite studiert und analysiert worden. In einem ersten Ansturm wurde in kurzer Frist der orogenetische Formenschatz anhand klassischer Beispiele in seinen großen Zügen erfaßt. Trotzdem ist über manche Grundstrukturen der Deckentektonik in der Folge noch heftig diskutiert worden, so auch über das Deckenbauprinzip selbst. In dem seither verflossenen Zeitraum von einem halben Jahrhundert war die Aufmerksamkeit der Tektoniker aber mehr der regionalen Analyse der Deckengebirge gewidmet, die in den komplizierteren Regionen noch immer nicht zum Abschluß gelangt ist. Erkenntnisse allgemein-tektonischer Art über den Baustil bildeten nur das Nebenprodukt dieser Studien.

Dann aber setzte überraschenderweise als Reaktion auf die erste Entwicklungsphase der Deckenlehre mancherorts ein Gegenstoß ein, mit dem Ziel, die freie Tektonik durch Umdeutung in gebundene Formen, in autochthone Strukturen zu ersetzen – so auch in dem in tektonischer Hinsicht klassischen Gebirgsabschnitt der Nördlichen Kalkalpen in den Ostalpen. Gerade aber dieser in den frühen sechziger Jahren unseres Jahrhunderts für die westlichen Nordkalkalpen praktisch schon allgemein akzeptierte Umdeutungsversuch zwang die Anhänger der Deckenlehre zu neuer Überprüfung der orogenen Strukturen unter Anwendung neuer, über die klassische Forschungsweise hinausgehender Methoden. Außer der Frage nach der Struktur selbst schob sich jene nach der Methode der Erkenntnis der Strukturen, nach der Möglichkeit der Beweisführung, in den Vordergrund, bekam daneben die Frage nach der Genese bei ähnlich aussehenden, analogen, aber nicht homologen Strukturen Bedeutung. Neue Kriterien wurden etwa bei Fragen nach der Schubrichtung, der Verkehrtlagerung, der Bestimmung der Schubweite oder Schubgeschwindigkeit der Deckenbewegung herausgearbeitet. Die früher viel zu wenig beachtete Mehrphasigkeit des Geschehens wurde in den Blickpunkt gerückt, indem Bewegungen vielfach in mehrere oder zahlreiche Teilakte mit oft abweichendem, ja konträrem Bewegungssinn aufgelöst wurden – wodurch manche unverständlichen tektonischen Endprodukte einer Analyse zugänglich gemacht werden konnten.

Für alle derartigen Beobachtungen deckentektonischer Art bieten die Nördlichen Kalkalpen ein überaus ergiebiges Forschungsfeld. Zwar stellen sie im Deckensystem der Ostalpen nur das oberste tektonische Stockwerk dar, bringen aber durch ihr wechselvolles Material, durch ausgeprägte und oft kleinräumige Faziesunterschiede, durch die erwähnte mehrphasige Ausgestaltung und vor allem durch einen weiten Fernschub der Gesamtmasse, verbunden mit bedeutender innerer Deckenstruktur, eine derartige Mannigfaltigkeit von orogenen Bauformen, daß es dem Verfasser äußerst lohnend erschien, die aus langjähriger Beschäftigung mit den regionaltektonischen Verhältnissen erwachsene Fülle von Grundstrukturen, die weltweit im Orogen

wiederzufinden sind, in geordneter Form zu erfassen, die spezifischen Merkmale der Einzelstrukturen herauszuarbeiten, Kriterien zu ihrer Erkenntnis klarzulegen und ihre Genese zu durchleuchten. Für den Tektoniker werden dergestalt die Nördlichen Kalkalpen mit ihrem reichen tektonischen Formenschatz, der kaum eine der bekannten orogenen Strukturtypen missen läßt, zur klassischen Lokalität alpiner deckentektonischer Forschung.

Die Forschung in den Nordkalkalpen ist für den Geologen aber auch deshalb besonders reizvoll, weil heute trotz aller Komplikationen im Ineinanderspiel von Fazies und bewegter Tektonik durch eine Vielzahl neuer verfügbarer Methoden, dank der vielfach reichen Fauna und zufolge gut erhaltener Strukturen im Groß- und Kleinbereich auch schwierige Probleme lösbar geworden sind.

Stand auf der einen Seite das Bedürfnis im Vordergrund, zu einer Gesamtschau des regional-tektonischen Baues zu gelangen – was durch die tektonische Karte 1 : 100.000 mit ihren Erläuterungen zu einem ersten Abschluß gebracht worden ist –, so drängte andererseits die Vielfalt der orogenen Strukturen, die im gut erschlossenen Hochgebirgsanteil, steinernen Zeugen gleich, das komplizierte Geschehen der Gebirgsbildung oft unmittelbar ablesen lassen, auch einen Überblick über das reiche Inventar an alpinotypen Bauformen allgemeiner Bedeutung zu geben. In dieser Hinsicht stellt sich ja von selbst der Vergleich der Nordkalkalpen mit dem an Strukturtypen so reichen Schweizer Helvetikum ein, dem bisher ja diesbezüglich schon etliche Studien gewidmet worden sind – allen voran das monumentale Werk von A. HEIM über den Mechanismus der Gebirgsbildung. Trotz verschiedener Stellung, faziell divergierendem Baumaterial und dem unterschiedlichen Grundbaustil in Faltendecken bzw. Abscherungsdecken sind Nordkalkalpen und Helvetikum wohl unter diesem Gesichtspunkt, also der klassischen orogenetischen Ausgestaltung, sicherlich gleichwertig.

Die Art der Darstellung ist dergestalt vorgenommen, daß bei den Hauptstrukturen zunächst stets eine Definition und Erläuterung des Begriffes und eine historische Betrachtung über die Begriffsentwicklung durchgeführt wird. Da in dieser Studie besonderer Wert auf die richtige Verwendung der Begriffe gelegt wird, ist die historische Ableitung als Basis einer derartigen zutreffenden Bezeichnung ausführlich gehalten. Erst der Gang durch die Geschichte der Entwicklung eines Begriffes kann uns Gewißheit über die ursprüngliche Meinung des Autors bei Aufstellung des neuen Terminus, über Wandlung des Begriffes in den Händen der später damit arbeitenden Tektoniker und seine heutige Handhabung und Abgrenzung gewähren. Anschließend werden die Strukturen jeweils an konkreten Beispielen aus den Nordkalkalpen näher erläutert. Behandelt werden, wie der Titel der Abhandlung ankündigt, deckentektonische Baustiltypen. Nicht einbezogen hingegen wird der Fragenkreis nach Struktur und Genese des Gesamtrogens, der der vergleichenden Orogenforschung vorbehalten bleiben soll und anhand weltweiter Beispiele getrennt studiert werden muß. Die Darstellung schreitet von der Beschreibung der Deckenstruktur als Ganzes zu deren Teilelementen von der Basis, dem Rücken und der Stirn über den Deckenkörper bis zur Wurzelzone fort, hierbei wird auch die Schollen- und Schuppenstruktur analysiert, ebenso der Faltenbau mit einbezogen. Schließlich wird auch noch die Bruchtektonik im Kalkalpen-Orogen mit der zeitlichen Abfolge der Einzelstrukturen behandelt. Hierdurch soll zugleich auch der Zusammenhang zwischen tangentialer und vertikaler Tektonik

gezeigt werden, soll die gegenseitige Abhängigkeit der Strukturprägung und die Einheit des Baues durch das Wirken von Kräften gleicher endogener Herkunft veranschaulicht werden.

Die im Text erwähnten tektonischen Strukturen der Nordkalkalpen können am bequemsten auf den fünf Blättern der Tektonischen Karte der Nördlichen Kalk-

q		Quartär	trk		Oberrhättkalk
b		Buntmergelserie	tr		Kössener Schichten
gr		Grestener Jura-Unterkreide	tz		Zlambachmergel
fy		Flysch(zone)	tk		Dachsteinkalk
kr		Gosau	tk-		Dachsteinriffkalk
krs		Gosau-Sandstein	tdk		Plattenkalk
krm		Gosau-Mergel	td		Hauptdolomit
krc		Gosau-Konglomerat	th		Hallstätterkalk
krb		Gosau-Basisserie	tpö		Pötschenkalk
kc		Alb-Cenoman	tlrh		Karn. Rauchwacke
ka		Tannheimer Schichten	tld		Karn. Dolomit
kn		Kreideschiefer i.a.	tlk		Karn. Kalk
ks		Kreidesandstein i.a.	tls		Lunzer Sandstein
kna		Neokom-Aptychenschichten	tlsh		Karn. Schiefer
k		Kreide i.a.	tl		Karn. i.a.
ikr		Jura-Kreide-Schiefer	tpd		Partnachdolomit
ip		Plassenkalk	tpk		Partnachkalk
itr, ib		Tressensteinkalk, Barmsteinkalk	tpm		Partnachmergel
io		Oberalmerschichten	ta		Arlbergsschichten
ia		Aptychenkalk (Tithon-Neokom)	twk		Wettersteinkalk
iac		Acanthiuschichten	twd		Wettersteindolomit
ih		Jurahornsteinkalk, Radiolarit	tmr		Reiflinger Kalk
idk		Klauskalk	tmk		Muschelkalk i.a.
idkk		Stufenkalk des Dogger	tmd		Anis. Dolomit
iv		Vilsenkalk	tmg		Gutensteinerkalk
ls		Liasspongienkalk	trh		Reichenhaller Rauchwacke
lf, lf', lf''		Allgäuschichten, Liasfleckengl.	t-		Werfener Kalk
lh		Hierlatekalk	t		Werfener Schichten, Buntsd.
lsk		Kalksburger Schichten	pv		Alpiner Verrucano
lk		Liaskieselkalk	py		Haselgebirge
la		Adneterkalk			
i(k)		Jura i.a. = i, j; Jurarotkalk = ik			

Übersicht über die auf den Abbildungen einheitlich verwendeten Abkürzungen und vorwiegend verwendeten Signaturen.

alpen 1 : 100.000 aufgefunden werden, die den Arbeiten des Verfassers von 1967 a, 1969 a und 1970 a beiliegen.

In dieser Studie neu eingeführte tektonische Begriffe werden im Text durch Sternchen * gekennzeichnet.

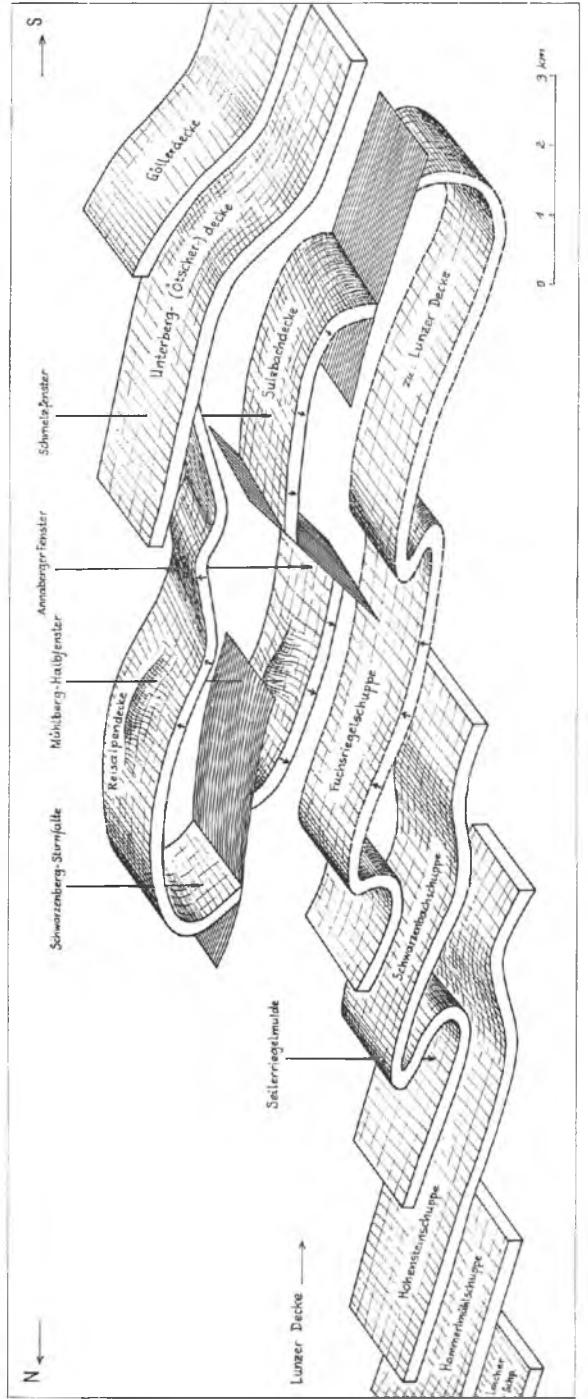
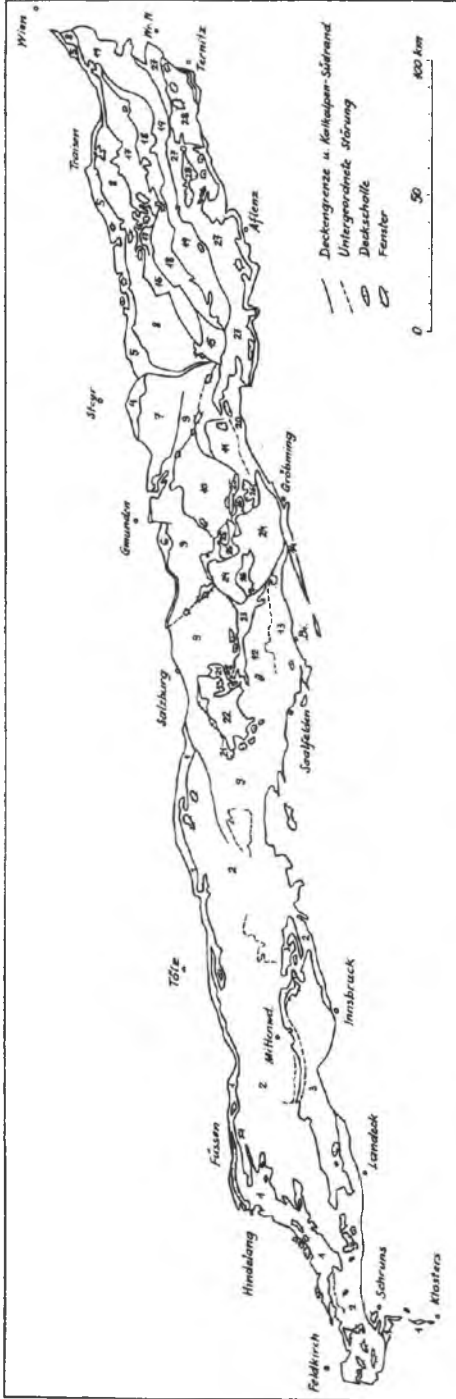
Besonderen Dank sagen möchte ich auch an dieser Stelle meiner lieben Frau Doktor Edith Kristan-Tollmann für die zahllosen ersprießlichen fachlichen Gespräche zum vorliegenden Thema und für die vielen wertvollen Anregungen, die die Entstehung und Gestaltung des Buches in entscheidender Weise gefördert haben.

Diese Studie stellt Publikation Nr. 3 des Forschungsschwerpunktes der österreichischen Hochschulen N 25, „Geologischer Tiefbau der Ostalpen“, dar.

I. ALLGEMEINES ZUM KALKALPINEN DECKENBAU

Deckenbau beherrscht als Grundstruktur die Nördlichen Kalkalpen (Abb.1). Erst zu Beginn unseres Jahrhunderts wurden die Hauptzüge des Deckenbaues in den Kalkalpen erkannt, und die deckentektonische Forschung nahm ihren Anfang. In die Zeit vor den Ersten Weltkrieg fällt die Aufgliederung der Kalkalpen in die großen tektonischen Einheiten, fällt der erste Höhepunkt in der Diskussion über die Abgrenzung der verschiedenen Deckenkomplexe. In manchen strittigen Fragen, besonders im voralpinen Bereich, ringt man sich in der Folge zu einer einheitlichen Auffassung durch, andere Komplexe – besonders im hochalpinen Bereich – werden bis heute von den einzelnen Autoren verschieden gedeutet. Trotzdem läßt sich als klare Leitlinie der Forschung die zwar ungleichmäßig rasche, aber doch stetig fortschreitende Klärung noch offener Fragen feststellen – zufolge des Fortschrittes in der Detailkartierung, zufolge der verbesserten Untersuchungsmethodik in neuerer Zeit und zufolge neuer Betrachtungsweisen, besonders von sedimentologischer Seite her angeregt. Der historisch betrachtet als Rückschritt zu wertende Versuch im Jahre 1960, den Deckenbau der Kalkalpen, ausgehend vom Westen, erneut vollkommen in Abrede zu stellen, wird – auch für den Westteil – 10 Jahre später widerlegt, so daß heute auf Grund immer weiterer Fakten und den ersten Tiefbohrungen am Prinzip des Deckenbaues in den Kalkalpen nicht mehr zu zweifeln ist. Da aber – besonders im Bereich der Hallstätter Zone – noch Meinungsverschiedenheiten über die lokale Gliederung bestehen, so werden wir bestrebt sein, als Beispiele in den folgenden Ausführungen stets solche Regionen zu wählen, über die heute – zumindest im Grundsätzlichen – einhellige Meinung herrscht. Wo aber mangels anderer Beispiele umstrittene Strukturen herangezogen werden müssen, wird dies im einzelnen ausdrücklich vermerkt werden.

Wenden wir uns dem Baustil des kalkalpinen Deckengebäudes zu, so fällt zunächst auf, daß es sich in der weitaus größten Zahl der Fälle um Abscherungsdecken mit aufrechter Schichtfolge und ohne Verkehrtchenkel handelt. Überfaltungsdecken sind mit Ausnahme der aber nicht allzuweit überfalteten Totengebirgsdecke und der aus einer überdimensionalen Deckfalte ableitbaren Sulzbachdecke – Abb. 2 – nicht vertreten. Es läßt sich erkennen, daß der Deckenstapel aus einer ursprünglich noch einheitlichen, an der Basis gegen die Stirn hin aufsteigend schräg zugeschnittenen, vom Untergrund gelösten und transportierten Platte entstanden ist und die Deckenteilung erst nachträglich beim weiteren Vormarsch in späterer Phase zustande gekommen ist. Dabei gilt für den Gesamttraum der Kalkalpen folgendes Dispositiv: Der mittlere, mächtigste und breiteste Längsstreifen der Kalkalpen besteht aus einer nicht oder nur unwesentlich tief in Teildecken untergliederten Stammdecke, in den westlichen Kalkalpen vom sogenannten Hochbajuvarikum, in den mittleren und östlichen Kalkalpen vom Tirolikum gebildet. Als nördlicher Randstreifen erscheint darunter beim



Vormarsch der Kalkalpen, als eine Stirnschuppe der Stammdecke abgesplittert, das Tiefbajuvarikum (Westen) bzw. Bajuvarikum (Mitte und Osten) in Form einer schmalen, noch weiter untergliederten Deckenzone. Auf der anderen Seite aber erhält die Stammdecke vom Süden her die hochalpinen Decken des Juvavikums aufgeladen, die ihren Weg zum Teil vielleicht auch in Form von Gleitung zurückgelegt haben.

Die Schubweiten der kalkalpinen Decken schwanken demnach im einzelnen beträchtlich. Während an den Teildecken und Untereinheiten der tirolischen Stammdecke im Ostteil der Kalkalpen z. B. im allgemeinen Beträge zwischen 5 und 10 km ablesbar sind, nehmen die Überschiebungen einerseits über dem Tiefbajuvarikum, der Allgäu-Ternberg-Frankenfesler Decke größeres Ausmaß an (35 km im Allgäu), überschreiten andererseits aber auch bei den hochalpinen Decken Beträge von zwei bis mehreren Zehnern von Kilometern, von der Hohe Wand- und Schneebergdecke im Osten über die fernüberschobene Hallstätter Deckschollengruppe im Mittelabschnitt und die über 40 km weit überschobene Berchtesgadener Schubmasse westlich der Salzach bis zu der hinsichtlich der Schubweite mit den hochalpinen Decken vergleichbaren Inntaldecke in Tirol, die einen Mindesttransport von 20 km mitgemacht hat.

Diese allgemeinen Züge des kalkalpinen Deckenbaues sind mit den heutigen modernen Untersuchungsmethoden zu belegen. Daß es daneben genügend parautochthone Strukturen in den Kalkalpen gibt, die Deckenbau vortäuschen und viele Autoren zu verfehlten Annahmen von Deckenstrukturen verleitet haben, muß besonders betont werden. Da in einem eigenen Kapitel auf derartige, für die Unterscheidung Deckenbau oder parautochthone Strukturen wesentliche Bauformen eingegangen wird (S. 333 ff.), genügt hier der Hinweis auf diese Ausführungen.

Abb. 1: Der Deckenbau der Nördlichen Kalkalpen. A. TOLLMANN, 1971, modifiziert.

1 Allgäudecke, Cenoman-Randschuppe und Madrisazone; 2 Lechtaldecke; 3 Inntal- und Krabachjochdecke; 4 Ternberger Decke; 5 Frankenfesler Decke und Cenoman-Randschuppe; 6 Langbath-Scholle; 7 Reichraminger Decke; 8 Lunzer Decke; 9 Staufen-Höllengebirgs-Decke; 10 Totengebirgsdecke; 11 Warscheneckdecke; 12 Tennengebirgs-Scholle; 13 Werfener Schuppenzone; 14 Mandling-Span; 15 Reiflinger Scholle; 16 Sulzbachdecke; 17 Reisalpendecke; 18 Unterbergdecke; 19 Göllerdecke; 20 Admonter Schuppenzone; 21 Hallein-Loferer-Hallstätter Decke; 22 Berchtesgadener Decke; 23 Lammermasse; 24 Dachsteindecke; 25 Zlambachscholle; 26 Sandlingdecke; 27 Mürzalpen-Hohe Wand-Decke; 28 Schneebergdecke.

Abb. 2: Schematische Darstellung der kalkvoralpinen Deckengruppe im Ötzerland im Raum um Annaberg, Niederösterreich. Aus einer riesigen Überfalte bzw. Faltendeckenanlage sind unter Durchscherung und selbständiger Bewegung der Schenkel drei Decken hervorgegangen, unter denen die Reisalpendecke den normal lagernden Hangendschenkel, die Sulzbachdecke den verkehrt lagernden Mittelschenkel und die Lunzer Decke mit ihrem Falten-Schuppen-Bau den normal lagernden Liegendschenkel dieser Anlage repräsentieren.

II. DEFINITION UND HISTORISCHE ABLEITUNG DES BEGRIFFES DECKE

Definition: Eine tektonische Decke (nappe, thrust-sheet) stellt eine großräumige, tektonisch selbständige, plattenförmige Überschiebungs- oder Überfaltungsmasse über fremder Unterlage dar, mit einer zumindest in einem Teilabschnitt beträchtlichen, nach Kilometern messenden, primär mehr oder weniger horizontal gerichteten Verfrachtungsweite. Als Ergänzung zu dieser kurzgefaßten Definition könnte man als Erläuterung und als Vorbeugung gegen zu enge Begriffsfassung noch folgende Anmerkungen hinzufügen, die genügend Spielraum für die verschiedenen Deckentypen gewähren: Die Decken können mit oder ohne Zusammenhang mit der Wurzelzone auftreten; es kann in seltenen Fällen auch noch ein seitlicher Zusammenhang mit dem dort ursprünglich angrenzenden Nachbargebiet erhalten sein. Bei Decken mit einem Sedimentgesteinsanteil kann dieser faziell gegenüber jenem der angrenzenden Einheiten eigenständig, aber in sich einheitlich entwickelt sein, er kann faziell intern zersplittert sein oder aber auch in der Fazies mit dem Umland übereinstimmen. Es kann bei der Deckenbildung im Normalfall Älteres über Jüngeres überschoben werden (kalkalpines Beispiel: Permoskythbasis vieler Decken über jurassische bis tiefkretazische Schichten des Untergrundes), es kann aber auch streckenweise Gleiches über Gleiches verfrachtet werden (kalkalpines Beispiel: Muschelkalk der Inntaldecke über Muschelkalk der Lechtaldecke SE Mittenwald — vgl. S. 153 und Abb. 76), ja es können amputierte Decken so zueinander finden, daß die Schichtfolge der einen Einheit an der Deckengrenze scheinbar an jene der anderen Einheit anschließt und so eine Scheinserie entsteht (Beispiele siehe S. 154). Schließlich kann an Deckengrenzen sogar Jüngeres über Älteres transportiert werden, worüber M. BILLINGS (1933, S. 140 ff.) in einer eigenen Studie berichtet hat. Als ein derartiges kalkalpines Beispiel sei die Entwicklung im Hirschbergzug NNE Hindelang im Allgäu erwähnt, wo die Allgäudecke mit Cenoman den Hauptdolomit der Lechtaldecke im Falkensteinzug überschiebt (Abb. 154). Decken können aus aufrechten Serien durch Basalabscherung oder aus einer Faltenanlage entstehen, wodurch ein verkehrter Schenkel mit sehr verschiedenem Umfang vorhanden sein kann oder aber ganz fehlt. Sie werden ganz allgemein durch tangentialen aktiven Schub aus der Wurzelzone vom Untergrund gelöst, entweder durch weiteren tangentialen Nachschub transportiert oder bewegen sich dann passiv durch Gleitung oder aber durch Schleppung unter einer höheren Decke weiter. Die Teilabschnitte einer Decke können nach dem Ablösen gleichzeitig oder ungleichzeitig, ein- oder mehrphasig bewegt werden. Aus all den angegebenen Kriterien lassen sich bestimmte Typen von Decken ableiten, deren systematische Besprechung im folgenden durchgeführt wird.

Keineswegs ist für die Verwendung des Begriffes Decke demnach eine selbständige Fazies gegenüber dem Umland, ein eigener, später tektonisch exakt herausgeschnittener

Sedimentationstrog erforderlich, wie manche Autoren gefordert haben. Ob man hingegen mit H. P. CORNELIUS (1940, S. 274) die Minimalüberschiebungsweite mit 5 km beziffern soll, wird diskutiert und meist auch angenommen. Andererseits ist eine genaue zahlenmäßige Festlegung der wahren Überschiebungsweite meist nicht einfach, so daß bei der Verwendung des Begriffes Decke mehr auf das großregionale Ausmaß der Einheit und auf einen namhaften, nach Kilometern messenden Überschiebungsbetrag als auf eine exakte Minimalzahl Wert gelegt werden sollte.

Historische Entwicklung des Begriffes Decke: Die Entdeckung der Deckenstruktur sowie eine Vielzahl von Bezeichnungen der deckentektonischen Nomenklatur gehen auf den genialen französischen Forscher Marcel BERTRAND (1847–1907), zugleich Begründer der Deckenlehre, zurück, der durch seine Kartierung in der Provence und seine theoretischen Überlegungen über den Alpenbau Pionier im Bereich der Deckentektonik gewesen ist.

Die Entwicklung der deckentektonischen Nomenklatur geht im französischen und deutschen Sprachkreis in Europa, in den Alpen, in erster Linie auf die großen Forscher des Alpenbauplanes wie M. BERTRAND, E. SUSS, Alb. HEIM & F. DE MARGERIE, P. TERMIER, H. SCHARDT, M. LUGEON und E. ARGAND zurück. Die entsprechende englisch-amerikanische Terminologie verdankt vor allem Forschern wie B. WILLIS und C. VAN HISE in Nordamerika sowie Ch. LAPWORTH, B. PEACH & J. HORNE, E. BAILEY und M. BILLINGS in Großbritannien eine besondere Bereicherung. Ein Unterschied in der Terminologie dieser beiden Forschergruppen liegt darin, daß in der Geologie der Alpen Hauptaugenmerk auf Form und Struktur der Schubmasse selbst, in der englischsprachigen Literatur hingegen in erster Linie auf die Art der Ausgestaltung der Schubflächen gelegt wurde, so daß das Fachvokabular in jeder Gruppe einen anderen Schwerpunkt aufweist. Es wird daher in der nachfolgenden Studie auch versucht, diese bis in die Gegenwart reichende Unausgewogenheit zu überwinden und der Betrachtung beider Grundelemente, Schubfläche und Schubmasse, gleichermaßen gerecht zu werden, sowie die nur in einem Sprachgebrauch vorhandenen Termini durch Übersetzung oder Begriffsschaffung auch im anderen Sprachraum verfügbar zu machen.

Die Existenz großer horizontaler Überschiebungsmassen ist ja gerade an der Schlüsselposition bezüglich der Entstehung der Deckenlehre, den Glarner Alpen in der Ostschweiz, in Teilstücken schon lange bekannt gewesen, ohne daß damals allerdings noch der Deckenbegriff aufgestellt worden war. So hatte bereits H. C. ESCHER (1809, S. 345) diese Verhältnisse in den Glarner Alpen als auffällig beschrieben, A. ESCHER (1846, S. 437; 1847, S. 18) auf die grandiose Erscheinung mit Nachdruck aufmerksam gemacht: „Es ist demnach in dieser Gegend eine . . . Überschiebung ganzer Gebirgsmassen eingetreten, in einer Ausdehnung, die alle ähnlichen bekannten Fälle an Größe weit übertrifft.“ Von ESCHER war allerdings noch nicht das erst durch M. BERTRAND erkannte Gesamtausmaß der Überschiebung erfaßt worden, da A. ESCHER die Schubmasse noch durch gegeneinander gerichtete Teilüberschiebungen und Überfaltungen, durch seine Glarner Doppelfalte, erklärt hatte.

Die Prägung des Begriffes „Decke“ in tektonischem Sinn („masse de recouvrement“) erfolgte also erst durch M. BERTRAND, 1884, S. 325, zugleich mit der Umdeutung der auch noch durch Alb. HEIM (1872, S. 170) als Doppelfalte gedeuteten Überfaltungs- und Überschiebungsmasse in den Glarner Alpen zu einer einheitlichen, in Gesamtheit

gegen Norden bewegten Schubmasse. Die erste Umdeutung der dortigen Verhältnisse, der eigentliche Beginn des deckentektonischen Denkens im Sinne der Deckenlehre aber war bereits kurz zuvor (1883) am gleichen Objekt durch E. SUESS erfolgt, allerdings aber nicht veröffentlicht worden (Erhard SUESS, 1916, S. 423). Den Terminus „nappe (de recouvrement)“, der sich später ganz allgemein in der französischen Sprache – und übersetzt als „Decke“ in der deutschsprachigen Literatur – für diese allochthonen Schubmassen eingebürgert hat, verwendete M. BERTRAND fünf Jahre später zum ersten Mal (1889, S. 239) für die Deckenstrukturen der Provence. Die spätere Entwicklung des Deckenbegriffes, besonders die lange Dauer der Überwindung der Vorstellung, alle Decken auf den aus den Schweizer Alpen zuerst bekannt gewordenen Überfaltungstypus zurückführen zu müssen, und die Ausgliederung der übrigen Deckentypen, wird bei Besprechung der Einzelformen dargelegt (siehe S. 16 f.).

Weitere Hinweise historischer Art auf die Entdeckung und Benennung der großen Überschiebungsstrukturen finden sich besonders im Kapitel Überschiebungen, S. 59 f. Eine exzellente Darstellung des Ganges der Entdeckung der großen Überschiebungen und des Deckenbaues gab E. BAILEY (1935, S. 13 ff.).

Literatur: Unter den neueren Arbeiten, die sich speziell mit der Frage der Definition, des Inhaltes und der historischen Entwicklung des Begriffes „Decke“ befassen, seien als Ergänzung zum hier Mitgeteilten noch die Publikationen von W. SCHWAN (1966, S. 181), K. METZ (1967, S. 97), J. DENNIS (1967, S. 111), A. TOLLMANN (1968 a, S. 27; 1968 b, S. 49) und W. ZACHER (1969, S. 1) angeführt.

III. DIE DECKENTYPEN

Je nachdem man den morphologischen, den lithologischen, den faziellen, den dimensionellen oder den mechanischen Gesichtspunkt oder auch z. B. die Stellung im Deckenverband in den Vordergrund stellt, kann man verschiedene systematische Aufgliederungsprinzipien für die Deckentypen entwickeln. Dabei kommt der Frage nach der Entstehung durch Überfaltung (Überfaltungsdecke, Faltendecke) oder Abscherung (Abscherungsdecke) zweifellos erstrangige Bedeutung als Deckeneinteilungsprinzip zu, mehr im Hintergrund stehen die Gliederungsprinzipien nach Material, Fazies, Förderweite und Dimension. Nur in manchen Fällen schließlich ist die als Ordnungsprinzip ebenfalls gewertete Art des Deckentransportes aus beobachtbaren Strukturen zu belegen.

Im folgenden sollen nun an kalkalpinen Beispielen die hier in der Natur realisierten Deckentypen in systematischer Anordnung vor Augen geführt werden.

A. Gliederung nach dem Baustil

1. Abscherungsdecke, Abstauchungsdecke, Überschiebungsdecke (nappe du second genre; overthrust nappe, thrust-plate, shear-thrustsheet)

Begriffsdefinition und -erläuterung: Unter Abscherungsdecke versteht man eine an einer basalen Abscherungsfläche überschobene Decke mit aufrechter Serie ohne Verkehrtchenkel und ohne primäres Stirnscharnier. Die interne Schichtfolge der Decke kann ungestört erhalten oder in verschiedenem Ausmaß gestört sein. Die basale Abscherungsfläche kann in Form eines „décollement“ entlang eines Gleithorizontes, etwa eines mobilen Salz-Gips-Haselgebirgsniveaus, eines Schieferbandes oder einer Rauhackenbank ausgebildet sein, also parallel zur Schichtung verlaufen. In den Kalkalpen ist dieser Deckenbasalzuschnitt der untergeordnete Typus, den man besonders bei den kalkhochalpinen Decken antrifft. Die Hauptmasse der Decken in den Voralpen aber verdankt einem schräg zur Deckenstirn hin ansteigenden Basalzuschnitt ihre Entstehung, und es ist erstaunlich, daß dieser Schrägzuschnitt – bei Einbeziehung der paläozoischen Basis der Kalkalpen am Südrand – sowohl den obertriadischen karnischen Hauptschieferhorizont als auch den permoskythischen Schiefer-Haselgebirgshorizont im großen gesehen schräg durchschneidet, streckenweise darin verbleibt, aber dann in die jeweils angrenzenden harten Karbonathorizonte weitergreift (A. TOLLMANN, 1971 a, S. 368). Weitere Möglichkeiten für die Ausbildung der Basalabscherung wie Aufsteigen entgegen der Schubrichtung oder rigoroses Durchschneiden älterer komplizierter Deckeninnenstrukturen etc. werden ebenso wie die erstgenannten Fälle bei Besprechung und Ausgestaltung der Deckenbasis (S. 55 ff.) eingehend erörtert.

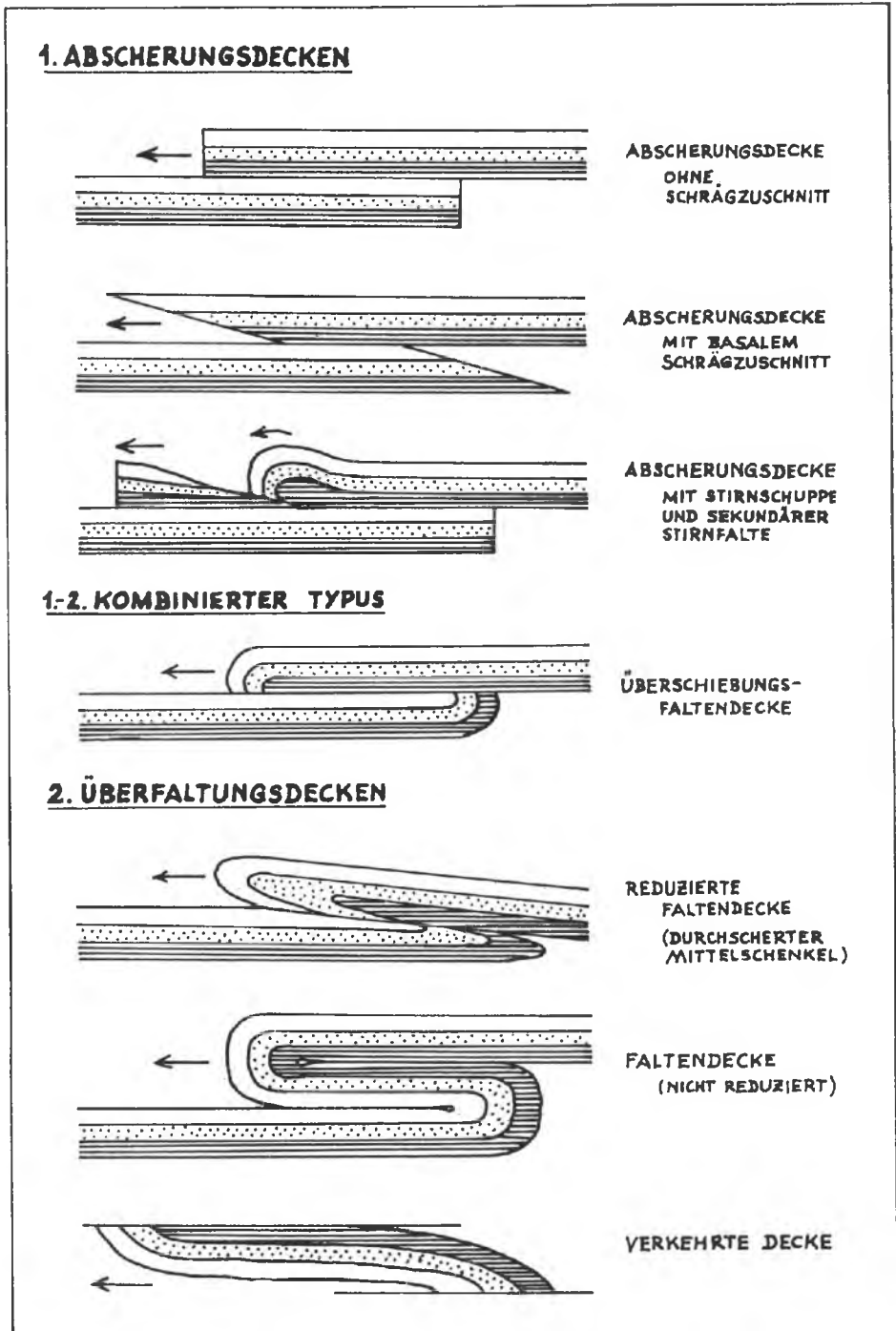


Abb. 3: Schematische Darstellung der Haupttypen der Decken nach ihrem Baustil.

Typen der Überschiebungsdecken (vgl. hierzu die folgenden historischen Ausführungen):

a) Abschiebungsdecke (A. SPITZ, 1911, S. 293) – nappe de décollement – stripped thrustsheet (M. BILLINGS, 1933, S. 143). Hierunter ist eine an einem Gleithorizont schichtparallel abgestaute oder abgeglittene Abstauchungsdecke zu verstehen.

b) Abscherungsdecke s. str. (A. SPITZ, 1911, S. 293) – nappe de cisaillement – shear thrustsheet.

Verbreitung: Abscherungsdecken dominieren gegenüber den Überfaltungsdecken in den alpinotypen Gebirgen der Erde weitaus. In den Ostalpen beherrschen sie vorwiegend, in den Kalkalpen fast ausschließlich den Stil des Deckengebäudes. Den Abscherungsdecken kommt auch die größte Überschiebungsweite in den Deckengebirgen der Erde zu, Beträge, die Überfaltungsdecken nie erreichen können. Beispiele für große Überschiebungsweiten von Abscherungsdecken in den Gebirgen der Welt und im mediterranen Orogen, die 100 km häufig erreichen oder überschreiten, sind vom Verfasser (1968 a, S. 30; 1968 c, S. 54) zusammengestellt worden. Die größte bisher bekannte Schubweite eines Abscherungsdeckensystems weist ja unser kalkalpiner Deckenstapel als Ganzes auf, der nach der Abtrennung vom mittelostalpinen Kristallin und dessen Hülle als ein im Meridian von Klagenfurt 165 km weit nordwärts überschobenes System vom Verfasser (1959, S. 14) erkannt worden ist, was natürlich nicht unwidersprochen geblieben ist.

Als Ursache, warum bei der Deckenbildung im alpinen Gebirge in einem Fall Abscherungsdecken, im anderen Fall Überfaltungsdecken entstehen, gelten je nach Autor sehr verschiedene Faktoren. Häufig wird eine bessere Faltbarkeit des Gesteins im Falle der Faltendeckenentstehung angenommen (H. BECKER, 1939, S. 54; W. SCHWAN, 1966, S. 208), die Existenz von abscherungsfähigen Horizonten wird im entgegengesetzten Fall angeführt (K. METZ 1967, S. 106). Dieses Merkmalspaar aber ist gewiß nur ein Faktor, der keinesfalls allein oder vordringlich entscheidend für den Deckenbaustil wird. Beim Parallellfall der Falten-Schuppenbildung nebeneinander in gleicher Einheit betont H. BREDDIN (1966, S. 34) anhand von Beispielen aus dem Devon des Rheinischen Schiefergebirges ebenfalls den lithologischen Faktor, indem er vermutet, daß mächtige kompetente Gesteinskomplexe den Schuppenbau, also Abscherungstektonik, gegenüber der Faltungstektonik begünstigen. Er vermerkt allerdings auch unter Anführung von einem lithologischen Gegenbeispiel, daß die letzten Ursachen dort noch nicht vollständig übersehen werden können. Die Lage der Stockwerkstiefe im Orogen ist ein nächster, häufig angeführter Grund. Aber auch hier widersprechen die Ansichten verschiedener Beobachter einander. So gilt wohl im allgemeinen, daß Faltendecken eher im tieferen Stockwerk entstehen (H. BECKER, 1939, S. 68). Aus den Rocky Mountains hingegen berichtete D. ROEDER (1967, S. 177 f.), daß dort die Faltung gerade im Oberstockwerk herrscht und im tieferen Stockwerk schichtparallele Schubplatten, also Abscherungsdecken, dominieren, wobei weder Alters- noch Materialunterschied, sondern der Hangenddruck hierfür verantwortlich gemacht wird. Daß aber auch dies, ebenso wie der Materialunterschied, keine allgemeingültige Ursache für die Ausgestaltung des Deckenstils sein kann und noch weitere Faktoren entscheidend mitwirken, zeigt eine Reihe von Beispielen aus den Ostalpen: So treffen wir z. B. im tieferen Stockwerk des Unterostalpin der Ostalpen trotz gut bis extrem gut faltbaren,



schieferdurchsetzten mesozoischen Serien in den Radstädter Tauern Abscherungsdecken mit internen Falten, im gleichen Stockwerk im Semmering trotz ausgedehnter Beteiligung von Grobgneismassen weitgespannte liegende Faltendecken mit gut erhaltenen verkehrten Schenkeln. Andererseits sehen wir in der diesem Stockwerk in den Karpaten entsprechenden Krížnadecke trotz ihrer extrem plastischen „seifigen“ Keuperschiefermassen bereits an der Trias Abscherungsdeckenbaustil. So begegnen wir in den Nördlichen Kalkalpen praktisch völlig unabhängig von der Gesteinseigenheit und noch dazu im gleichen obersten Stockwerk dem Abscherungsdeckenstil sowohl in den spröden mächtigen Triaskalk- und Dolomitplatten als auch in den dünn-schichtigen schieferreichen kalkvorpalpinen Decken des Lunzer Faziesbereiches. Ja die einzige große Überfaltungsdecke der Kalkalpen, die Totengebirgsdecke, liegt gerade im Bereich der schwer faltbaren Triaskarbonatplatte im Bereich der Nordtiroler Fazies. Man erinnere sich ferner etwa an das eklatante Beispiel der Frankenfelder Decke, die im Goganz SE von Gresten in Niederösterreich und im Gebiet der Höllgrabendeckfalte SW davon intern in fast ganzer Breite zu flachen, ausgewalzten, liegenden Falten aus Hauptdolomit, Kössener Schichten und Liasfleckenmergel mit erhaltenen Verkehrtserien geformt ist (A. TOLLMANN, 1966 a, S. 150, Taf. 3), die in der Bohrung Urmanssau eine riesige, 2 km dicke interne Falte erkennen läßt (A. KRÖLL & G. WESSELY, 1967, Abb. 1), an deren guter faltbarkeit also nicht im geringsten gezweifelt werden kann, die aber trotzdem im benachbarten Abschnitt Schuppentektonik statt Faltenbau und vor allem als Ganzes Abscherungstektonik zeigt. Viel entscheidender als Materialart (man gedenke der riesigen Abscherungsdecke der Oberen Schieferhülle in den Tauern mit ihrem extrem plastischen Material) und Tiefenstockwerk sind aber für die Entstehung von Falten- oder Abscherungsdecken offenbar die Faktoren Zeit und Kraft, da das gleiche Material bei starkem Druck und rascher Bewegung ruptuell reagiert gegenüber einer langsamen, Faltenbaustil erzielenden, mäßig starken Beanspruchung.

Auf einen Umstand muß bei Besprechung der Abscherungsdecken noch hingewiesen werden. Man hat in vielen Fällen gerade bei Abscherungsdecken den gleichen Mechanismus für ihren Transport verantwortlich gemacht. Ob Gleitung im Spätstadium des Deckentransportes mitwirkte, kann in manchen Fällen aus der Deckenstruktur selbst ermittelt werden, wie später ausgeführt wird. Sieht man aber die schönen Beispiele von Abscherungsdecken, bei denen die inneren Strukturen, seien es sedimentäre Pakete, seien es ältere tektonische Faltenstrukturen, an der Abscherungsfläche rigoros abgeschnitten werden, in den Kalkvorpalpendecken, aber auch in Sockeldecken der Zentralalpen wie das Mittelostalpin mit seinem älteren Schlingenbau und Faltenbau, dieses entlang der Abscherungsfläche häufig tiefgreifend diaphthoritisiert, so ist die Ingangsetzung des Transportes von Abscherungsdecken durch Gleitmechanismus allein auf Grund der Schwerkraft ausgeschlossen. Hier sind tangential wirkende abscherende Kräfte, aus der Einengung des Orogens genährt, unabdingbar erforderlich. Anderenfalls gäbe es keine subaerischen Hochgebirge und submarinen Tiefsee-

Abb. 4: Die Lechtaldecke als Beispiel einer Abscherungsdecke, die im Biberkopf ober Lechten mit Hauptdolomit (heller Gipfel in Bildmitte) die Juraschichtgruppe der Allgäudecke (Wiesengelände der linken Bildhälfte) an basaler Abscherungsfläche gegen Norden (im Bild nach links) überschiebt.

gräben von jeweils fast 10 km Reliefenergie, wenn wenige Grade Gefälle oder Neigung zum Ingangsetzen von Abgleitung entlang von Abscherungsflächen genügen würden, wie man bei falscher Anwendung moderner sedimentgenetischer Beobachtungen auf die vorliegenden, ganz anders gearteten Verhältnisse heute gelegentlich gerne sagen hört.

Terminologie und historische Entwicklung des Begriffes: Die Vorstellungen und Diskussionen über Deckenstruktur und deren Bildungsmechanismus knüpfen im ausgehenden vorigen Jahrhundert und noch im ersten Drittel unseres Jahrhunderts grundsätzlich an die in historischer Sicht zuerst erkannten Überfaltungsdecken der Schweizer Alpen, des Schweizer Helvetikums und Penninikums an. Diese galten lange Zeit als Deckentypus schlechthin. Erst in unserem Jahrhundert erfaßte man die Selbständigkeit der Abscherungsdecken gegenüber dem erstgenannten Typus auch in nomenklatorischer Hinsicht (B. WILLIS, 1904, S. 529: shear-thrustsheet, scissions-thrustsheet), nachdem der Begriff für die Abscherung selbst schon lange Zeit vorher vorhanden gewesen war (siehe S. 59). Die erste französische Bezeichnung der Abscherungsdeckenstruktur als „nappes de charriage du second genre“ (P. TERMIER, 1906, S. 10) ist nur aus der historischen Sicht, nicht aber aus der weltweiten Bedeutung dieses Typus zu verstehen. 1910, S. 198, hat P. TERMIER die apenninischen Decken als Musterbeispiel für derartige Abscherungsdecken herausgestellt (Apenninischer Deckentypus – vgl. O. WILCKENS, 1912, S. 73). In der deutschsprachigen Literatur entstand der Begriff für Abscherungsdecken erst zwischen 1908 und 1912: die Bezeichnung „Abscherungsdecke“ stammt von A. BUXTORF (1908, S. 103), der die Abscherung der selbständig gegenüber dem Untergrund gefalteten und transportierten Sedimenthaut des Juragebirges beschrieb und dieses transportierte Deckgebirge als Abscherungsdecke bezeichnete. Es liegt daher diesem Begriff ursprünglich ein anderer Inhalt zugrunde, als ihm heute gegeben wird: im ursprünglichen Sinne bezeichnet Abscherungsdecke demnach einen abgescherten, aber auf seiner alten Unterlage noch aufruhenden, nur an Übergleitungsflächen weitertransportierten Komplex; es handelt sich hierbei also um Stockwerktektonik, nicht Deckenbau – wie bereits A. SPITZ (1911, S. 293, Fußnote 5) vollkommen zutreffend vermerkt hat. A. SPITZ teilt bei dieser Gelegenheit die Abscherungsdecken (in unserem heutigen Sinne) in solche, die primär konkordant, schichtparallel abgeschoben wurden (plakogene Decken), und in solche, die primär diskordant abgeschert sind (kerogene Decken). Die plakogenen Abscherungsdecken werden als Abschiebungs- oder Abgleitungsdecken bezeichnet; der Begriff Abscherungsdecke im Sinne von A. BUXTORF, also einer noch am eigenen Sockel liegenden abgescherten Sedimenthaut in Stockwerkbau, wird dort von A. SPITZ durch den Namen Abstauungsdecke ersetzt, während die Bezeichnung Abscherungsdecke im Sinne von A. SPITZ für diskordant abgescherte kerogene Deckentypen verwendet werden soll.

Auch W. PAULCKE (1912, S. 92) hat erkannt, daß der alpine Typus der Abscherungsdecke nicht jenem von A. BUXTORF entspricht, und hat daher ebenfalls einen neuen Namen für die alpinen Abscherungsdecken, nämlich „Spaltdecken“ gewählt. Diese Bezeichnung findet sich in manchen Arbeiten der folgenden Zeit wieder, so bei O. WILCKENS (1912, S. 73), N. TILMANN (1912, S. D 41) und auch bei F. F. HAHN (1913, S. 419). Ähnlich sprechen C. W. KOCKEL et al. (1931, S. 191) von „Abspaltungsdecken“ bei ihrer Untersuchung in den bajuvarischen Decken der Ammergauer Alpen.

F. HERITSCH (1927, S. 106) verwendet den Ausdruck „Abschürfungsdecken“. Noch in jüngster Zeit entstehen, eben nur historisch verständlich, noch weitere neue mehrweniger synonyme Begriffe wie „nappe de chevauchement direct“ (L. BERTRAND, 1944, S. 309), „Deckplatte“ (J. CADISCH, 1953, S. 15; W. SCHWAN, 1966, S. 209), nappe de cisaillement (J.-P. BLOCH, 1965, S. 4017) etc.

Die Bezeichnung Abscherungsdecke wird später auf der einen Seite von den kritisch sich an die Erstdefinition haltenden Tektonikern im Sinne von BUXTORF weiterzitiert, so z. B. noch bei H. CLOOS (1936, S. 246), W. SCHWAN (1966, S. 188) oder R. BRINKMANN (1967, S. 145). Auf der anderen Seite aber hat sich im allgemeinen Sprachgebrauch der Tektoniker längst der Begriff Abscherungsdecke für abgescherte Decken und nicht für Stockwerksbau durchgesetzt. Es ist nämlich wie bei „Scherenfenster“ ein Bedeutungswandel gegenüber der Erstbeschreibung eingetreten. Dem tragen auch etliche neuere zusammenfassende Arbeiten zum Thema Rechnung, so z. B. K. METZ (1967, S. 106, 110, 285) oder A. TOLLMANN (1968 a, S. 30).

Überblickt man die Literatur über die Deckenanalyse und die Versuche einer mechanischen Erklärung zu Beginn unseres Jahrhunderts, so zeigt sich die Auswirkung dieser langanhaltenden Überbewertung dieses Überfaltungsdeckentypus, auf den man alle alpinotypen orogenen Großstrukturformen zurückführen wollte. Der erste, der dieser Überbewertung mit Nachdruck entgegengetreten ist, war A. ROTHPLETZ (1894 a) mit seinem der „Überschiebung“ gewidmeten Buch. Die beherrschende Stellung des Überfaltungsdeckentypus im Denken der Tektoniker hat, wie bereits H. BECKER (1939, S. 53) richtig herausgestrichen hat, zu manchen überflüssigen Polemiken und manchen verfehlten Deutungen in bezug auf den Mechanismus von Decken und Wurzelzone geführt: so bestreitet z. B. O. AMPFERER seit Anbeginn (1906, S. 591 ff.) und noch 1931, S. 649 f., die Existenz von Überfaltungsdecken vom Schweizer Typus, die Entwicklung von Stirnscharnieren als Frontalteil dieser Überfalten und zieht noch im Jahre 1940 (S. 315, Abb. 1) gegen die „unmögliche Form“ der Überfaltungskörper mit eng gepreßter Wurzelzone zu Felde – einfach unter dem Eindruck des ihm geläufigen anderen Typus der Abscherungsdecken der Nördlichen Kalkalpen! Überfaltungsdecken werden dort von O. AMPFERER (1940, S. 313) als Grundlage des Nappismus samt diesem selbst abgetan, Schub- und Gleitmassen als Wesen der als Gegensatz herausgestellten „Deckenlehre“ diesem „Nappismus“ gegenübergestellt. Heute ist der Streit überwunden, die Vielfalt der Deckenstrukturen klargestellt. Auch in der amerikanischen Literatur ist der Begriff der alpinen Decke („nappe“) bis zur Gegenwart noch immer grundsätzlich mit der Entstehung aus einer Falte mit ausgedehntem Mittelschenkel verbunden gewesen, so daß man dort auch heute noch die Abscherungsdecke als „thrust plate“ eigens bezeichnet (D. ROEDER, 1967, S. 180).

Kalkalpine Beispiele für Abscherungsdecken gibt es in großer Zahl, da sie das herrschende Großstrukturelement dieses Gebirgszuges stellen. In der Ausgestaltung der basalen Abscherungsfläche können sie sehr variabel sein, wie im Abschnitt über die Deckenbasis des näheren ausgeführt wird (S. 60 ff.): Parallelabscherung entlang eines Gleithorizontes, Schrägzuschnitt schräg durch einen relativ ungestörten Schichtkomplex und Basalabschürfung quer durch mannigfaltige Strukturen aus älterer Hauptfaltungsphase sind die drei wichtigsten Fälle, die uns hier entgegengetreten. Je ein Beispiel soll diese Grundtypen vor Augen führen.

Entlang eines *Gleithorizontes* verfrachtete Abscherungsdecken (*nappe de décollement*; *peel thrustsheet*) liegen besonders in den Kalkhochalpen vor, wo mächtiges gips- und salzreiches Haselgebirge an der Deckenbasis einen außerordentlich geeigneten Abscherungshorizont liefert. Plastisches Fließen des *Salinars* unter dem Gebirgsdruck und Umgestaltung von härteren Partien darin zu vollkommen isolierten Walzen, sog. Faltennudeln nach O. AMPFERER (1931, S. 657), als Zeugen des echten Schichtwalzens, schalten den basalen Reibungswiderstand bei der Bildung dieser Decken fast vollkommen aus. Wo das Haselgebirge ganz abgepreßt wurde, fungiert weiterhin der darauffliegende glimmerreiche Werfener Schiefer-Horizont als Gleitbahn. Ein solches Beispiel einer Parallelabscherung (*décollement parallèle*; *parallel peel thrust*) liefert die Schneebergdecke im E der Kalkhochalpen (Abb. 5), deren Deckenkörper nachträglich, aber noch immer vorgosauisch, in der zentralen Längszone emporgewölbt und im Nordteil schließlich an Brüchen zerstückelt worden ist. Werfener Schiefer bildet hier heute vorwiegend die Gleitbahn, das nur noch stellenweise in Resten erhaltene Haselgebirge war wohl ursprünglich in reichem Maß vorhanden und ging beim Transport verloren. Ein weiteres Beispiel für diesen Typus der Abscherungsdecke an basalem Gleithorizont gleicher Art liefert etwa die hochjuvavische Berchtesgadener Decke (Abb. 24).

Abscherungsdecken der zweitgenannten Art mit basalem *Schrägzuschnitt* (*nappe de cisaillement*; *shear-thrustsheet*), der allgemein von der Stirn gegen die Wurzel hin absteigt, findet man besonders in den Kalkvoralpendecken, wobei die kalkalpine Platte als Ganzes ursprünglich in diesem Sinne herausgeschnitten worden ist, so daß wir infolge der späteren Deckenunterteilung heute im kalkvoralpinen Bereich um so jüngere Horizonte an den einzelnen Deckenfront-Basen finden, je nördlicher ein Element lagert (vgl. S. 65). Da die Basis der Decken in dieser auch morphologisch weniger gut aufgeschlossenen voralpinen Region im Querschnitt meist nicht frei liegt, die Decken später stark verfault wurden, sind keine eindrucksvollen Beispiele sichtbar und wir können den Typus nur durch Kombination von Obertagskartierung und Bohrung richtig erfassen, wie das Profil durch die Deckenkörper von Frankenfeser Decke und Lunzer Decke im Raum von Urmannsau bei Gaming in Niederösterreich zeigt (Abb. 6). Von den Jungschichten und Spuren von Obertrias im Stirngebiet steigt die Serie der Frankenfeser Decke über mächtige Obertrias im Vorderlappen zu bedeutender Mitteltrias in der bei Urmannsau erbohrten Falte herab und ergänzt sich die Schichtfolge der hier ebenfalls mit obertriadischem Hauptdolomit einsetzenden Lunzer Decke in der Tiefe gegen S hin bald durch Mitteltrias, die dann auch im Rahmen des Fensters von Urmannsau wandbildend über den Jungschichten der Frankenfeser Decke hervortritt (A. RUTTNER, 1963, Taf. 1–3). Diese Form des Basalzuschnittes könnte man als normalen basalen Schrägzuschnitt bezeichnen. Sind deutliche Gesteinsunterschiede in den einzelnen Horizonten vorhanden, so scheint die Basalfläche durch die einheitlichen harten kompetenten Pakete steiler schräg durchzuspringen und über längere Strecken in den gleitfähigeren Horizonten zu verbleiben (H. BECKER, 1939, S. 57; D. ROEDER, 1967, S. 211, Fig. 86), da man auch bei Abscherungsdecken mit Schrägzuschnitt auf weiten Strecken schichtparallele Schubflächen erkennt.

Abscherungsdecken, die nach einer späteren Faltung noch eine zusätzliche *sekundäre Basalabschürfung* erfahren haben, sind in klassischer Art am Westrand

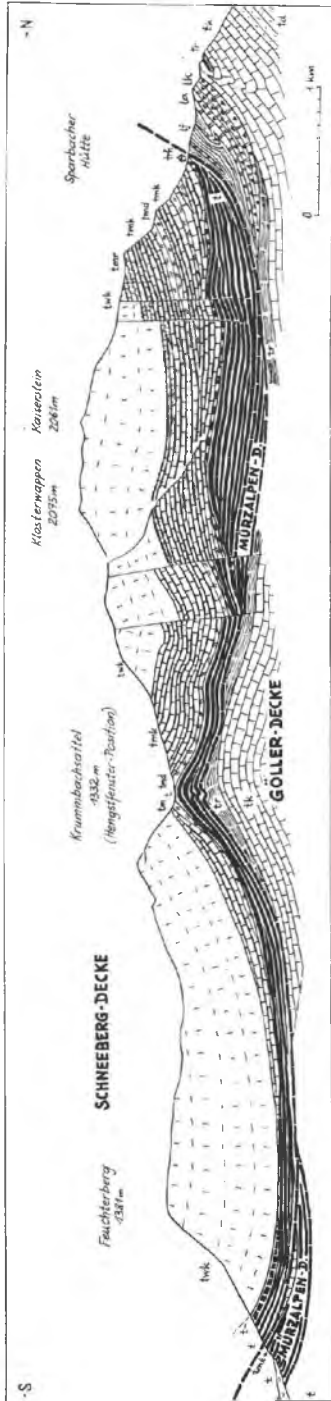


Abb. 5: Abscherungsdecke mit Parallelabscherung und Verfrachtung entlang des basalen Gleithorizontes: Schneeburgdecke im Querprofil durch den Schneeberg (nach H. P. CORNELIUS, 1951, Taf. 2, Prof. 1, ergänzt).

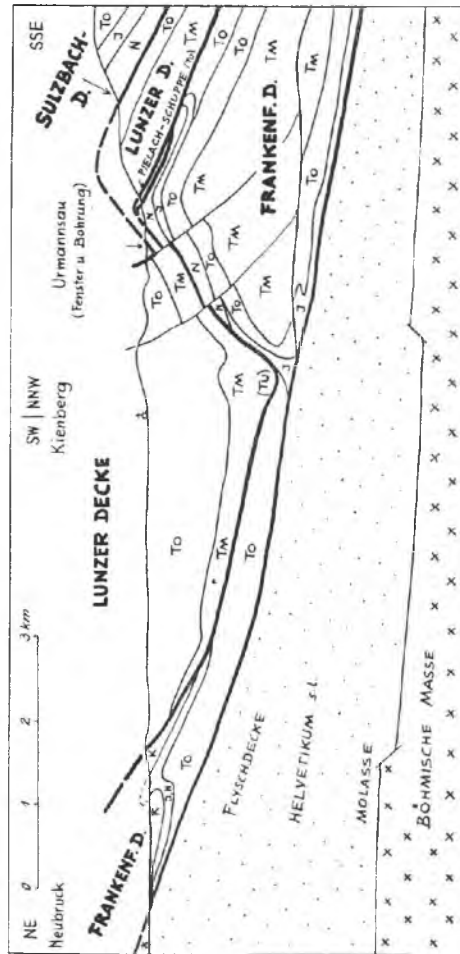


Abb. 6: Abscherungsdecken mit normalem, gegen die Wurzel hin absteigendem basalem Schrägzuschnitt. Das Beispiel zeigt die voralpinen Decken im Profil von Urmannsau in Niederösterreich: die Basis der später intensiv verfallenen Frankenfelscher Decke steigt von den Jungschichten der Stirnregion gegen hinten hin über Obertrias zur Mitteltrias ab, die Lunzer Deckenbasis senkt sich gegen hinten von der Obertrias zur Mitteltrias und lokal zur Untertrias. Abbildung nach G. WESSÉLY & A. KRÖLL, 1967, Taf. 1, ergänzt. TU, TM, TO = untere, mittlere und obere Trias; J = Jura; N = Neokom; K = mittlere Kreide.

von Lechtal- und Inntaldecke durch deren axiales westliches Ausheben in den Allgäuer bzw. Lechtaler Alpen zugänglich geworden. Abb. 7 zeigt einen solchen Typus der basal abgescherten, gefalteten Abscherungsdecke anhand des Beispiels der Inntaldecke E vom Parseiertal in den Lechtaler Alpen. Die in Übereinstimmung mit der Hauptbewegungsrichtung nordwärts geneigte Faltenfolge der Hauptdolomitplatte ist vielfach bis auf den rhätischen Kern an der sekundär weiterbewegten Deckensohle durchgewetzt. Ein weiteres schönes Beispiel zeigt Abb. 31, S. 74, auf dem der Querschnitt der Lechtaldecke W der Hochvogel-Halbklippe in den Allgäuer Alpen zu sehen ist – vgl. auch Abb. 8 von einem westlicheren Abschnitt der Lechtaldecke.

2. Überfaltungsdecke (nappe-pli*, nappe du premier genre; fold nappe)

Begriffsdefinition und -erläuterung: Überfaltungsdecken sind aus überdimensionalen liegenden Falten hervorgegangene Decken, deren Mittelschenkel entweder gut erhalten oder mehr oder weniger stark reduziert bzw. im Extremfall zu einer Schollenreihe mit verkehrter Serie (Mittelschenkelreste, E. MARGERIE & Alb. HEIM, 1888, S. 66; lambeau de poussée, J. GOSSELET, 1880, S. 510; overthrust slices) zerrissen ist.

Gegenüber der Überfaltungsdecke oder Faltendecke muß auch begriffsmäßig die Deckfalte abgetrennt werden und soll nicht wie bei W. SCHWAN (1966, S. 209) als synonym gefaßt werden, da sie ja, wie der Name sagt, einen bestimmten Typus von Falten, dimensionsmäßig also von Decken unterschieden, darstellt.

In historischer Sicht ist dieser Deckentypus, wie bei Erläuterung des Deckenbegriffes beschrieben, der Ersterkannte gewesen. Eine strengere Fassung des Begriffes gegenüber der Abscherungsdecke war damit erst mit Ausgliederung dieser möglich und äußert sich in der Terminologie etwa im Begriff *nappe du premier genre* (P. TERMIER, 1906, S. 9) für diesen ersterfaßten Faltendeckentypus, obgleich in den älteren Begriffen, wie z. B. *nappe de recouvrement* (M. BERTRAND, 1889, S. 239), dieser Begriffsinhalt bereits impliziert ist. Auch im deutschen Schrifttum dauert der Prozeß der Unterscheidung zwischen diesen Deckentypen bis zum Beginn unseres Jahrhunderts, und erst bei O. WILCKENS (1912, S. 38, S. 73 ff.) finden wir eine klare Unterscheidung zwischen den beiden Grundtypen der Decken in der im vorigen Abschnitt geschilderten Art.

Faltendeckentypen: Wie bei den Falten gibt es auch bei den Faltendecken verschiedene Ausmaße der Erhaltung, Durchscherung, Ausdünnung und Zerreißung der ursprünglichen Faltenanlage. Man hat danach verschiedene Typen der Überfaltungsdecken unterschieden, die im folgenden erwähnt werden.

a) Faltendecke s. str. (nappe-pli*, nappe du premier genre; fold nappe)

Der Typus der Überfaltungsdecke mit wohlerhaltenem Verkehrschenkel (Mittelschenkel), im aufrechten und inversen Teil unausgewalzt oder in beiden Teilen gleichmäßig gelängt, ist in den Alpen seltener. Er wird aber aus dem oberflächennahen Stockwerk der Rocky Mountains als normaler Typ der Faltendecke, dort allerdings nur mit

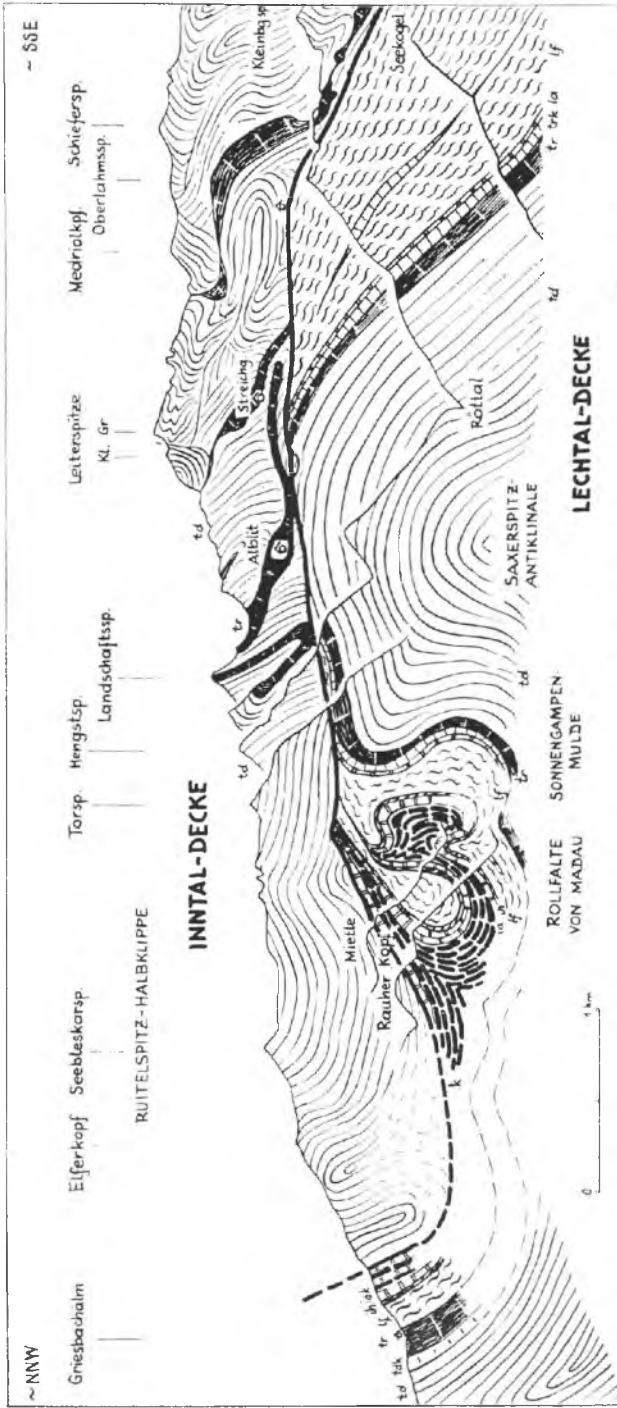


Abb. 7: Abscherungsdecke mit zusätzlicher Faltung und basaler sekundärer Abschrüfung. Der quere Anschnitt der hier im Hauptdolomitmiveau abgescherten Inntaldecke östlich des Parsertales in den Lechtal Alpen zeigt den beim Deckentransport erworbenen intensiven nordvergenten Faltenbau, der bei weiterem Nachschub basal vielfach kräftig abgehobelt worden ist. Nach M. SARNTHEIN, 1962, Taf. 10, D. BANNERT, 1970, Taf. 6, modifiziert nach eigenen Beobachtungen.



Abb. 8: Die gefaltete und basal abgesicherte Hauptdolomitmasse der Lechtaldecke im Abschnitt Muttlerkopf-Krottenkopf in den Allgäuer Alpen, aufgeschoben über den Jura der Allgäu-Decke (dunkle Basis), als Beispiel für einen Sektor einer Abscherungsdecke mit basaler Sekundärabschürfung. Blick gegen Osten.

Verkehrtschenkeln bis zu 4 km Länge, von D. ROEDER (1967, S. 179) geschildert. Man könnte diesen Typus als Rocky-Typus der Faltendecken bezeichnen.

Kalkalpine Beispiele der Faltendecke s. str.: Ein Beispiel für eine derartige Überfaltungsdecke vom Rocky-Typus, d. h. mit wohlerhaltenem Liegendschenkel, liefert auf weite Erstreckung hin die Totengebirgsdecke des Tirolikums in Oberösterreich. Mit gewaltiger, gegen NNW überschlagener Stirnfalte drängt das Massiv des Toten Gebirges mit seiner mächtigen Wettersteindolomit-Dachsteinkalk-Masse über die davorliegende Grünberg-Mulde der Traunalpen-Scholle des Tirolikums vor. Vom Ischler Rettenbachtal im Westen bis zum Almtal im Osten ist die Faltenatur der Stirnzone mit Verkehrtschenkel gut erhalten, im Schwarzenberg-Überfaltungsfenster nahe vom Westrand der Decke erscheint der verkehrt liegende Jura des Mittelschenkels unter der rahmenden Obertrias (Abb. 9). In diesem Abschnitt liegt der Kern der

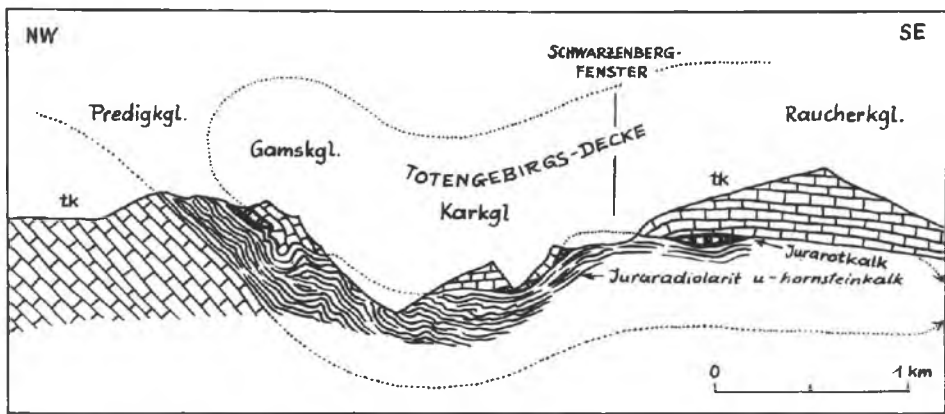


Abb. 9: Überfaltungsdecke: Die Totengebirgsdecke liefert in ihrem Westteil den Typus der Überfaltungsdecke, da weithin der verkehrte Schenkel der Stirnfalte erhalten ist. Unser Profil zeigt die Überfaltung der Front im Gebiet des Schwarzenbergfensters östlich des Rettenbachtals nach O. GANSS, 1937, Taf. 15, Prof. 8, ergänzt.

Überfalte noch im Dachsteinkalk, Spuren von Hauptdolomit tauchen NE davon am Totengebirgsplateau darüber auf. Mit Fortschreiten gegen NE werden immer ältere Schichtglieder in den Faltenkern einbezogen, so daß man im Raum westlich des Almtales eine mächtige Wettersteindolomitmasse als Kern findet, unter der im Dürrenbachtal NW vom Almsee die verkehrte Serie mit Lunzer Schichten und Opponitzer Kalk zum Hauptdolomit der vorgelagerten Scholle vermittelt (E. SPENGLER, 1959, S. 217). Östlich des Almtales aber geht die Überfalte der Stirnregion entgegen der Annahme einer Faltenfortsetzung von G. GEYER (1911, S. 83, Fig. 2) im Raum des Kasberges in eine Überschiebung über (M. KIRCHMAYER, 1956, S. 6), die sich bis zum Ostrand der Deckenfront bei Steyring verfolgen läßt. Der Überfaltungs- bzw. Überschiebungsbetrag mag 4,5 km überschreiten, E. SPENGLER hatte (1951 a, S. 358) mit 7 bis 8 km Schubweite gerechnet.

b) Reduzierte Faltendecke* (*nappe pli réduite**; reduced fold nappe^{*)}

Den zweiten Haupttypus liefern Überfaltungsdecken, bei denen der Mittelschenkel ausgedünnt (reduziert; *étiré*; reduced), im Extremfall zerrissen und in isolierte Schubspäne (*lambeaux de poussée*; overthrust slices) aufgelöst, schließlich zu „lochseitenartigen“ Myloniten verwandelt ist. Solche Faltendecken kann man mit H. BECKER (1939, S. 54) als Schweizer Typus, mit einem allgemeineren Begriff besser als reduzierte Faltendecke bezeichnen.

Kalkalpines Beispiel: Geringe Reste eines verkehrt liegenden Schenkels, also der Hinweis auf die Entwicklung aus einer Faltenanlage, liegt in der Lechtaldecke in jenem Abschnitt in den Vilser Alpen vor, wo vom Hauptkörper der Decke der einstige Stirnteil in Form der Vilser Stirnschuppe abgetrennt und überfahren worden ist. Diese interne Trennung erfolgte augenscheinlich zunächst faltend, später erst durchscherend, so daß hier die Lechtaldecke an wenigen Stellen Reste verkehrter Folgen führt. Das gezeigte Beispiel vom Pilgerschrofenprofil (Abb. 10) 1,5 km S Hohenschwangau hat als Liegendschenkel-Anteile unter den Partnachschichten noch Wettersteinkalk, karnische Schiefer und Lunzer Sandstein erhalten.

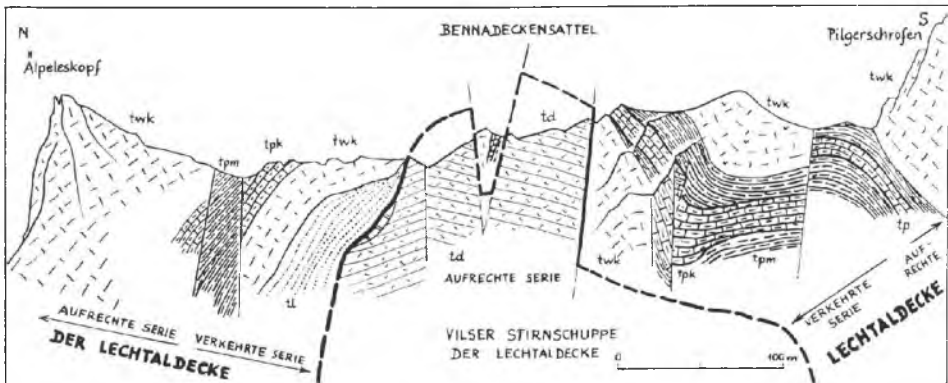


Abb. 10: Reste eines Verkehrtchenkels der Lechtaldecke zeigt das Pilgerschrofen-Profil südlich von Hohenschwangau. Nach A. TOLLMANN, 1971 b, Abb. 20.

c) Überschiebungsfaltendecke* (*nappe pli-faille**; faulted fold nappe)

Der dritte Typus besteht in Überfaltungsdecken, bei denen die Faltenanlage in frühem Stadium in der Achsenebene oder an einer subparallel gelegenen Scherfläche ohne Bildung eines ausgedünnten Mittelschenkels durch Faltenüberschiebung (*pli-faille*; fold thrust – vgl. E. MARGERIE & A. HEIM, 1888, S. 66; W. BAILEY, 1904, S. 530) zerrissen worden ist, so daß man im günstigen Fall nicht nur den primär angelegten Stirnscharnieransatz, sondern bei entsprechenden Aufschlußverhältnissen auch das zerschnittene Muldenende der überfahrenen Einheit erkennen kann. Mit H. BECKER (1939, S. 53) könnte man diesen Typus auf Grund der Angaben von B. WILLIS nach seiner weiten Verbreitung in den südlichen Appalachen als Appalachen-Typus bezeichnen. Bevorzugt man einen allgemeineren Begriff hierfür, so könnte man in Erweiterung der Be-

zeichnung Überschiebungsfalte (O. WILCKENS, 1912, S. 22) für eine durchscherte Falte den Terminus Überschiebungsfaltendecke hierfür prägen. Zu warnen ist vor der Verwechslung mit Abscherungsdecken mit sekundärem Stirnscharnier (S. 188), mit nur morphologischer, aber keiner genetischen Ähnlichkeit zu diesem Faltendeckentypus.

Genese: Die möglichen Ursachen für die Entscheidung, ob Überfaltungsdecke oder Abscherungsdecke entstehen, wurden oben (S. 13) diskutiert und wurde außer Material, Überlastungsdruck durch Stockwerkentiefe und Temperatur vor allem das Ausmaß des Tangentialdruckes hierfür verantwortlich gemacht. Bei den Überfaltungsdecken müssen bei der Entwicklung im Stadium der liegenden Überfalte alle Teile des späteren verkehrten liegenden Mittelschenkels in plastischer Form um das vorwärtswandernde Faltscharnier abgerollt worden sein, so daß sich die Decke nach dem Panzerkettenprinzip bzw. dem Teppichfaltenprinzip vorbewegt hat. Dieser Mechanismus ist auch im obersten Stockwerk, ohne jeglichen Überlagerungsdruck, vor sich gegangen, wie die zahlreichen Beispiele in den obersten Baueinheiten der Ost- und Westalpen zeigen. In den Kalkalpen allerdings kam es nur zu wiederholter Bildung großer Überfalten, während die Faltendeckenbildung sehr selten eintrat. Über den Mechanismus der Materialabrollung um die Faltenstirn diskutierte kritisch A. SPITZ (1911, S. 287 f.).

Kalkalpine Beispiele: Der Typus der Überschiebungsfaltendecke ist im Westabschnitt der Reisalpendecke, früher als Annaberger Decke bezeichnet, in den niederösterreichischen Voralpen gegeben. Hier gelingt durch die Tiefblicke, die die Annaberger Fenstergruppe gewährt, der Nachweis, daß das im Hennesteck-Schwarzenbergzug erhaltene Stirnscharnier (vgl. E. SPENGLER, 1928 a, Abb. 14, S. 139; Taf. 1) mit noch kräftigem Ansatz der verkehrten Serie nicht zu Ende der Überschiebungsbewegung entstand, wie so viele andere Stirnfalten der Kalkalpendecken, sondern tatsächlich infolge Durchscherung einer überdimensionalen Überfalte. Der breite verkehrte Mittelschenkel ist heute noch als Sulzbachdecke (siehe S. 27) wohl erhalten und eben durch die erwähnten Fenstereinblicke sichtbar – wie bei der anschließenden Besprechung der Sulzbachdecke näher ausgeführt werden wird (vgl. Abb. 2, 11).

3. Verkehrte Decke (*nappe renversée*, M. BERTRAND, 1898, S. 632; *inversion nappe*, E. BAILEY, 1935, S. 170)

Begriffserläuterung: Die Bezeichnung „verkehrte Decke“ (vgl. A. TOLLMANN, 1968 a, S. 31) spricht schon für sich, hinweisend auf den zur Gänze verkehrt lagernden Inhalt einer an der Basis und im Hangenden tektonisch begrenzten, weit überschobenen Masse. Das Typusobjekt, an dem der Begriff von M. BERTRAND, 1898, S. 632, abgeleitet worden ist, liegt in der Mimet-Decke mit Trias- bis Oberkreidenschichten NE Marseille in Südfrankreich vor. Dieser Strukturtypus findet sich ganz allgemein sehr selten.

Entstehung: Zwei Ursachen kommen hauptsächlich für die Bildung verkehrter Decken in Frage. Zunächst besteht die Möglichkeit, daß ein vor einer großen Schubmasse liegender Sedimentstreifen bei deren Vorschub aufgebürstet, abgerollt und mitgeschleppt wird, so daß er außer der inversen Lagerung eine tektonische Unter- und

Obergrenze erhält. Ein Beispiel für diesen Typ scheint in den Ostalpen in der Quarzphyllitdecke des unterostalpinen Systems in den Radstädter Tauern gegeben zu sein. In den Kalkalpen haben wir kein Gegenstück zu diesem genetischen Typus. Die andere, wohl häufigere Möglichkeit der Entstehung liegt in der Entwicklung aus dem Mittelschenkel einer als Überfaltungsdecke angelegten Struktur, bei der der Mittelschenkel durch je eine im Antiklinalkern und im Muldenkern parallel der Achsenebene verlaufende Scherfläche herausgeschnitten und gegenüber unter- und überlagernder Masse selbständig relativ bewegt wurde. Dieser Fall ist nachweislich im Ostabschnitt der Sulzbachdecke in den niederösterreichischen Kalkvoralpen realisiert.

Kalkalpin es Beispiel: Dem einzigen Beispiel für eine verkehrte Decke in den Kalkalpen begegnen wir, wie erwähnt, in der Sulzbachdecke in Niederösterreich, die sich in ihrem Verlauf aus einer normal lagernden, gefalteten Decke mit breitem überstürztem Stirnteil im Westen unter Abspaltung und selbständiger Überschiebung des normal lagernden südlichen Teiles als „Reisalpendecke“ ab 10 km östlich von Lunz in einen gegen Osten hin zur Gänze verkehrt lagernden Streifen verwandelt. Die Basisüberschiebung der verkehrten Serie bleibt weiterhin bestehen und ist durch das 2 km weite Vorspringen von verkehrt lagernden Halbklippen im äußeren Rahmen des Fensters von Urmannsau und in der Geisenberg-Halbklippe E von Puchentuben eindrucksvoll erschlossen. Die Ausdehnung der verkehrten Serie gegen Süden und die Hangendschubfläche gegenüber der rasch an Schubweite gewinnenden Reisalpendecke ist im Annaberger Gebiet durch eine schon von E. SPENGLER (1928 a) erkannte Fenstergruppe trefflich zu erfassen und erreicht hier bei Mitberücksichtigung des ebenfalls noch verkehrt lagernden Inhaltes des Schmelzfensters 10 km (A. TOLLMANN, 1966 a, S. 154 ff.). Die Länge dieser hier 10 km breit aufgeschlossen verkehrt lagernden Decke mit einem Schichtumfang vom Haselgebirge bis zum Neokom ist im freiliegenden Deckenteil und durch die erwähnte Fenstergruppe nur rund 25 km weit überblickbar, man wird aber in der auf E. SPENGLER (1927 a, S. 53) zurückgehenden und vom Verfasser geteilten Annahme nicht fehlgehen, daß sich diese verkehrte Decke bis zum Ostrand der Kalkalpen fortsetzt, da sie noch in Schürflingen unter der Reisalpendecke in der Reisalpe und vor allem im Inhalt des 50 km weiter östlich gelegenen Schwachatfensters und im Kaiserwaldfenster westlich von Baden wieder erscheint. Die Profile Abb. 2 und 11 zeigen den Schnitt durch die Sulzbachdecke und ihre Position im Bereich der Annaberger Fenstergruppe. Die Stirnumbiegung des selbständig gewordenen ursprünglichen Hangendflügels der Überfalte ist an der Front der Reisalpendecke im Schwarzenbergzug noch erhalten, was besagt, daß in diesem Abschnitt die zur Deckentrennung führende Abscherungsfläche nicht genau im Antiklinalkern, sondern etwas tiefer verlaufen ist.

4. Interkutane Decke (nappe intercutanée, P. FALLOT, 1949; intercutaneous nappe)

Begriffsdefinition und -erläuterung: Unter interkutaner Decke versteht man eine tektonische Großeinheit, die sich im Inneren einer Sedimentgesteinsfolge durch eigenständige Bewegung eines Teilpaketes an Abscherungsflächen und Gleithorizonten gegen Liegend und Hangend oder durch Überfaltung im Inneren der Serie

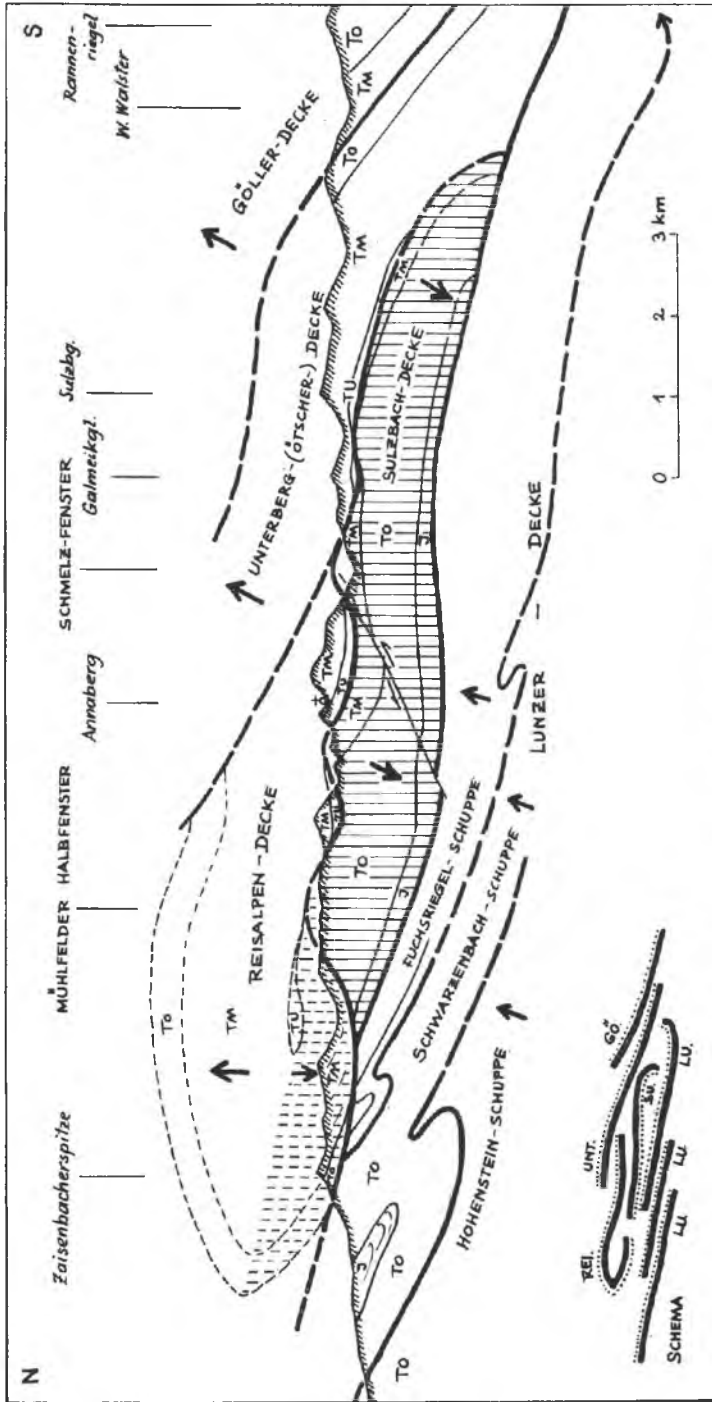


Abb. 11: Profil durch den Ostteil der Sulzbachdecke, der einzigen verkehrten Decke der Nördlichen Kalkalpen. Vereinfacht nach A. TOLLMANN, 1966 a, Taf. 2.

tektonisch selbständig gemacht hat. Diese Strukturform, die erstmals von P. FALLOT (1949, S. 162 f.) aus der Roya-Region in den Seealpen NE von Monaco beschrieben und definiert worden ist, ist in großräumiger Ausbildung in den Alpen sonst kaum anzutreffen, die entsprechenden Strukturen besitzen nur die Dimensionen interkutaner Schuppen und Falten. D. ANDRUSOV (1968, S. 95 f., Abb. 45) zitiert das von A. MATEJKA beschriebene Beispiel der Lysica-Digitation in der Krížnadecke im Gebiet der Kleinen Fatra als Exempel einer solchen Interkutanstruktur in den Westkarpaten. Es handelt sich aber bei diesem Beispiel doch nur um eine große Tauchfalte mit Mitteltriaskern, der sich in jüngere Schichten gegen Norden einbohrt. Bessere Beispiele für solche interkutane selbständig werdende großtektonische Schubmassen liefern hingegen die Rocky Mountains nach der Darstellung von D. ROEDER (1967, Abb. 84 A; S. 249 ff.), wo große Schubplatten nicht als Schuppen und Abscherungsdecken von unten her empor und vorwärts verfrachtet wurden, sondern es wachsen vielfach die Schubplatten aus dem ungestörten Verband wie „Fischschuppen“ heraus, der vorne kräftige Bewegungsbetrag nimmt gegen hinten und unten mehr und mehr ab, geht schließlich in schichtparallele Verschiebungsflächen („Sole out-Flächen“) im hintersten Teil über, die in weiterer Fortsetzung schließlich in ungestörte Schichtflächen einmünden.

Kalkalpine Beispiele zu interkutanen Decken liegen nicht vor. Strukturmäßig vergleichbare Formen kleineren Ausmaßes stellen – in bezug auf den interkutanen Faltentyp – größere Tauchfalten wie etwa die „Madauer Rollfalte“ dar (siehe Abb. 7), die in den Lechtaler Alpen unter der Wucht der auflastenden Inntaldecke in der Jungschichtenhaut der Lechtaldecke geformt worden ist.

B. Gliederung nach dem Material

Gliedert man im Sinne der französischen Nomenklatur in Grundgebirgsdecken (*nappe de socle*; *basement nappe*) und Deckgebirgsdecken (*nappe de couverture*; *stripped sheet*, *epidermis type nappe*), dann fallen alle kalkalpinen Decken unter den letztgenannten Begriff, da sie sämtliche vom kristallinen Grundgebirge abgesichert sind und nur im Falle der Trägerdecke des Westens (Lechtaldecke, Hochbajuvarikum) und des Ostens (Tirolikum) primärer Untergrund in Form der Grauwackenzone mitverfrachtet worden ist, die selbst aber ebenfalls ihres Sockels entbehrt. Die Kalkalpen bieten demnach in dieser Hinsicht nur Deckgebirgsdecken (Abb. 12).

Eine derartige Gliederung auf Grund des Materials in die zwei erwähnten Haupttypen erscheint im ersten Moment überflüssig, da man sich sofort an Decken und Deckensysteme erinnert, die in der gleichen Einheit Sockelmaterial und sedimentäres Deckgebirge in rasch wechselndem Ausmaß führen (wie etwa das unterostalpine Semmeringsystem in den Ostalpen), so daß dort eine derartige Gliederung hinfällig ist und ein dritter Typus, den man als *Mischgebirgsdecke** (*nappe composite**; *composite nappe**) bezeichnen könnte, vorliegt. Überlegt man aber weiter, so stellt sich rasch heraus, daß der Großteil der Decken doch dem einen oder anderen der erstgenannten zwei diametralen Grundtypen angehört, wenn man die Grenzen nicht allzu eng zieht, sondern z. B. im Falle der Grundgebirgsdecke noch Reste einer nicht

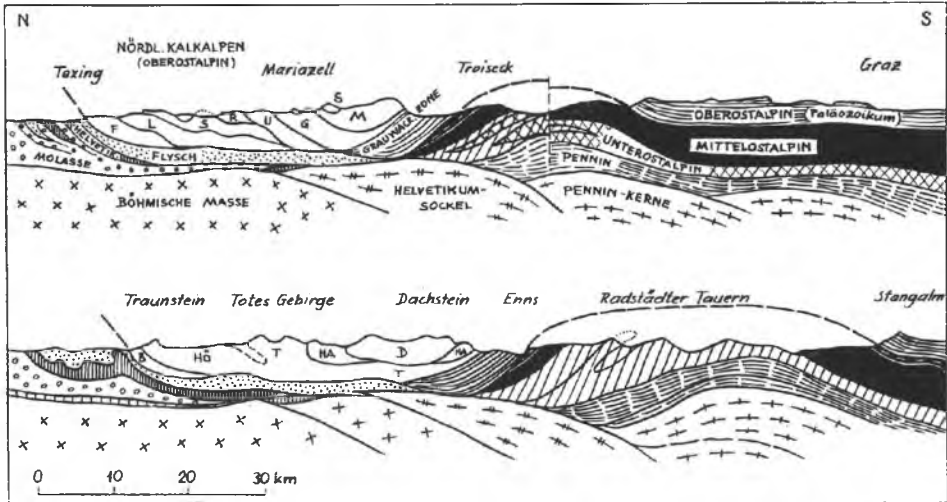


Abb. 12: Die Querschnitte durch die Ostalpen im Meridian von Graz und vom Dachstein zeigen, daß die Kalkalpen samt der Grauwackenzone als Ganzes ein System von Deckgebirgsdecken darstellen – im Gegensatz zu der sie unterlagernden Grundgebirgsdecke des Mittelostalpins.

gänzlich entfernten Sedimenthaut, im Falle der Deckgebirgsdecke gelegentlich noch einen schmalen kristallinen Span an der Sohle mit in Kauf nimmt. Bei solcher Betrachtung zeigt sich etwa im Beispiel der Ostalpen, daß das Deckenland fast nur aus Deckgebirgsdecken besteht: so stellen die helvetischen Decken (Grestener Decke mit Jungschichtenhülle), die Flyschdecke, die die Hauptmasse der Schieferhülle im Tauernfenster enthaltende Obere Schieferhülldecke, die unterostalpinen Decken im Rahmen des Tauernfensters und das oberostalpine Deckensystem zur Gänze typische Deckgebirgsdecken dar (eine schmale kristalline „Würmlizone“ erscheint an der Basis der Schieferhülldecke nur im Sonnblickrahmen, in den Radstädter Decken im Twenger Kristallin). Das große mittelostalpine Deckensystem aber entbehrt weitgehend seiner sedimentären Hülle (die so relictisch erhalten ist, daß man die tektonische Selbständigkeit gegenüber dem überschobenen Oberostalpin lange Zeit nicht erkannt hatte!), so daß es sich bei Betrachtung der Relation Sedimentreste zu Kristallinsockelmasse durchaus um eine echte Sockeldecke handelt. Die im ersten Moment also etwas paradox erscheinende Gliederung der Decken nach dem Material hat doch eine – eben scheinbar im Verhalten des Materials bei der Deckenbildung – beruhende Berechtigung.

C. Gliederung nach der Fazies

Allgemeine Anmerkungen: Die großen Deckensysteme in den Alpen, wie helvetische, penninische und ostalpine Einheit, aber auch zahlreiche innere Unter-einheiten, sind faziell gut markierte, in ihrer Entwicklung individualisierte Zonen, deren Anlage vom Untergrund der Geosynklinalen diktiert wurde, deren spätere

tektonische Ausgestaltung durch eben diese Anlage, ferner aber auch durch die in zwischen entwickelte Fazies mitbestimmt wurde. Die in bezug auf ihre Länge so schmalen, tektonisch noch weiter verschmälerten Zonen gleicher fazieller Ausbildung sind mit Einführung der Deckenlehre als eine der verblüffendsten Erscheinungen registriert worden. Dieses Phänomen wurde in sehr vielen Fällen mit Erfolg bei der Weiterverfolgung von tektonischen Einheiten über erodierte und verdeckte Strecken hin, über Deckschollen- und Fensterschwärme hinweg verwendet. In der klassischen Zeit der Deckenlehre ist dieses Faziesabwicklungskonzept gleichsam als Schlüssel zur Entzifferung des Orogens gehandhabt worden (vgl. O. WILCKENS, 1912, S. 53). Auch wenn wir heute wissen, daß es gelegentlich auch zonenweise Faziesrekurrenzen gibt und daher für die Abwicklung eines Deckengebirges in erster Linie die tektonische Überlagerung der Einheiten unter Einbeziehung des ablesbaren Bewegungssinnes maßgebend ist und die Fazies heute vom Tektoniker nur interessiert mitberücksichtigt wird, so darf man nicht vergessen, welches Hilfsmittel durch die Berücksichtigung der Fazieszonen zur Erfassung der Grundstruktur des mediterranen Orogens dem Tektoniker der Pionierzeit in die Hand gegeben war, da ja die wirklich täuschenden Rekurrenzen (z. B. Briançonnais-Unterostalpin; Hallstätter Kanäle untereinander) durchaus Ausnahmen von der Regel darstellen.

Die Beachtung der Fazies der Decken ist in der Erforschungsgeschichte der Deckengebirge so selbstverständlich geworden, daß dieser historische Prozeß sich bis in die Deckendefinition mancher moderner Autoren auswirkt, die dann die fazielle Individualität einer Decke und ihre strenge fazielle Unterscheidbarkeit von den angrenzenden Einheiten mit als ein wesentliches Deckenkriterium verankern wollen (W. ZEIL, 1959, S. 84). W. SCHWAN (1966, S. 180 f.) hat dem gegenüber bereits die entsprechende Einschränkung geltend gemacht.

Kalkalpine Beispiele: In neuerer Zeit haben gleichzeitig E. SPENGLER (1963) und A. TOLLMANN (1963 b) die Kalkalpen unter dem Gesichtspunkt der faziellen Prägung der Decken betrachtet und kamen unabhängig zum gleichen, durch zahlreiche Beispiele jeweils belegten Ergebnis: neben echten Faziesdecken erscheinen auch Decken, die über verschiedene Faziesregionen hinweggreifen und in deren Deckenkörper man den mehr oder weniger raschen seitlichen Faziesübergang von einem Typus zum anderen anhand der Verzahnung verfolgen kann. Im folgenden seien zur Veranschaulichung dieser drei faziellen Deckentypen einige markante Beispiele angeführt.

1. Faziesdecke (nappe faciès; facies nappe)

Der Fall, daß ein Deckensystem oder eine Einzeldecke genau einer alten Fazieszone entsprechend tektonisch herausgeschnitten worden ist, stellt nur eine Möglichkeit bei der Deckenbildung dar, die im Begriff Faziesdecke festgehalten ist. In diesem Fall haben Mächtigkeit und Fazies bestimmend auf die tektonische Ausgestaltung mitgewirkt, was durch den Begriff „Faziestektonik“ (siehe S. 277) zum Ausdruck gebracht werden kann. Die Faziesdecke ist das Grundmuster im klassischen Konzept der Deckenlehre. Im Bereich der Nördlichen Kalkalpen wird sogleich mit Einführung der Deckenlehre durch E. HAUG & M. LUGEON (1904, S. 893) bzw. E. HAUG (1906, S. 361, 364) auf die Existenz

von Faziesdecken mit Nachdruck aufmerksam gemacht, wobei aber noch kein eigener Begriff bestand: „nappes caractérisées par des faciès spéciaux“ (bzw. particuliers). Von F. F. HAHN (1913, S. 303, 492) wird der Begriff Faziesdecke in den Kalkalpen verwendet.

Kalkalpine Beispiele für Faziesdecken: Als Faziesdecke par excellence galt in den Kalkalpen bis jüngst die „Hallstätter Decke“ mit ihrer den Nachbarzonen so schroff gegenüberstehenden, tektonisch begrenzten Fazies. Heute muß diese Formulierung nach der durch neue Beobachtungen gestützten schrittweisen Einwurzelung der Hallstätter-Zone in ihrer näheren Umgebung (E. KRISTAN-T. & TOLLMANN, 1962: Mürztaler Alpen; H. ZANKL, 1962: Torrererjoch-Göll; W. SCHLAGER, 1967 a: Gosaukamm) eingeschränkt werden. Es verbleiben trotzdem Deckenabschnitte in der Hallstätter Zone, die mit ihrer sehr spezifischen Triasfazies ohne Zweifel fernüberschoben über faziell andersartigem Untergrund in Dachsteinkalk-Entwicklung aufruhend und so als Beispiel für den Typus der Faziesdecke dienen können. Solche Regionen sind z. B. die Halleiner-Loferer-Hallstätter Decke mit einer zum Teil auch noch im Jura (Westabschnitt) anhaltenden speziellen Entwicklung gegenüber dem Umland. Sie ist, da keine Bezugsnarbe im Untergrund gegeben ist, jedenfalls von jenseits des heutigen Kalkalpensüdrandes eingeschoben und passiv unter der Berchtesgadener Decke mitverfrachtet, die selbst ebenfalls wiederum eine Faziesdecke darstellt (Abb. 13). Weiter

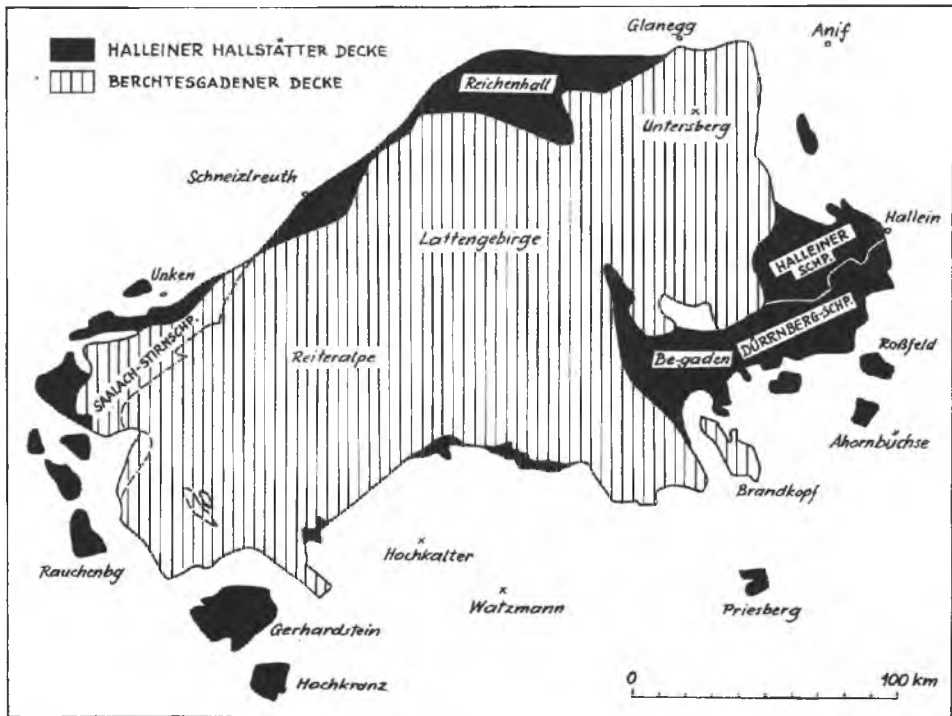


Abb. 13: Die Halleiner-Loferer-Hallstätter Decke und die Berchtesgadener Decke sind Musterbeispiele für Faziesdecken im Mittelabschnitt der Kalkalpen.

im Osten liefert, wenn wir von der noch diskutierten Ischl-Ausseer-Hallstätter Zone absehen, der Deckschollenschwarm der Hallstätter Decke in der Umgebung von Mitterndorf im steirischen Salzkammergut (A. TOLLMANN, 1960, Abb. 2, S. 93) – unter Ausklammerung des höchstwahrscheinlich relativ autochthonen Zlambachfaziesstreifens Grundlsee-Tauplitz – ein nächstes Beispiel für unseren Faziesdeckentypus. Unter den voralpinen Decken besitzt die Frankenfesler Decke weitgehend die Eigenheit einer Faziesdecke, worauf unter Abgliederung einer Frankenfesler Fazies mit einem Dutzend spezifischer Schichtglieder vom Autor (1963 a, S. 171; 1963 b, S. 157) aufmerksam gemacht worden ist.

Als Ergänzung zur Frage der Faziesdecken sei ferner auf den Abschnitt „Fazies-tektonik“ (S. 277 ff.) hingewiesen.

2. Vielfaziesdecke (nappe à faciès multiples*; polyfacies nappe*)

Neben dem Fall der Faziesdecke aber gibt es noch zwei weitere Möglichkeiten des tektonischen Zuschnittes der Faziesgebilde. In faziell sehr kleinräumigen Regionen, wie es gerade die Alpen und namentlich die Nördlichen Kalkalpen gegenüber vielen anderen Kettengebirgen der Erde sind, kann eine Decke auch schräg zu mehreren Fazieszonen herausgeschnitten werden, können im Sedimentanteil einer Decke mehrere Faziesbereiche nebeneinander erhalten geblieben sein. In einem solchen Fall könnte man von einer Vielfaziesdecke sprechen (A. TOLLMANN, 1963 b, S. 168).

Kalkalpine Beispiele für Vielfaziesdecken: Das Typusbeispiel dieser Deckenart liegt in der Mürzalpendecke der östlichen Kalkhochalpen vor (E. KRISTAN-T. etc., 1962, S. 30 ff.; A. TOLLMANN, 1963 b, S. 161 ff.) – Abb. 14. Diese Einheit umfaßt in ihren Grenzen im NE und Osten verschiedene Typen der Hallstätter Fazies (Miesenbach-Fazies im Gebiet der Hohen Wand, Hallstätter Kalk führende Entwicklung im Norden der Mürztaler Alpen, Mürztaler Fazies im Südteil der Mürztaler Alpen); es reicht ferner bei Schwarzau von Norden her noch ein Typus der voralpinen Dachsteinkalkfazies, die Triestingfazies, in den Deckenkörper herein. Gegen SW und W hin ist der Hauptkörper der Decke in hochalpinen Dachsteinkalkfazies entwickelt, hier in der Wettersteinkalk-reichen Sonderentwicklung der Hochschwabfazies, vom Hochschwab bis zum Gesäuse reichend. Als untergeordneter Faziestypus innerhalb der Dachsteinkalkserie stellt sich noch südlich vom Hochschwab die Fölzfazies ein, in der Ramsaudolomit neben Wettersteinkalk, Hauptdolomit und Dachsteinkalk gemeinsam vorkommen. Schließlich fügt sich mit eindrucksvoller Verzahnung auch noch die Aflenzerfazies, die man als eigenen Typus einer Beckenentwicklung oder noch als Sondertypus der Hallstätter-Entwicklung sehen kann, bei der Bürgeralpe an der SE-Seite des Hochschwabes der Mürzalpendecke an, durch die schieferführende und dünn-schichtige Hornsteinkalk-hältige Obertrias ausgezeichnet (Näheres zu dieser Faziesgliederung bei A. TOLLMANN, 1973). Vier Hauptfaziesgruppen (Voralpin, Hallstätter, Dachsteinkalk- und Aflenzerfazies) bzw. die genannten sieben Unterfaziesregionen sind demnach hier in ein und derselben großtektonischen Einheit verbunden, deren allochthone Natur besonders durch die tiefen Fenster im Raum des Ostabschnittes, also durch Hengst-, Odenhof- und Höfleiner Fenster belegt ist.

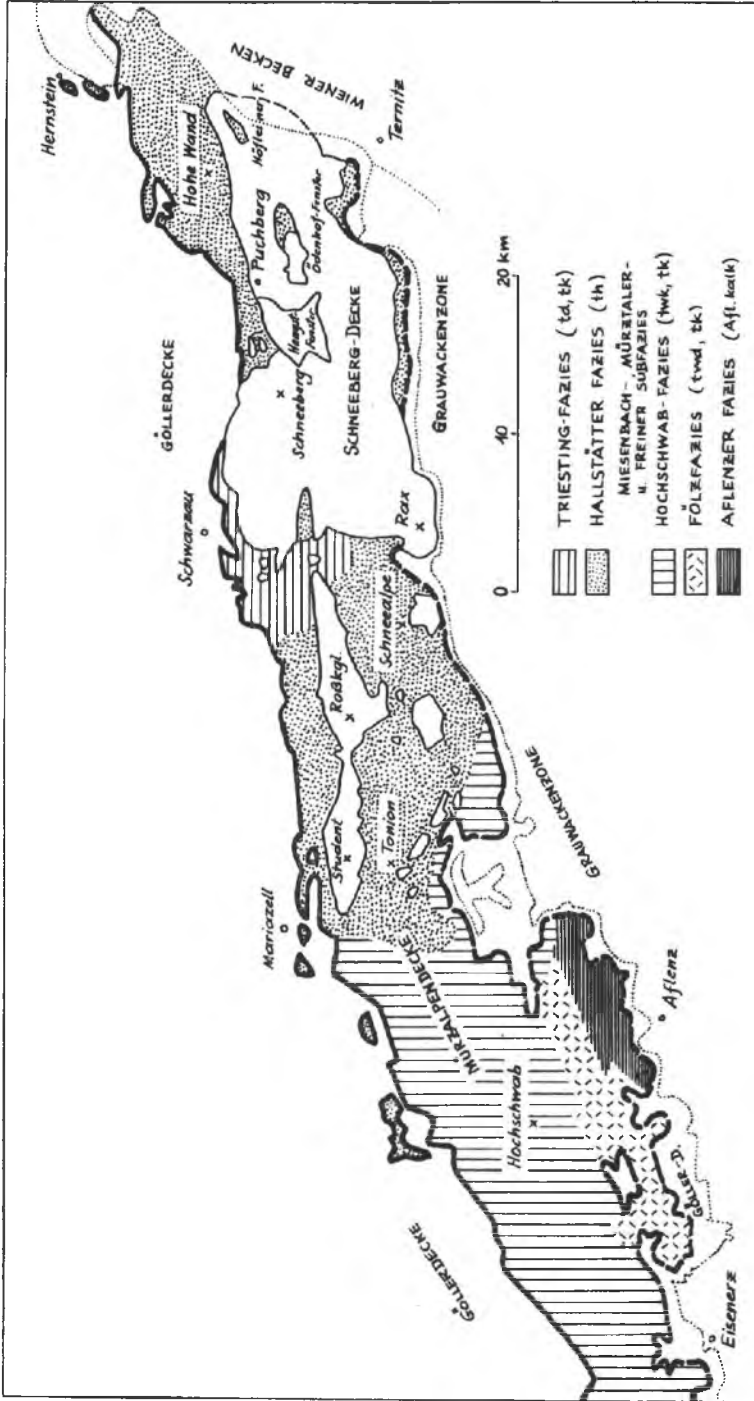


Abb. 14: Die Mürzalpendecke in den östlichen Kalkhochalpen stellt die Typusstruktur für die Vielfaziesdecke dar. Sie zieht schräg über sieben Teilfaziesbereiche hinweg (E. KRISTAN-TOLLMANN & A. TOLLMANN, 1962, Taf. 1, ergänzt).

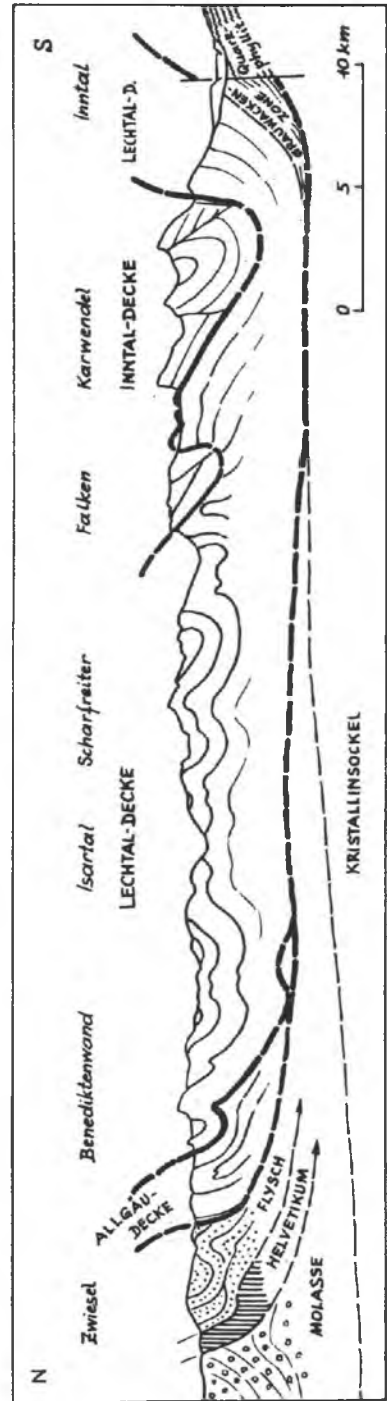
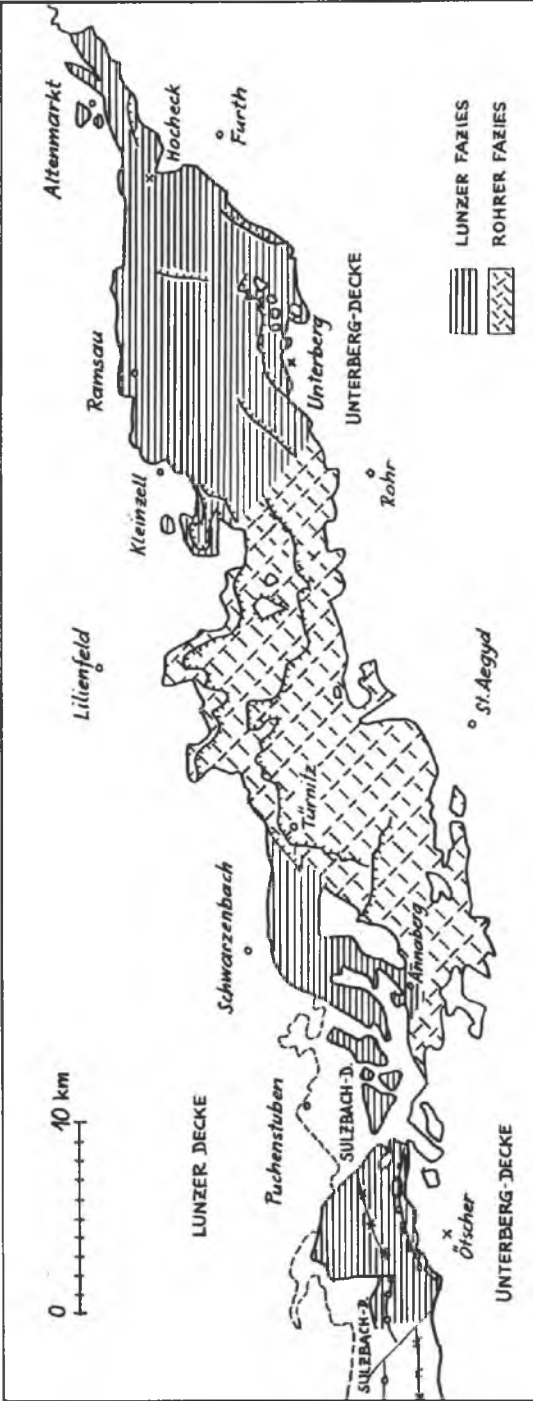
Ein zweites, ebenfalls eindrucksvolles Beispiel aus dem Raum der Hallstätter Zone stellt die *Lammermasse* im salzburgischen Gebiet dar. Innerhalb einer großtektonischen Einheit erscheint Zlambachfazies im Süden und besonders im Osten, Dachsteinkalkfazies im Gollinger Schwarzenberg und im Göll im NW. Der Zusammenhang der verschiedenen Obertriasentwicklungen über ein und derselben Mitteltrias ist am ungestörten Durchzug der Mitteltriasplatte SE vom Gollinger Schwarzenberg NW der Lammeröfen ersichtlich (A. TOLLMANN, 1968 d, S. 227). Das Beispiel wird hier aber in den Hintergrund gestellt, da es sich zeigt, daß die Lammermasse als Ganzes nicht als Decke, sondern im Sinne von H. ZANKL (1962, S. 462) und W. SCHLAGER (1967, S. 66) eher als eine nur lokal aus dem Tirolikum ausgeschuppte Scholle aufzufassen ist. Dann wäre die Vielfaziesdecke des Westens noch bedeutender, würde innerhalb des Tirolikums auch noch diese nördliche Hallstätter Zone enthalten – während die an Hallstätterkalk reichen Deckschollen vom Halleinertypus auch in diesem Raum zwischen Golling und Holzwehralm fernüberschoben aufliegen.

Aber auch außerhalb der Hallstätter Zone gibt es weitere kalkalpine Beispiele für Faziesdecken in größerer Zahl. So vereint etwa die *Reisalpendecke* in den niederösterreichischen Kalkvoralpen mit ihrem früher als Annabergerdecke bezeichneten Westteil in Lunzerfazies und ihrem Mittelteil zwischen Türnitz und dem Raum SE der Reisalpe in dolomitreicher Rohrerfazies sowie dem Ostteil abermals in Lunzerfazies recht verschiedene Serien (Abb. 15), was sich im internen Baustil mit der kräftigen Falten tektonik im Westen und dem Schuppenbau im Mittel- und Ostabschnitt auch faziestektonisch auswirkt. Der Ostteil zeigt deshalb Schuppenbau, da hier durch die Dominanz von Hauptdolomit dieses sprödere Schichtglied die tektonische innere Gestaltung prägt. Weitere Vielfaziesdecken des Ostens sind Unterberg- und Göllerdecke, die, benachbart gelegen, beide eine gleichsinnige Faziesänderung von W nach E, vom Dachsteinkalkfaziesgebiet über dolomitreiche Rohrerfazies bis zur Lunzerfazies (Unterbergdecke) bzw. Triestingfazies, also voralpiner Dachsteinkalkfazies unter Beteiligung von Hauptdolomit (Göllerdecke), erfahren haben.

Ein schönes Beispiel für die Bindung von Hauptdolomitfazies und Dachsteinkalkfazies, also der beiden bedeutendsten Großfaziesregionen der Nördlichen Kalkalpen, liefert die *Staufen-Höllengebirgsdecke*, also das Tirolikum im Mittelteil der Kalkalpen. Im Westen hat bereits F. F. HAHN (1910, S. 332 f.) den Faziesübergang der beiden erwähnten Großprovinzen in der Kammerkehrgruppe bei Lofer beschrieben, im Osten hat ihn W. SCHÖLLNER (1967, S. 81) im Gebiet der Hohen Schrott E Bad Ischl erneut geprüft. Der Nordteil der Decke liegt in der Nordtiroler Subfazies der Hauptdolomit-Entwicklung vor, der Südteil in der Dachsteinkalkfazies.

Abb. 15: Die Reisalpendecke in den Niederösterreichischen Kalkvoralpen als Beispiel einer über zwei verschiedene Faziesbereiche übergreifenden Vielfaziesdecke.

Abb. 16: Die Lechtaldecke bildet die Stammdecke der westlichen Kalkalpen. Unterlagernde und überlagernde Einheiten treten weit zurück, wie das Querprofil im Meridian von Hall zeigt. Vereinfacht nach H. BÖGEL et al. in P. SCHMIDT-THOMÉ, 1964, Abb. 40, Prof. 3, und Ergänzung der theoretischen Tiefenlinien.



3. Teilfaziesdecke (nappe a faciès partiel*; fractional-facies nappe*)

Als dritte Möglichkeit der tektonischen Faziesteilung ergibt sich folgender Fall: in einem großräumigen, faziell einheitlichen Gebiet kann die Fazies über mehrere benachbarte Decken hin gleichbleiben. Solche Decken wären zur genaueren faziellen Charakterisierung als Teilfaziesdecken zu bezeichnen (A. TOLLMANN, 1966 a, S. 201): sie umfassen nur ein Teilgebiet des einstigen Fazies-Großraumes und unterscheiden sich demnach faziell nicht oder kaum von den angrenzenden höheren und tieferen Decken. Die Rocky Mountains etwa mit ihren weithin konstanten Fazieszügen liefern ein Musterbeispiel für ein Deckenland mit Teilfaziesdecken.

Kalkalpine Beispiele für Teilfaziesdecken: Das beste Beispiel für einen aus Teilfaziesdecken bestehenden Deckenstapel liegt in der Gruppe der Bayrisch-Nordtiroler Kalkalpendecken vor, also im Ensemble Allgäu-, Lechtal-, Inntal- und Krabachjochdecke. Die für die Großgliederung maßgebende Triasfazies beherrscht gleicherweise uniform alle genannten Einheiten. Sie sind sämtliche in Nordtiroler Fazies, also der Subfazies der Hauptdolomitentwicklung ausgebildet, mit der charakteristischen mächtigen Obertrias mit dreigliedertem Karn, mit Hauptdolomit, Plattenkalk, Kössener Schichten und Oberrhätkalk. In der Mitteltrias gibt es mehrfach, aber deckenunabhängig, Fazieswechsel zwischen Partnach- und Wettersteinkalk-Entwicklung bzw. als Sonderausbildung in Vorarlberg hervorzuheben, mit Arlbergschichten im Ladin. Auch Jura-Kreide zeigen keine grundsätzlichen deckengebundenen Schichtglieder, hier ist wiederum eine mehrfache interne Gliederung des Gesamttraumes in Becken- und Schwellenfazies vorhanden, die sich ebenfalls – hier allerdings abgesehen von der Lechtaldecken-Stirnschwelle – nicht an Deckengrenzen hält. So war es auch nicht möglich, bei der Deckengliederung in den westlichen Kalkalpen die Fazies in nennenswerter Weise zur Rekonstruktion heranzuziehen, da die geringen Unterschiede (Mächtigkeitsdifferenzen und Ausbildungsart der Mitteltrias) keine ausreichenden Kriterien hierzu boten. Der erwähnten oszillierenden Abweichungen eingedenk, kann man trotzdem mit Fug und Recht von Teilfaziesdecken in diesem Raum mit Nordtiroler Fazies sprechen.

Betrachtet man die erstaunliche fazielle Vielfalt der Nördlichen Kalkalpen gegenüber anderen Gebirgssystemen, so ist es nicht verwunderlich, daß Teilfaziesdecken in reiner Ausprägung in den Kalkalpen nicht allzu zahlreich sind. Trotzdem lassen sich auch aus dem östlichen Abschnitt Beispiele erbringen: so stellen etwa die einander überlagernden voralpinen Einheiten Lunzer- und Sulzbachdecke weitere Beispiele für Teilfaziesdecken dar, beide in Lunzerfazies ausgebildet.

D. Gliederung nach der Dimension

Gliederung in Zweigdecken, Teildecken und Stammdecken: In bezug auf die Dimension der Decken pflegt man in jenen Fällen, wo nicht eine Reihe gleichwertiger, zur Gänze selbständiger Decken in einem Deckensystem übereinanderliegen, sondern auch eine Reihe von kleineren Decken, womöglich noch unvollständig voneinander getrennt, jeweils zu einer großen übergeordneten Deckenmasse sich gruppieren, von

Teildecken und von Stammdecken zu sprechen. Die Teildecken entstehen entweder im Stirngebiet aus großräumigen Digitationen der Stammdecke oder aber auch im Gesamtkörper einer Deckenmasse. Sie können sich durch Faltung, Abscherung und an Gleithorizonten entwickeln: Nach Fazies und Baustil sind die Teildecken einer Stammdecke oder eines Deckensystems untereinander nahe verwandt oder gleich. O. WILCKENS (1912, S. 44) differenziert zwischen Teildecke für alle untergeordneten Decken verschiedener Entstehungsart und unvollkommener oder vollkommener Selbständigkeit, während er unter Zweigdecken nur jene speziellen Teildecken versteht, die in der Stirn- oder Vorderregion einer Decke durch Deckenverzweigung entstehen und demgemäß meist auch nicht vollständig von der Stammdecke getrennt sind.

Kalkalpine Beispiele:

1. Stammdecke (nappe maîtresse; primary nappe, major sheet, master sheet)

Die Stammdecke der westlichen Kalkalpen bildet die Lechtaldecke, die ursprünglich vor ihrer teilweisen Erosion von der Stirn des Gebirgssystems bis zum Südrand durchreichte, also die ganze Breite der Kalkalpen einnahm und normalstratigraphisch der Grauwackenzone verbunden auflag. Sie ist, von kleineren Stirnschuppen abgesehen, deckentektonisch nicht weiter in Teildecken untergeteilt, verdient aber trotzdem den Namen Stammdecke, da sich die übrigen kalkalpinen Decken des Westens gleichsam nur als stirnnahe Abspaltungen (Randcenomanschuppe und Allgäu-decke) und als am Rücken aufgeladene größere Schollen (Inntaldecke, Krabachjochdecke) ausnehmen, sich also größenmäßig deutlich um eine Ordnung von ihr unterscheiden. Das Querprofil durch die westlichen Kalkalpen im Meridian von Hall in Tirol (Abb. 16) zeigt diese Verhältnisse.

Im Mittel- und Ostabschnitt der Kalkalpen übernimmt das vom Innquertal an sich mit dem „Tirolischen Bogen“ HAHNS schräg gegen den Kalkalpenrand vorwärts entwickelnde Tirolikum die Funktion der Stammdecke. Nun liegen Tief- und Hochbajuvarikum, ersteres durchgehend, letzteres nur unvollständig abgespalten, vor der Hauptschubmasse der Kalkalpen. Juvavische Deckschollen liegen, stilmäßig dem Inntal-Krabachjoch-Deckenensemble entsprechend, in Mulden des Tirolikums eingelagert. Im Osten ist die sich in dieser Richtung verbreitende tirolische Stammdecke in eine Reihe von Teildecken gegliedert (Sulzbach-, Reisalpen-, Unterberg- und Gölledercke), wobei die Teildecken bereits solche Dimensionen annehmen, daß man gewöhnlich trotzdem von Decken spricht.

2. Teildecken (nappes secondaires; subordinate nappes, subsidiary sheets)

Die gerade zuvor erwähnten Glieder der tirolischen Stammdecke des Ostabschnittes der Kalkalpen, also Sulzbach-, Reisalpen-, Unterberg- und Gölledercke, werden häufig mit Rücksicht auf ihre engere Zusammengehörigkeit innerhalb des tirolischen Verbandes als Teildecken bezeichnet.

E. Gliederung nach der Schubweite

Allgemeines: Als Mindestmaß für die Schubweite, ab welcher man eine Einheit als Decke bezeichnen möge, hat H. P. CORNELIUS (1940, S. 274), wie erwähnt, einen Betrag von 5 km angesetzt. Bisher bekannte Maximalbeträge von Schubweiten in Deckensystemen liegen, wie gerade der Transportweg des kalkalpinen Deckenstapels als Ganzes zeigt, bei 165 km. Beispiele über das Ausmaß der Schubweite der kalkalpinen Decken zueinander werden auf S. 7 und 168 f. angeführt, die Kriterien der Schubweitebestimmung auf S. 163 ff. abgehandelt. Aber nicht nur in bezug auf diese absoluten Daten, sondern auch nach relativen Gesichtspunkten werden die Decken nach ihrer Schubweite in autochthone Decken, parautochthone Decken, Ferndecken und Ultradecken eingeteilt, wie im folgenden ausgeführt wird.

Auf die für eine Deckengruppierung nach einem derartigen Gesichtspunkt wesentliche Bestimmung der Überschiebungsweite von Decken und deren Problematik wird in einem eigenen Abschnitt (S. 143 ff.) eingegangen, worauf hier verwiesen werden muß.

1. Autochthone Decke (nappe autochtone*; autochthonous nappe*)

Diese von F. LOTZE (1934, S. 1) so bezeichnete Bauform ist nur dem Namen nach hier einzureihen. Sie bildet nur eine deckenimitierende Struktur in Form einer aus dem Untergrund bi- oder multivergent ausgeschobenen Scholle ohne nennenswerten transversalen Transportweg. Auf S. 341 ff. wird Näheres über diesen Strukturtypus berichtet.

2. Parautochthone Decke (nappe parautochtone; parautochthonous nappe)

Als solche hat Alb. HEIM (1912, Abb. 578, S. 744 in: E. KAISER) „kleinere, nicht weit vom Autochthonen abgeschleppte und faciell noch ganz damit übereinstimmende Decken bezeichnet“ und den Begriff erstmalig für die gering verfrachteten Decken des Schweizer Helvetikums und analoge Zonen angewendet. Wohl wurde der Begriff, da ja innerlich fast widersprechend, verschiedentlich in Frage gestellt (P. ARBENZ, 1934, S. 97) und daran gedacht, ihn durch Schuppe zu ersetzen. Trotzdem können wir mit O. WILCKENS (1912, S. 41) mit Recht den Ausdruck für Decken geringer Schubweite verwenden, die sich durchaus nach ihrer bedeutenden regionalen Ausdehnung und doch auch noch in bezug auf Schubweite von Schuppen unterscheiden, gegenüber anderen, begleitenden, assoziierten Decken aber nur einen Bruchteil des in dem betrachteten System sonst üblichen Transportweges zurückgelegt haben.

In den Ostalpen liefern etwa die relativ gering weit bewegten Decken der tieferen Schieferhülle rings um den Sonnblickkern treffliche Beispiel für solche parautochthone Decken, da sie zwar nach Dimension und nach Bewegungsweite (vielfach durchaus über 5 km, wenn man den exakten Maßstab von CORNELIUS, 1940, S. 274, anlegen will) eindeutig Decken und nicht Schuppen sind, aber andererseits gegenüber der viele Dutzend Kilometer darüber hinwegbewegten Oberen Schieferhüll-Decke eben parautochthon erscheinen.

Aus den Kalkalpen mögen keine Beispiele für diesen Typus namhaft gemacht werden, da hier Begriffe wie Teildecke, Stirnschuppe etc. besser geeignet sind und gegenüber

jenen in bezug auf den Hauptkörper gering weit überschobenen Strukturen besser gerecht werden. In dem HEIMschen Begriff parautochthone Decke steckt ja auch noch der Hinweis auf „nahe vom ursprünglichen Autochthon“ darin, der für die erwähnten Beispiele, nicht aber für kalkalpine Decken paßt. Man wird also etwa Decken mit diesem Begriff erfassen, die womöglich noch mit dem Sedimentmantel eines autochthonen Kernes unmittelbar verknüpft sind, wie etwa eine Reihe von lokalen Decken, die auf der Nordseite der tatrigen Kerne der Karpaten abgewalzt, nicht weit davon verschleppt angehäuft sind.

3. Ferndecke, allochthone Decke (nappe allochtone; allochthonous nappe)

Der Normaltyp der Decke mit Schubweiten von einigen Kilometern angefangen bis zu den größten Schubweiten wird normalerweise einfach als Decke bezeichnet. Die Abtrennung der zuvor erwähnten parautochthonen Decken erfolgt meist unmittelbar angesichts des Gegensatzes von darüber überschobenen weither stammenden höheren Einheiten. Will man den kräftigen Überschiebungsbetrag einer Decke speziell zum Ausdruck bringen, könnte man von Ferndecke sprechen. Der Unterschied zur im folgenden beschriebenen Ultradecke liegt vor allem in einer fernen und den übrigen benachbarten Decken fremden Beheimatung letzterer, die jenseits und außerhalb des übrigen Muttergebietes der anschließenden Decken gelegen war.

4. Ultradecke (nappe ultra; ultra-nappe)

Sie stellt das andere Extrem der Deckenbezeichnung auf Grund der Schubweite und der exotischen Beheimatung dar. Unter Ultradecke versteht man demnach eine weither verfrachtete Decke, die nach ihrem Begründer O. AMPFERER (1925, S. 60) nicht in derselben Bauzone beheimatet ist wie die sie unterlagernden und umgebenden Decken, sondern von einer benachbarten Zone herbeigeführt worden ist. Man verwendet den Begriff auch heute noch dort, wo man für höchste, aus innersten Abschnitten von orogenen Zonen oder orogenen Teilzonen stammende isolierte Schubmassen, für die kein sicher zuordbarer Untergrund mehr sichtbar ist, sondern von denen die einstige Heimat abgequetscht, verschluckt, eingebrochen und vom Meer verdeckt oder zusedimentiert oder anderweitig verschwunden ist. Man spricht so z. B. von der völlig sockellosen ultrahelvetischen Zone der Ostalpen, in die man gelegentlich auch die Flyschzone der Ostalpen mit ihrer unbekanntenen Herkunft einreicht, man spricht von der Ultra-Flyschdecke (numidische Flyschdecke) im algerischen Tell und Rif mit ihrer Fernherkunft aus dem Mittelmeerraum etc.

Kalkalpine Beispiele: Die Typusbeispiele für Ultradecken liegen in den Kalkalpen. O. AMPFERER hat bei Aufstellung des Begriffes keine hierfür bezeichnende Deckscholle designiert, sondern zählt (S. 60) eine lange Liste von Einheiten von der Krabachjochdecke im SW und den Vilsederdecken im NW der Kalkalpen bis zum Schneeberg im SE und dem Schwechatfenster im NE der Kalkalpen auf, die alle seiner Meinung nach im Gegensatz zum basalen Gebirge der Kalkalpen die Verschluckungszone unter der Grauwackenzone überschritten hätten, und die unter diesem Gesichtspunkt als Ultradecken betrachtet werden. Am meisten noch erscheint ihm die Hall-

stätterdecke die Fremdheit und Ultratur zu dokumentieren. Heute sind fast alle Beispiele AMPFERERS nicht mehr in seinem Sinne heranziehbar, das Kriterium Überschreitung einer Nordnarbenzone fällt weg, da es für alle Teile der insgesamt fernüberschobenen Nördlichen Kalkalpen gilt. Wollte man heute den Begriff Ultradecke in den Kalkalpen noch verwenden, so könnte man höchstens die am weitesten eingeschobenen und isoliertesten Deckschollenreste damit bezeichnen, wie z. B. die Reste der *Krabachjochdecke* im Westen, die in Krabachjochscholle, Bergwerkskopf- und Tagkarklippe sowie Larsenscholle erhalten sind (A. TOLLMANN, 1971 b, S. 350) – vgl. Abb. 17. Aus den östlichen Kalkalpen könnte man die *Hüpflinger*

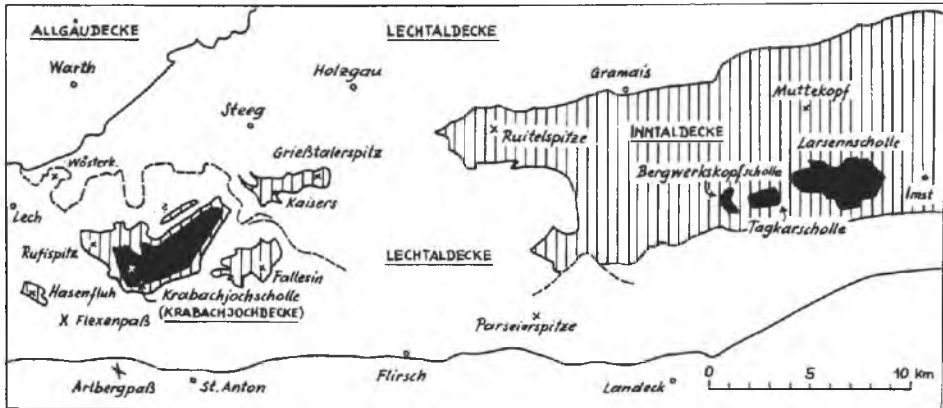


Abb. 17: Die Schollen der Krabachjochdecke als Zeugen einer Ultradecke in den westlichen Nordkalkalpen. Nach A. TOLLMANN, 1971 b, S. 350.

Schollengruppe in den Gesäusebergen (siehe Kt. Taf. 2 bei A. TOLLMANN, 1967 a) als Reste einer Ultradecke ansprechen, deren den Gesäusebergen fremde Fazies aus einem heute sonst nicht erhaltenen Streifen südlich des Kalkalpenrandes entstammt, der mit seiner Beckenfazies der westlichen Fortsetzung der Aflenzer Fazies entspricht.

F. Gliederung nach der Transportart

1. Allgemeines, Anmerkungen zum Transportmechanismus

Seitdem die Existenz von Decken sichergestellt ist, hat die Diskussion über die Art ihres Transportes eingesetzt und ist bis heute noch zu keinem abschließenden Urteil gekommen. Ohne hier auf die lange Geschichte der Entwicklung dieser Vorstellungen eingehen zu wollen, sei nur hervorgehoben, daß es in bezug auf die Deutung des Tangentialtransportes der Decken zwei Gruppen von Forschern gab und gibt.

a) Die erste Gruppe mißt dem *Tangentialdruck*, aus welchen Ursachen auch immer entstanden, Hauptbedeutung beim Transport der demnach als Schubdecken bezeichneten Einheiten zu, von der Wurzelzone der Decken über den Deckenkörper bis zu ihrer Stirn hin übertragen. Es ist dies die klassische Auffassung vom Deckentransport, die sich aus der Erkenntnis des immer wieder beobachtbaren Einfallens von Deckenschubbahnen entgegen der Bewegungsrichtung, d. h. dem Transport der Decken entgegen der Schwerkraft, aus dem Beobachtungsmaterial in vielen Kettengebirgen der Erde entwickelt hat. Sie war und ist die am weitesten verbreitete Ansicht über die Bewegung großer Schubmassen. In besonderen Fällen kommt Passivität kleinerer oder von der Wurzelzone abgequetschter Decken dadurch zustande, daß sie unter einem Walzschlitten passiv als Schlepptdecken größeren Schürflingen gleich mitverfrachtet werden oder nach erster Eigenbewegung dann passiv am Rücken großer Decken, sogenannter Trägerdecken, weiterbefördert werden. Gleitung als Faktor wird nur dort mitspielen, wo die Decken gelegentlich auf ihrer Bahn zu Vortiefen absteigen, so daß Nachschub und Wanderung der Decken auf solchen Strecken durch Gleitung erleichtert werden wird (ARN. HEIM, 1905, S. 109).

Gegen diese Theorie der Schubdecken ist man seit je auf Grund der angeblichen Unmöglichkeit der Überwindung der basalen Reibungskräfte mit physikalischen Einwänden, auch Berechnungen, zu Felde gezogen, die vielfach so weit gingen, nachzuweisen, daß der sichtbare Deckenbau bestimmter Regionen unmöglich sei, oder nur viel geringere Schubweiten als beobachtbar auf Grund der meßbaren Gesteinsdruckfestigkeit berechenbar seien. Diese Art der Gegenbeweisführung mit Experimenten, die auf unzutreffender Basis aufgebaut sind, ist bis heute noch nicht überwunden, wie etwa der Versuch von H. FÖRSTER et al. (1970, S. 645 f.) zeigt. Man weiß doch heute auf der anderen Seite, daß nicht einfach die Gesteinsfestigkeit der entscheidende Faktor in der Frage der Schubdecken ist, sondern daß vor allem die weitgehende Eliminierung des Reibungswiderstandes an der Abscherungsfläche an der Deckenbasis entscheidend für den Ferntransport wird. Eine radikale Herabsetzung des Reibungswiderstandes aber kann nicht nur durch entsprechende Gleithorizonte im Material wie schiefrige, glimmerige, saline Horizonte bedingt sein, sondern das Porenwasser der Gesteine selbst kann für die fast vollkommene Ausschaltung der Reibung an einer einmal im Inneren des Gesteinskomplexes gebildeten Scherfläche entscheidend werden (M. HUBBERT & W. RUBEY, 1959, S. 149). Weitere Bedingungen, die die Reibung beim Transport wesentlich herabsetzen, liegen in der Umkristallisation im Bereich der Bewegungsflächen. Besonders bei größerer Tiefenlage kommt durch die hohen Druck-Temperatur-Bedingungen eine hohe Plastizität durch eine mehr oder minder starke Gesteinsmobilisierung hinzu. Umkristallisation während der Bewegung, die sich in den Fließgefügen der tieferen Einheiten dokumentiert, hat dort die Reibung weitgehend vermindert (vgl. hierzu W. SCHWAN, 1966, S. 196 ff.). Über die „mechanischen Grundlagen der Erdkrustenbewegung“ hat ja bereits seinerzeit H. CLOOS (1936, S. 279 ff.) in instruktiver Form berichtet.

Die normalen Kräfte aber, die man für den Transport der Decken entgegen der Schwerkraft benötigt, sind seit je von einer Reihe von Forschern aus der Ausprägung, der Unterfahrung der orogenetischen Zonen durch die angrenzenden Kratone abgeleitet worden (z. B. L. KOBER, 1921, S. 94 ff.; H. STILLE, 1924, S. 280 etc.). Mit dem

gegenwärtigen Ausbau der Vorstellung der Plate-Tektonik nimmt die Umgestaltung der Erdkruste bei der Orogenese noch wesentlich bedeutendere Dimensionen an, nicht die Sialkruste, sondern auch der Mantel nimmt teil am Driften der Schollen der Lithosphäre und an ihrem randlichen Unterschieben des Nachbarblockes (vgl. Zusammenfassung bei P. WYLLIE, 1971, S. 348 ff.). Ungcheure Kräfte werden mobilisiert, zu denen jene Kräfte, die für den Deckenschub vonnöten sind, vergleichsweise verschwindend erscheinen. Die Orogenese wird heute endlich, wie L. KOBER stets gefordert hat, als tellurischer, als kosmischer Prozeß gesehen, nicht mit allzu „menschlichem“ Maß, nicht mehr mit dem Maß des kartierenden Geologen gemessen.

b) Die andere Gruppe von Forschern billigt der *Schwerkraft* die entscheidende Bedeutung beim Deckentransport zu. Dabei vermeint ein Teil, daß für die Ablösung der Gesteinsplatten von ihrem Sockel auch bei geringer Neigung bereits Schwerkraft genüge (wogegen absolut die heute beobachtbaren Verhältnisse an den steilen Flanken der Hochgebirge und auch die Tiefseetröge der Erde sprechen), ein anderer Teil hält dafür, daß für den initialen Ablösungsprozeß wohl tangentialer abscherender Druck vonnöten sei, aber dann alle übrigen Prozesse nur unter dem Einfluß der Schwerkraft gestaltet würden.

Die Theorie der Schweregleitung zur Gebirgsbildung geht neben L. BOMBICCI (1882) besonders auf den Wiener Geologen Ed. REYER (1888, S. 409) zurück. Weiter ausgebaut als Gebirgsbildungstheorie wurde diese Gedankenrichtung später durch E. HAARMANN aus Berlin (1930) und von R. W. VAN BEMMELEN in Utrecht (1931 bis Gegenwart). Nachdem der Gleittheorie bei der konkreten Erklärung des Einzeldeckentransportes aber in der klassischen Zeit allgemein nur wenig Erklärungskraft zugebilligt worden war und in dieser Phase nur etwa H. SCHARDT in den Westalpen und O. AMPFERER ab 1906, S. 597 ff., bis 1942 b, S. 9 ff., in den Ostalpen als Verfechter der Gleitverfrachtung großen Stils hervorzuheben sind, erlebte dieses Deutungsprinzip in neuerer Zeit unter den Geologen der Westalpen, Südalpen und des Apennin kräftige Renaissance: In Grenoble waren D. SCHNEEGANS (1938) und M. GIGNOUX (1948), in Lausanne M. LUGEON & E. GAGNEBIN (1941), in Rom und Florenz E. BNEO, G. MERLA (1951) und C. MIGLIORINI (1933, 1936) führende Vertreter dieser Richtung – Zitate der Arbeiten sind bei L. U. DE SITTER (1956, S. 267) angeführt, selbst Interpret der Schweregleitung für die Südalpen, Pyrenäen und zahlreiche andere Gebiete. In neuerer Zeit kommen ja besonders die Arbeiten französischer Geologen über den gut überblickbaren und eindeutigen Gleitdeckenbau im Atlas und Tell hinzu. Manche Gleitdecke ist heute durch ihre Struktur belegbar. Verallgemeinerbar aber ist das Prinzip nach wie vor nicht.

Als Einwand gegen das sehr begründete Argument, daß man bei Deckentransporten über 100 km und mehr Breite kaum in allen bekannten Fällen ein einheitliches Gefälle annehmen kann, dient seitens der Anhänger der Gleittheorie neuerdings die Berufung auf den von C. MIGLIORINI (1949) entwickelten Mechanismus der wandernden Untergrundrücken, die auf diese Art die Decken jeweils stückweise um kleinere Beträge weiterbewegt haben sollen (vgl. J. AUBOUIN et al., 1968, S. 148 f., Abb. 106). Zunächst ist dazu festzustellen, daß die Auffassung von einer wandernden Hebungswelle, verantwortlich für das Nacheinander der Deckenabgleitung, modifiziert schon von O. AMPFERER (1930 a, S. 322; 1941, S. 16: rückschreitende Welle) ausgesprochen worden ist. Dann aber ist vor allem gleich mit AMPFERER selbst hinzuzufügen, daß das „Weiter-

wandern einer Hebungswelle auch wiederum eine eigene Erklärung für sein Zustandekommen“ erfordert, so daß diese stets zur richtigen Zeit an der rechten Stelle auftretende Hebungswelle von H. G. WUNDERLICH (1966, S. 217) zu Recht mit dem *deus ex machina* verglichen wird, obgleich WUNDERLICH selbst zuvor (1965, S. 453 ff.) das Prinzip der „Orbitalbewegung“ für horizontale Deckschollenverfrachtungen am Außenrand der wandernden Orogenfront als wesentlich für den Transversaltransport erachtet hatte.

c) Aus eigener Sicht ließe sich die Frage nach der Existenz von Gleit- und Schubdecken heute wie folgt beantworten: Zum Ingangsetzen der Bewegung der Decken wird wohl in der allergrößten Zahl der Fälle bei der ja so sichtbar starken Einengung im Orogen die Tangentialkraftkomponente in Erscheinung getreten sein, sei es bei Überfaltungsdecken, sei es bei Abscherungsdecken. Deckenbasen mit allen Erscheinungen gewaltiger Abreibungen, Zertrümmerung, Diaphthoritisierung etc. sprechen auch lokal dafür und erscheinen auch bei manchen sicher nachmaligen Gleitdecken, wie aus Nordafrika beschrieben. Der Weitertransport von transversal abgesicherten Massen erfolgt auch über große Strecken in vielen Fällen weiterhin als Schubdecken unter tangentialer Krafteinwirkung im sich verengenden Orogen. Gegen die Gleitung als Hauptmechanismus der Formung der Deckengebirge spricht ganz entschieden das weltweite Fehlen der für einen solchen Vorgang nötigen breiten, kuppelförmigen, aufgewölbten Heimat-zonen aller Deckensysteme in allen Kettengebirgen der Erde. Da diese Geotumore auch in den jungen und den jüngst entstandenen Gebirgen oder jüngst entstandenen Zonen der alpidischen Gebirge fehlen, ist nicht einfach als Erklärung die Annahme auszugeben, daß die Geotumore eben nach der Orogenese allesamt verschwunden seien: Bei den jüngsten Deckenschüben wenigstens müßten doch noch solche Zeugen sichtbar sein. Auf der anderen Seite müßten bei viele Kilometer mächtigen Deckenstapel, die durch Transport über riesige Distanzen – wie etwa in den Ostalpen – gebildet worden sind, auch die ja dem Gefälle entsprechenden, dann sicherlich meereserfüllten Vortiefen mit marinen Sedimenten aus der Zeit der orogenen Hauptphasen zumindest in Resten nachweisbar sein, die bei den großen Schubdeckenkomplexen aber nicht in entsprechend zuordbarer Art existieren.

Im speziellen ist es ferner nicht möglich, mächtige kristalline Decken, wie etwa die mittelostalpine Kristallinmasse mit ihrer zum Teil vielleicht 5 bis 6 km großen Mächtigkeit noch am Westrand der Ostalpen, die dort bis zu ihrer Basis keine nennenswerte alpidische Metamorphose, also Erhöhung der Mobilität zeigt, durch reine Schweregleitung an einer ja eine solche wesentlich erhöhte Mobilität erfordernden Gleitfläche von ihrer Unterlage loszulösen – wie z. B. jüngst F. ROESLI (1967, S. 60 f.) ausführte. Ein anderes Beispiel gegen Schweregleitung liefern die zentral-karpatischen Decken: Sie wurden in der Kreidezeit über ein bereits vorhandenes Relief transportiert, in dem die heutigen tatrigen Aufragungen schon in nicht unbedeutendem Ausmaß entwickelt waren, da durch die subtatrischen Decken jeweils an der Südseite dieser Massive Sedimentmaterial abgepreßt und beim Abstieg der überfahrenden Deckenmasse auf der Nordseite des jeweiligen Massivs zu lokalen parautochthonen Decken und Falten angehäuft abgesetzt worden ist. Dies zeigt, daß auch schon zur Zeit der Überschiebung bereits Bewegungen gegen die Schwerkraft zu fordern sind (D. ANDRUSOV, 1960 a, S. 13). In den Ostalpen kann man übrigens auch die Auf-

wölbung der Zentralalpen nicht für ein Abgleiten und Zusammenstauchen der kalkalpinen Sedimentplatte zu Decken verantwortlich machen, da die erste Heraushebung des Kristallins der Zentralzone erst nach der vorgosauischen Deckenbildung der Kalkalpen innerhalb der Gosau, innerhalb des Campan erfolgt war, ablesbar aus Schüttungsumschlag und anderen Merkmalen (A. TOLLMANN, 1968 e, S. 231).

Bei grundsätzlich großer Bedeutung der Schubdecken wird aber, wie dies ja seit je von vielen Forschern, von L. KOBER (1912 a, S. 478) bis zu W. SCHWAN (1966, S. 201), ausgeführt, der Schwerkraft beim Transport je nach Neigungsverhältnissen eine zusätzliche, mehr oder weniger bedeutende Rolle zukommen. Im Extremfall aber, wo Schubdecken in den Einzugsbereich einer absinkenden Vortiefe gelangen, wandeln sie sich unter Abtrennung von der Wurzelzone zu vollständigen Gleitdecken um und werden in der Vortiefe gleichsam eingesedimentiert (vgl. „géosynclinale des nappes“, F. ELLENBERGER, 1952, S. 319).

2. Deckentypen auf Grund der Transportart

a) S c h u b d e c k e (nappe de charriage; overthrust nappe)

Schubdecken stellen tektonische Einheiten dar, die ausschließlich oder vorwiegend durch transversalen Schub, der aus dem erzeugenden Block stammt und über die Wurzelzone in den Deckenkörper übertragen wird, vorwärts bewegt werden. Der Zusammenhang der Decke zur primär ebenfalls flach angeordneten Wurzelzone muß in diesem Fall während des Transportes gegeben sein. Steilstellung der Wurzelzone, Ausquetschung, Verschluckung und andere Reduktionserscheinungen in dieser Region sind sekundäre Bildungen. In der Schubdecke wird vom Autor die Hauptform der tektonischen Decke erblickt. In der Form der Schubdecke ist die Längsdimension gegenüber ihrer Breite stets deutlich betont.

Von besonderem Interesse sind jene seltenen Fälle, in denen die Entwicklung einer Schubdecke durch ihren seitlichen Zusammenhang mit dem Nachbargebiet noch beobachtet werden kann, wie im Falle der Reisalpendecke im Ötztal in den niederösterreichischen Kalkvoralpen. An ihr kann die allmähliche Ablösung einer Decke aus einer Antiklinale des Untergrundes beispielhaft gezeigt werden, wie seit F. TRAUTH (1934, S. 94) bekannt und vom Verfasser des näheren (1966 a, S. 180 ff.; Taf. 2, Fig. 9–10) beschrieben: Der aus Muschelkalk bestehende Kern der gegen Norden geneigten Schindelberg-Antiklinale der Sulzbachdecke reißt vom Stierhalkkogel, 8 km ENE Lunz, angefangen an einer Durchscherungsfläche durch (Abb. 18). Der Liegendflügel wird zu der nun gegen Osten hin zur Gänze als verkehrte Decke entwickelten Sulzbachdecke, da der normal lagernde Teil ja als Reisalpendecke abgesichert worden ist. 20 km E vom Ursprungspunkt der Ablösung der Reisalpendecke hat sich, wie die Fensteraufschlüsse um Annaberg zeigen, bereits ein Überschiebungsbetrag von etwa 6,5 km (Überlagerungsbetrag 10 km) entwickelt – Abb. 2, 11.

Kalkalpines Beispiel: Der Normaltypus der kalkvoralpinen Decke in tektonischem Sinn (also Bajuvarikum und Tirolikum) ist nach Anlage und Stil der Typus der Schubdecke. Alle oben gegebenen Kriterien, wie lange Erstreckung in Längs-

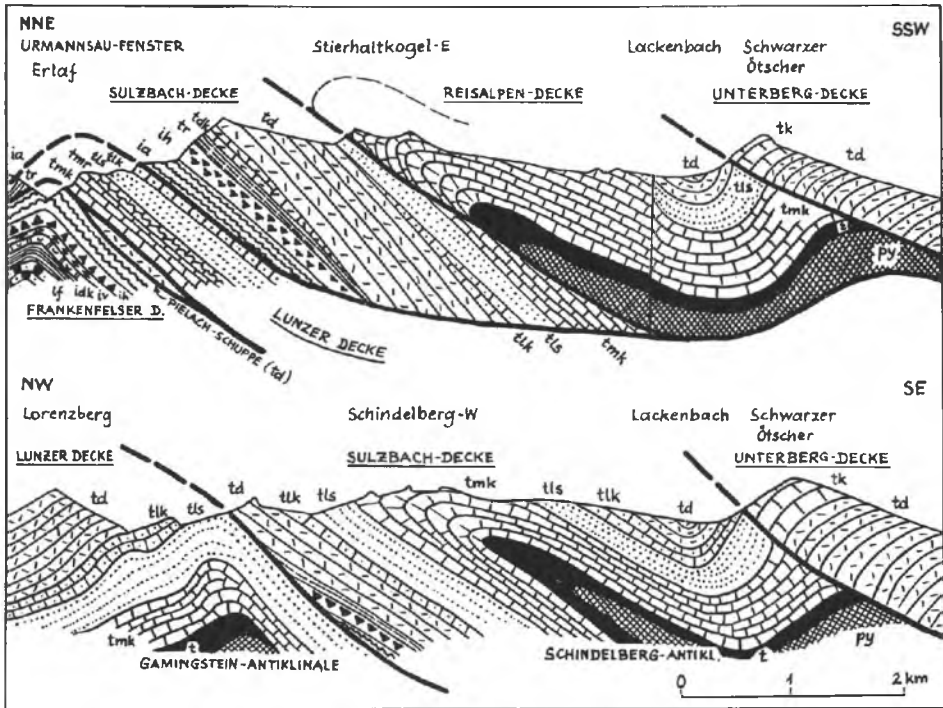


Abb. 18: Die Durchscherung des Muschelkalk-Kernes der Schindelberg-Antiklinale ENE Lunz stellt den Beginn der sich seitlich daraus entwickelnden Reisalpendecke dar. Nach A. TOLLMANN, 1966 a, Taf. 2, Fig. 9–10.

richtung, abwärtsgerichtetes Abtauchen des Hinterendes der Decke gegen die nächstfolgende höhere Einheit, Fehlen einer nachweisbaren Auflösung in Schollen während des Vormarsches etc., sprechen für diese Transportart.

b) Gleitdecke (nappe de glissement, nappe d'écoulement, nappe du troisième genre, H. & G. TERMIER, 1956, S. 78; downsiding nappe)

Gleitdecken sind durch Schweregleitung (écoulement par gravité; gravitational sliding) entlang von Gleitflächen, auf Gleitschichten (couche lubrifiante, couche-savon; lubricating layer) oder in bestimmten Fällen am Rücken von Olisthostromen transportierte großräumige Partien oder Schichtfolgen, die auch durch bestimmte Strukturmerkmale von den Schubdecken unterschieden sind. Ihre Bewegung wird aber in den meisten Fällen durch tangential abscherende Kräfte in Gang gesetzt worden sein.

Die auffälligsten Merkmale von Gleitdecken beruhen in folgenden Strukturen, am eingehendsten von U. DE SITTER (1956, S. 289 ff.) behandelt: 1. Sie sind in Jungsedimente des sie empfangenden Troges unter Auflösung in den Randpartien unter Ausbildung interner chaotischer Struktur und Ablösung riesiger Teilschollen ein-

sedimentiert. Diese Auflösung und Weiterbewegung ist eben nur deshalb möglich, da sich jeder Abschnitt einer solchen zerfallenden Decke unabhängig unter der Einwirkung der Schwerkraft weiterbewegen kann. 2. Anzeichen für ein ehemaliges Gefälle sollen grundsätzlich erkennbar sein und nicht immer als sekundär verschwunden gedeutet werden müssen. In den gut belegten Beispielen findet man ganz allgemein Beckenregionen oder Vortiefen, in die die Gleitmassen vom höheren Umland eingeglitten sind. 3. Bei kleinräumigen Gleitmassen ist die seitliche Ausdehnung relativ klein, die Einheiten sind oft ellipsoidal geformt (J. AUBOUIN etc., 1968, S. 147) und nicht wie bei Schubdecken streifenförmig, was mit der mehr zufälligen, erosiv mitgestalteten Form der Gleitmassen und der andererseits vor langgestreckten Pressungszonen abgequetschten Schubdeckenanlage zusammenhängt. 4. Das Voraneilen der jüngeren Schichtglieder einer ursprünglichen Schichtfolge kann als wesentliches Kriterium für Gleittektonik dienen. Als Musterbeispiel, an dem dieser Satz augenscheinlich demonstriert wird, gilt der Schweizer helvetische Deckenbau mit der tiefsten, am weitesten zurückgebliebenen Verrucano-Decke (Mürtschen-Decke), der darüber weiter vortransportierten Jura-Decke (Axen-Decke) und der am weitesten vorgepreschten Kreidedecken-Gruppe (Drusberg-Säntis-Deckengruppe) – vgl. M. G. RUTTEN (1969, S. 203). 5. Die Divertikulation (siehe S. 201) als Extremstruktur des Voraneilens der höheren Stockwerke ist wohl am einfachsten durch Gleittektonik zu erklären (nur H. BECKER, 1939, S. 41, hat sie aus Treppenfaltung abgeleitet). 6. Kaskadenfalten mit Achsenebenen um 45° , besonders in den Regionen des „Brandens“ der Deckenstirnen auftretend, sollen nach einer Reihe von Autoren, zuletzt M. G. RUTTEN (1969, S. 203), einen gewichtigen Hinweis auf Gravitationstektonik liefern. RUTTEN (1969, S. 92) wertete auch die Stuhlfalten mit horizontalem und vertikalem, rechtwinkelig aufeinanderstehendem Schenkel als Hinweis auf Gleittektonik. H. & G. TERMIER (1956, S. 62) begründen auch, warum solche Kaskadenfalten (nicht der altbekannte Typ, sondern eine spezielle Struktur im Sinne von J. V. HARRISON et al., 1934, S. 533 f.) und Kniefalten bzw. Stuhlfalten auf Gravitationstektonik hinweisen sollen. Sie verraten nämlich angeblich eine Kollapsstruktur (collapse structure; collapse structure) – J. HARRISON & N. FALCON, 1934, S. 529 ff. –, also eine durch die Schwerkraft geleitete Nachsackungs- und Zusammenbruchtektonik in der vom Sockel gelösten, gefalteten Sedimenthaut, besonders bei Gips- und Salzreichtum der Serien. 7. M. G. RUTTEN (1969, S. 204) sieht auch in interkutanen Überschiebungen Beweise für Gleittektonik, wieder ohne eine Begründung hierfür zu geben. 8. Aus theoretischer Sicht fordert H. BECKER (1939, S. 67) Spuren von Zerrung im Herkunftsgebiet von Gleitdecken – eine Forderung, die wegen der gewaltigen nachträglichen Abtragung und Umgestaltung im Orogen kaum je sicher verifizierbar ist. 9. Ein gewisser Verdacht auf Gleittransport in später Phase wird bei Strukturen erweckt, wie man sie bei manchen mehrphasigen bewegten Decken findet, bei denen bei der ersten Bewegungsphase Abscherung, Schubtransport, intensive Faltung und Schuppung eintraten, bei denen aber in späterer Phase dieser stark verfaltete und verformte Komplex nochmals an neuer Basalabscherungsfläche quer durch die mittransportierten Strukturen abgeschnitten wird, wie etwa die Lechtal- und Inntaldecke bei ihrem Aussehen gegen Westen jeweils zeigen (Abb. 7; 31). Hier erhält man einfach den Eindruck, daß ein Weitertransport eines solchen Faltenhaufens, der nun durchgehende kompetente Schichten für eine Druckweiterleitung entbehrt, durch

Gleitung leichter zu bewerkstelligen wäre als durch Transversaldruck, ohne daß diese Annahme an diesen Beispielen derzeit beweisbar wäre.

Einwände in bezug auf Gleittektonik bei bestimmten Strukturen: 1. Gegen Gleitdecken spricht nach U. DE SITTER (1956, S. 289) das abwärtsgebogene, abtauchende und unter der nächsten Einheit verschwindende Hinterende einer Decke, wie es eben für Schubdecken bezeichnend ist. 2. Die Annahme des gleichen Autors, daß große, verkehrt liegende, namentlich tektonisch nicht reduzierte Serien als starker Hinweis auf die Gleitnatur des Transportmechanismus gegenüber dem Schubtransport, der abgescherte Mittelschenkel erzeugen soll, zu werten sei, ist mit Nachdruck abzulehnen, da man in ein und demselben System oder in derselben Einheit beide Bildungen nebeneinander antrifft, im Streichen wechselweise ineinander übergehend etc., und zwar sowohl im Deckenausmaß (Beispiel Totengebirgsdecke der Nördlichen Kalkalpen) als auch im Falten-Schuppenausmaß (aus Falten seitlich hervorgehende und wieder ausklingende Schuppen in den niederösterreichischen Kalkvorlpen und in vielen anderen Einheiten der Alpen) und ebenso im Kleinfaltenbereich. 3. Ungleichzeitigkeit der aus den Sedimenten ableitbaren Aufwölbung eines Hinterlandes, auf welches die Gleitung der Decken zurückgeführt wird (Beispiel: 1. Tauernkuppel-Aufwölbung erst im mittleren Senon zur Zeit einer ruhigen Sedimentation in den Kalkalpen), verbietet die kausale Bindung derartiger Prozesse. Weitere Beispiele bei J. AUBOUIN etc., 1968, S. 147.

Kalkalpine Beispiele: In der Berchtesgadener Schubmasse des Juvavikums (Abb. 24) könnte man am ehesten eine durch Gleittransport an den heutigen Platz gekommene Einheit sehen. Dafür sprechen in Übereinstimmung mit den oben erwähnten Kriterien: 1. die rundliche, nicht streifenförmige Gestalt der Decke, 2. gewisse Hinweise auf den Bestand einer Senke auch zur Zeit des Transportes auf Grund der hier in der Unterlage erhaltenen kretazischen schieferreichen und auch grobdetrischen Beckenfazies der tieferen Kreide, 3. Gleitschollensedimentation in der Unkenener Brekzie der gleichnamigen Mulde bei Einleitung der kretazischen, der Orogenese vorausgehenden Bodenunruhen.

c) Schleppecke (nappe d'entraînement*; drag-nappe)

Schleppecken sind passiv verfrachtete Decken, die unter der Wucht einer höheren, größeren Schleppecke, eines Walzschlittens (traîneau écraseur; crushing sledge, L. COLLET) im Sinne von P. TERMIER (1906, S. 23) mitgeschleppt, dabei häufig ausgewalzt werden und auch in eine Reihe von vollkommen freien Schuppen zerlegt werden und den Zusammenhang zur Wurzelzone verlieren. Der Begriff Schlepptektonik wird bei F. KAISIN (1936, S. 103) erläutert, die Bezeichnung Schleppecke findet sich z. B. bei H. BECKER (1939, S. 53) und A. TOLLMANN (1968 a, S. 33). Schleppecken können auch parautochthone Decken oder interkutane Decken sein, die unter den überfahrenden Massen abgewalzt oder unter dem Einfluß nachrückender Decken verschleppt worden sind.

Als Beispiel für eine Schleppecke könnte man in den Kalkalpen etwa die Hallein-Loferer-Hallstätter Decke im Liegenden der Berchtesgadener Schubmasse namhaft machen (Abb. 13), da so schöne Beispiele wie in den tieferen Ein-

heiten der Zentralalpen unter dem großen mittelostalpinen Walzschlitten im höheren Stockwerk der Kalkalpen nicht zu finden sind. Diese Hallstätter Schollenmasse ist jedenfalls zweifellos passiv unter der Berchtesgadener Masse, von dieser bei der Überführung der Hallstätter Heimatregion erfaßt, mitgeschleppt worden. Das rasche An- und Abschwellen, das gänzliche Durchreißen und Zerreißen zu einem Schollenteppich ist typisch für den Stil solcher auf diese Art verschleppten Massen und gerade bei der Unken-Loferer-Hallstätter Zone zu finden.

d) T r ä g e r d e c k e (nappe porteuse*; carrier nappe*)

Trägerdecken sind mächtige, mit der Wurzelzone in Zusammenhang stehende Schubdecken (Deckensysteme), die am Rücken höhere Decken tragen, deren Verbindung zur Wurzelzone bereits unterbrochen ist und die durch einen weiteren Schub des liegenden Deckensystems passiv weiter vorwärts verfrachtet werden. Als Musterbeispiel für eine Trägerdecke wurde vom Verfasser (1963 a, S. 197; 1966 b, S. 97) das Mittelostalpin der Ostalpen geschildert: Dieses war durch den weiten kretazischen Vorschub des Oberostalpins mit Grauwackenzone und Kalkalpen auf seinem Rücken beladen worden; durch die obersebene Abtragung im Raum der Zentralalpen war dann die Verbindung des Oberostalpins zu seiner Wurzelzone unterbrochen worden; der alttertiäre Vorschub über Flysch und Helvetikum-Deckenland konnte nur vermittels des in illyrisch-pyrenäischer Phase erneut nachdrängenden Mittelostalpins erfolgen, wie auch das gleichzeitige, geringfügige südgerichtete Ausweichen am Kalkalpen-Südrand anzeigt (vgl. Abb. 12).

G. Gliederung nach der Transportzeit

1. Gliederung an kalkalpinen Beispielen

Durch die Unterscheidung von einphasigen und mehrphasigen Decken könnte man den einmaligen oder in mehreren Teilphasen erfolgten Vorschub von Decken Rechnung tragen. Altersunterschiede im Vorschub oder Ein- bzw. Mehrphasigkeit bei der Bewegung ein und desselben Deckenkörpers sind für die Deckenklassifikation von manchen Autoren als wesentlich erachtet worden. So hat etwa E. SPENGLER (1928 a, S. 126 f.) die vorgosauische Bewegung des Westteiles der Reisalpendecke in Niederösterreich als Hauptargument für die Abtrennung und eigene Benennung des Westlappens dieser Einheit als „Annaberger Decke“ benützt, da der Mittel- und Ostteil der Reisalpendecke im Gegensatz zu ihrem Westteil durch vielerorts überfahrene Gosau als deutlich nachgosauisch nachbewegt erscheint. Nach Ansicht des Verfassers erhielt er allerdings ebenso wie alle übrigen kalkalpinen Decken seine Hauptformung in der Vorgosau. Die Reisalpendecke als Ganzes (A. TOLLMANN, 1966, S. 158) – vgl. Abb. 15 – stellt eben eine zweiphasig bewegte Decke dar (Abb. 19). Die Reisalpendecke bildet keine Ausnahme unter den kalkalpinen Einheiten. Ein Großteil davon ist nach seiner vorgosauischen

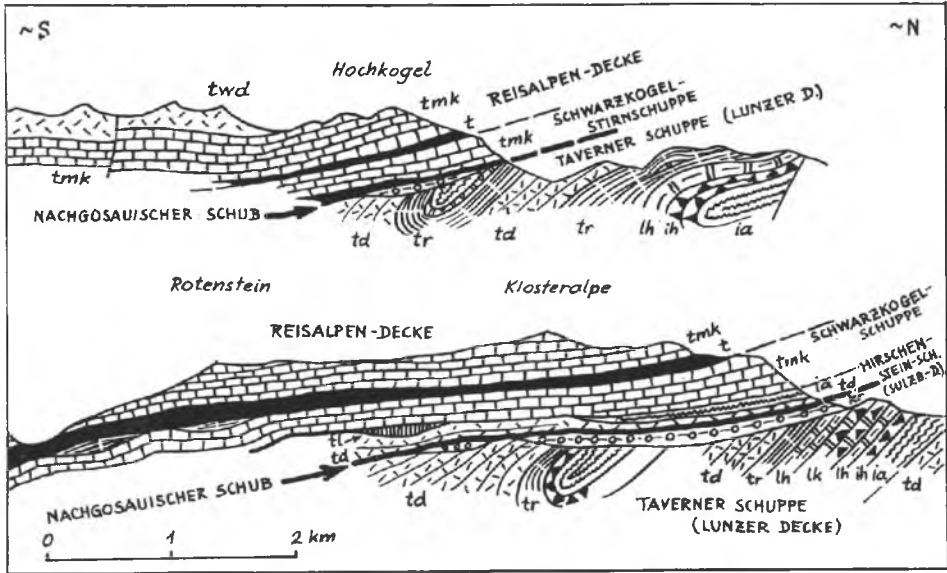


Abb. 19: Die Reisalpendecke in den niederösterreichischen Kalkvorlpen bildet, wie viele kalkalpine Einheiten, eine zweiphasig bewegte Decke. Nach der vorgosauischen Formung und ihrem Ferntransport erfolgte der durch die Gosaeinklemmung vielfach gut erfaßbare nachgosauische Nachschub. Am Bild Gosaeinklemmung unter der Reisalpendecke und den mitgeschleppten Basalschuppen östlich von Lehenrotte, NÖ. – Nach E. SPENGLER, 1928, Taf. 1.

Gestaltung in der nachgosauischen Nachbewegungszeit nochmals, allerdings meist in wesentlich unbedeutenderem Maß, in Bewegung gesetzt worden. Dabei ist die nachgosauische Bewegung deutliche Ausweichbewegung, nach Norden ebenso wie nach Süden, und es ist der nachgosauische Südschub im Bereich des Kalkalpen-Südstreifens, aber auch im Inneren der Kalkalpen seit langem diskutiert worden (vgl. S. 99 ff.).

Bei der Remobilisation der Deckenbewegung wurde im allgemeinen die alte Deckenbahn oder eine mit ihr teilweise koinzidierende, teilweise nahe benachbart verlaufende Fläche benutzt – häufig auch dadurch, da durch die inzwischen erfolgte Erosion neue Wege in der näheren Umgebung besser wegsam geworden waren. Durch die noch vorgosauische Erosion vor der Deckenfront (belegt z. B. durch die Gosautransgression über tief abgetragenes Relief entlang vieler Deckenstirnzonen) kam es in den Kalkalpen vielerorts zur Tieferlegung der nachgosauischen neuen Stirn-Schubfläche, die Hauptbewegungsfläche wurde nun unter die Basisschuppen der Decke, ja unter mitgeschürfte Scherlinge und Späne tieferer Einheiten verlegt, wie ja auch das eingangs auf Abb. 19 gezeigte Beispiel der Reisalpendecke erkennen läßt.

Die Art der nachgosauischen Nachbewegung der kalkalpinen Decken

Als weiteres Beispiel zur Veranschaulichung des Verhältnisses von nachgosauischer Nachbewegung zur vorgosauischen Schubfläche sollen einige Abschnitte entlang der Bewegungsbahn der Mürzalpendecke und Schneebergdecke dienen.

a) Parallele Nachbewegung

Sehen wir den Südrand mit den nachgosauischen sekundären Südbewegungen, so stellen sich Abschnitte ein, in denen das Ausweichen genau parallel der alten Bewegungsbahn verläuft: parallel den alten Bewegungshorizonten in den basalen Werfener Schichten eingelagert, trifft man im Schneealpenstollen bei Neuberg/Stmk. Gosaukonglomerate etwa 3,5 km weit im Inneren der Schneealpe an (F. BAUER, 1969, Taf. 1), was bedeutet, daß eine mindestens so weite, hier wohl südgerichtete, Nachbewegung des Hangenteiles der Decke erfolgte.

b) Subparallele Nachbewegungen

zeigen sich im klassischen Beispiel der Schneeberg-Südseite am Südrand der österreichischen Kalkhochalpen (Abb. 20). Hier ist die Schneebergdecke mit basalen Werfener

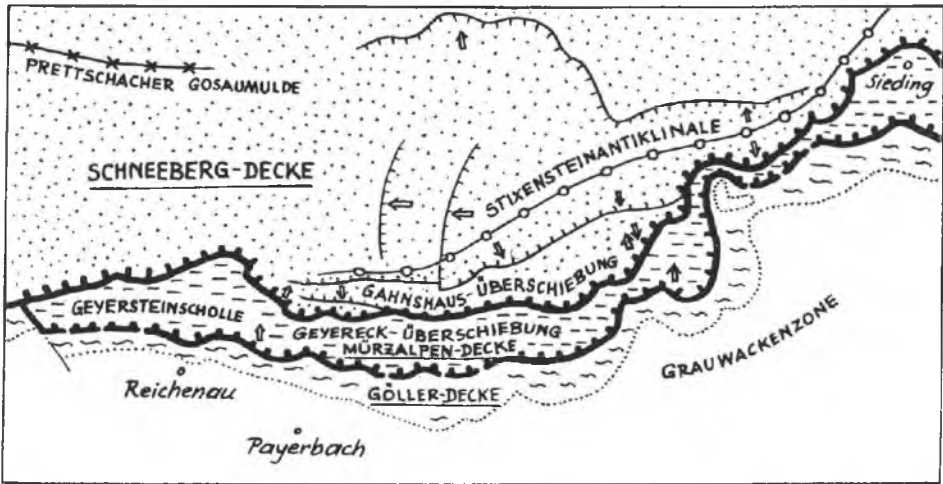


Abb. 20: Geyereck- und Gahnshaus-Überschiebung an der Südbasis der Schneebergdecke als Beispiele für subparallele vor- und nachgosauische Bewegungen an Deckenüberschiebungsflächen. Aus A. TOLLMANN, 1963 b, Taf. 16, ergänzt nach B. PLÖCHINGER.

Schichten entlang der seit L. KOBER (1909, S. 506) in ihrer Bedeutung erkannten Hirschwang-Siedinger Linie (= Geyereck-Überschiebung, H. P. CORNELIUS, 1951, S. 59) über die Geyersteinscholle der Mürzalpendecke vorgosauisch nach Norden überschoben. Entlang der im Osten mit ihr zusammenfallenden, nach Westen aber über sie aufsteigenden Gahnshaus-Überschiebung H. P. CORNELIUS' (1951, S. 60; Abb. 15, S. 61) wurde dann die Schneebergdecke, nun entgegengesetzt gegen Süden ausweichend, über die auf der Geyersteinscholle abgelagerte Gosau rückgeschuppt.

c) Aufspaltung der Nachbewegung

an einer Reihe von tiefer- und höherliegenden Schubflächen, die aber um die zum Teil auch remobilisierte Hauptdeckengrenze herumpendeln, zeigt sich eindrucksvoll abschnittsweise am Nordrand der Mürzalpendecke. Ein besonders schönes Beispiel hierfür bietet der Raum südlich und SW von Mariazell (Abb. 21). Nach dem durch die Gosau-

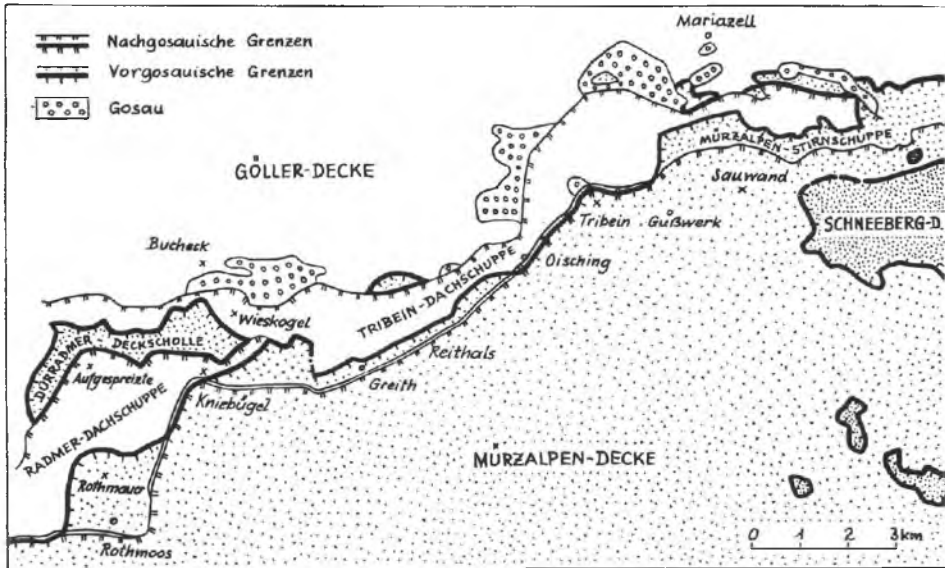


Abb. 21: Die Aufspaltung des nachgosauischen Nachschubes im Bereich der Mürzalpendeckengrenze bei Mariazell in drei Teilästen, die teils noch in der Unterlage (Bildung von Tribein- und Radmerschuppe), teils innerhalb des Frontalteiles der Mürzalpendecke verlaufen (Stirnbildung der Mürzalpendecke und interne sekundäre Stirnscharnieranlage). Nach A. TOLLMANN, 1963 b, Taf. 16, ergänzt.

transgression mit Untergrundaufarbeitung belegten vorgosauischen Einschub der Mürzalpendecke erfolgte hier bei nachgosauischem Nachdrängen – bedingt durch die starke, inzwischen erfolgte erosive Umgestaltung der Zone – eine Aufspaltung der Bewegung in drei nahe benachbarte, neu angelegte Schuppenflächen, von denen zwei noch im tektonischen Untergrund liegen und hier die nachgosauisch entstandene Tribein- und Radmer-Schuppe erzeugten, während die dritte Fläche stirnnahe, aber bereits im Inneren der Mürzalpendecke durchriß und durch den Sekundärschub zugleich zur Bildung der Mürzalpen-Stirnschuppe als auch zur Bildung eines sekundären Stirnscharniers des Hauptkörpers der Mürzalpendecke führte. Ganz analoge Verhältnisse liegen wiederum rund 20 km weiter im Osten im Bereich Gippelschuppe-Preintal WSW Schwarzau i. Geb. vor.

Über die Geschwindigkeit der Deckenbewegung während der Bewegungsphase wird auf S. 169 ff. berichtet.

2. Das Prinzip des phasenhaften Geschehens

Die orogenetische Gestaltung der Kalkalpen und Ostalpen, die Deckenbildung, der Deckenschub und all die vielen damit zusammenhängenden internen Strukturprägungen sowie bestimmte Teilprozesse der anschließenden bruchtektonischen Formung erfolgten in der alpidischen Ära ebenso wie jene der angrenzenden Orogen-Abschnitte in phasenhafter Bewegung. Durch eine große Zahl von heute vielfach mikropaläontologisch genau datierten Beobachtungen ist dieses phasenhafte Gestaltungsgrundprinzip mit dem Wechsel von stürmischer Entwicklung und zwischengeschalteten Ruhestadien in den Ostalpen gesichert. Eine ausführliche Zusammenfassung aller derartigen Beobachtungen wurde vom Verfasser 1966 b vorgenommen. Der alte Gegensatz zwischen dem Denkprinzip der mehr kontinuierlichen Verformung im Sinne von J. GILLULY (1949; 1950) und jenem der Phasenlehre von H. STILLE (1924) ist für die hochorogene Zeit zugunsten der letztgenannten Auffassung entschieden, während in der geosynklinalen Vorbereitung und auch in der kratogenen Endphase durchaus lang anhaltende Bewegungsschwärme zu registrieren sind, die einer schärferen Phasengliederung häufig widerstreben (vgl. R. SCHÖNENBERG, 1969, S. 163). Als weitere Einschränkung des STILLESchen Phasenprinzips ist, wie vom Verfasser (1966 b, S. 4 ff.) des näheren abgehandelt, keine weltweite Korrelierung des orogenen Hauptphasengeschehens möglich, wie auch von M. G. RUTTEN (1949, S. 1758; 1969, S. 205) ausgeführt, aber es unterliegen große Teilstücke der alpidischen Kettengebirgsstränge einem gleichen phasenhaften Kräfteansatz. Eine Parallelisierung der Kreide- und Alttertiärphasen z. B. ist über weite Teile des zentralen und östlichen Mediterrangebietes mit großer Genauigkeit durchführbar. Gerade durch die jüngsten Ausführungen von R. TRÜMPY (1972) ist endlich auch Übereinstimmung in der orogenen Phasengliederung der Schweizer Westalpen und der Ostalpen erzielt. Die in den Ostalpen seit langem herausgearbeiteten kretazischen und alttertiären Hauptphasen haben ebenso in den Schweizer Alpen Geltung. Daß daneben – grob gesprochen – die großen orogenetischen Gesamtzyklen in weiten Teilen der Welt bestimmte übereinstimmende Züge zeigen, hat jüngst R. SCHÖNENBERG (1969, S. 164) wiederum betont. Diese Gliederung gilt aber nur für die jeweiligen Gesamtzyklen, wie z. B. kaledonische Faltung, variszische Faltung, alpidische (kretazisch-alttertiäre) Orogenese etc., nicht für die auf Teilregionen beschränkten Teilphasen dieser Zyklen. Eine grundsätzliche Negierung des STILLESchen Phasenprinzips aber, wie sie auf Grund der Kreideuntersuchung im Westen der Kalkvorlpen von W. ZEIL (1962, S. 366) ausgesprochen worden ist, kann heute nicht mehr vertreten werden, wenn auch die mittelkretazische Sedimentation in der bajuvarischen Einheit in den Trögen durchläuft und etwa die austrische Phase nur in den Schwellenzonen dieses lokalen Bereiches durch die Cenomantransgression erfaßbar wird.

Die an den großtektonischen Strukturen der Kalkalpen und der Ostalpen festgestellten orogenen Phasen und das Ausmaß ihrer Auswirkungen sind nach der klassischen Arbeit von E. SPENGLER (1927 b) vom Verfasser (1964 a; 1966 b, 1971 d) und

Abb. 22: Die Wirksamkeit der alpidischen Phasen in den Ostalpen. Stärke und Länge der Linien zeigen Stärke und regionale Wirksamkeit der Phasen. Zeitskala nach W. HARLAND et al. (1964, S. 260 f.), F. STEININGER & J. SENES (1971, S. 14 f.).

PHASE	ZEITSTUFE	MILLJ	BEDEUTUNG	
Intrapliozäne Phase	PLIOZÄN	2	—	
Ostbalkanische Phase	PLIOZÄN	7	—	
Sievanische Phase			—	
Rhedonische Phase	SARMAT	7	—	
Atsische Phase			—	
Moldavische Phase	BADEN		—	
Jungsteirische Phase	MIOZÄN		—	
Altsteirische Phase			KARPAT	—
Jungsaveische Phase			OTTMANS	—
Altsaveische Phase			EGGENBG.	—
	EGER	26	—	
	OLIGOZÄN			
Pyrenäische Phase	EOZÄN	34	—	
Illyrische Phase			OBER -	—
	MITTEL-	54		
	UNTER-			
Laramische Phasen	PALEOZÄN	65		
	MAASTRICHT	70		
Ressen-Phase	CAMPAN	76	—	
Wernigeröder Phase	SANTON	82	—	
Mediterrane Phase	CONIAC	88	—	
	TURON	98		
Jungaustrische Phase	CENOMAN	100	—	
Altäustrische Phase	ALB	106	—	
	APT	112	~	
Austroalpine Phase	BARRÈME	118		
	HAUTERIVE	128		
	VALENDIS	130		
	BERRIAS	136		
Jungkimmerische Phase	MALM	162	~	
			PORTL. KIMMER.	~
Tiefmalmsche Phase		162	~	
Hochalpine Phase	DOGGER	172		
	LIAS			
Mesokimmerische Phase			~	
Altkimmerische Phase		195	~	
Junglabinsche Phase	OBERTRIAS	205	~	
Altlabinsche Phase	CORDEVAL LANGOBARD	205	~	
Montenegrinische Phase	MITTELTRIAS	215	~	
	UNTERTRIAS			
Pfälzische Phase		225	—	

von R. OBERHAUSER (1968) eingehend erörtert worden. Es ergibt sich zusammenfassend folgende Auswirkung der orogenen alpidischen Phasen auf die großtektonische Gestaltung und den Deckenbau der Kalkalpen (Abb. 22): Das orogene Stadium setzt nach der vom Perm bis in die tiefe Kreide reichenden Geosynklinalzeit mit der mittleren Kreide ein. Die ersten kräftigen Bewegungen, die eine tangentiale Einengung vermuten, aber noch nicht beweisen lassen, sind in den orogenen, zum Teil wildflyschartigen Bildungen der mittleren Kalkalpenzone in der Zeit der austroalpinen Phase (A. TOLLMANN, 1963 a, S. 193; vgl. Diskussion von 1971 d, S. 59) im Bereich Barrême-Tiefapt zu registrieren. Die nächste Phasengruppe, die unmittelbar vor dem Cenoman stattgehabte austrische Phase H. STILLES (altaustrische Teilphase – Voroberalb, jungaustrische Phase – Grenze Alb/Cenoman), ist teils durch das auf den präcenoman herausgewölbten Rücken des Bajuvarikums und der Transgression der Cenomanbrekzie bis auf Hauptdolomit altbekannt (M. RICHTER, 1926, S. 57 ff.: Stirnzone der Lechtaldecke), teils durch das Einsetzen von massenhaften exotischen kristallinen und eruptiven Geröllen im Oberalb bzw. Untercenoman in der Sedimentausbildung markiert (J. LÖCSEI, 1970, S. 99). Der erste unmittelbar erfaßbare Nachweis großräumigen Deckenschubes in den Kalkalpen gelingt für den Bewegungsstoß der „vorgosauischen Phase“, deren Hauptwirkung auf das Oberturon eingeeengt werden konnte, da Mittelalb bis Mittelturon in Form der Losensteiner Schichten in den Randteilen der Kalkalpen noch Bestandteil der zusammenhängenden voralpinen Schichtfolge bilden, während das Coniac als Basalglied der Gosau stets die Deckengrenzen übergreifend plombiert. Diese oberturonen Bewegungen wurden vielfach mit der Ilseeder Phase des subherzynischen Zyklus des Mittelsanton verwechselt, so daß für diese deutlich selbständige Hauptphase vor der Ablagerung der Gosau die Bezeichnung „mediterrane Phase“ eingeführt worden ist (A. TOLLMANN, 1964 a, S. 86). Unter den intragosauischen Phasen kommt nur der Ressenphase an der Wende Unter-/Obercampan bzw. im unteren Obercampan (R. OBERHAUSER, 1964, S. 131) größere Bedeutung durch eine Trogverlagerung innerhalb der Kalkalpen gegen Norden, also durch großräumige Undationen, nicht aber Deckenschub, zu. Die lange Zeit für wesentlich gehaltene laramische Phase hingegen spielt in den Kalkalpen kaum eine Rolle. Der nächste bedeutende Bewegungsstoß hingegen, der die kräftige „nachgosauische Bewegung“ der Decken verursacht, liegt, wie vom Verfasser wiederholt betont, im Zeitraum des illyrisch-pyrenäischen Phasenzyklus zu Beginn und besonders zu Ende des Oberozäns. Die in dieser Zeit registrierbaren inneren Nachbewegungen der kalkalpinen Decken sind aber nur Ausdruck des zweiten großen Gesamttransportaktes der Kalkalpen über die nunmehr trocken fallende Flysch- und Helvetikumszone der Ostalpen, also eines großregionalen Geschehens. Es ist kein Zufall, daß nunmehr die entscheidende Bedeutung dieser Phase auch im Alttertiär der Schweizer Alpen erkannt worden ist. Unter den jüngeren tertiären Bewegungsphasen kommt vor allem nach der langen oligozänen Ruhe mit der Ausbildung der Augenstein-Landschaft der altsavischen Phase an der Grenze Chart/Aquitain und später der jungsteirischen Phase an der Wende Karpat/Baden Bedeutung zu.

IV. DIE DECKENABSCHNITTE

Die Grundbegriffe der Terminologie der Deckenabschnitte sind im Zusammenhang mit der Entschleierung der Einzelheiten des Deckenbaues in den Westalpen im ausgehenden vorigen Jahrhundert geprägt worden. Vielfach sind Teile des bereits älteren Begriffsinventars der Faltterminologie übernommen worden.

Die Bezeichnung für die Großgliederung der Decke findet sich namentlich in zusammenfassenden Darstellungen über allgemeine Deckentektonik nach der Jahrhundertwende, wie etwa bei Arn. HEIM (1905, S. 111, Abb. 4), E. SUSS (1909, S. 605), O. WILCKENS (1912, S. 36 ff., Abb. 42) etc., mit entsprechenden Schemabildchen versehen, auf denen man Vorderteil (Stirn), Basis (Sohle), Deckenkörper, Rücken, Wurzelzone erkennt, vorgelagerte Klippen und eingeschnittene Fenster bemerkt und Deckensättel und -mulden sowie Achsenkulminationen und -depressionen wahrnimmt. Auf die schematische Besprechung der Hauptstücke kann unter Hinweis auf solche Bilder (W. ZACHER, Dt. Handwörterbuch d. Tektonik, Begriff Decke) hier verzichtet werden und gleich auf die speziellen Fragen der Einzelabschnitte eingegangen werden.

A. Die Deckenbasis, Deckensohle

E. SUSS, 1909, S. 605 (semelle; bottom of the nappe)

Im Bereich der Überschiebungsfläche an der Deckenbasis lassen sich zahlreiche Beobachtungen entlang der Fläche selbst und im unmittelbar angrenzenden liegenden und hangenden Abschnitt anstellen, die Rückschlüsse auf die Art der Bewegung gestatten. Um die Einzelercheinungen einigermaßen geordnet überblicken zu können, sollen anschließend folgende Fragenkreise, die Deckenbasis betreffend, getrennt zur Sprache kommen: Bewegungsart an der Überschiebungsfläche und die Struktur der Deckenbasis sowie alle sich daran anknüpfenden Erscheinungen wie Schürflinge, Spurschollen, tektonische Brekzien usw. Eine eigene Behandlung erfordert die Frage der Bewegungsrichtung an der Überschiebungsfläche, die Feststellung der Schubweite und der Überschiebungsgeschwindigkeiten.

1. Die Bewegungsart an der Überschiebungsfläche und die Struktur der Deckenbasis

a) Allgemeines

Während in der deutschen Sprache und der französischen Literatur in der großtektonischen Gliederung Hauptaugenmerk auf den Deckenkörper selbst gelegt wird, betrachtet man im anglo-amerikanischen tektonischen Schrifttum in erster Linie die Überschiebungsfläche (surface de charriage; overthrust plane) an der Deckenbasis (semelle; bottom of the nappe) selbst und verwendet diese Flächen, denen zufolge

ihrer verschiedenartigen Ausbildung besondere Beachtung geschenkt wird, als groß-tektonisches Einteilungsprinzip. Die regional-tektonischen Namen haften in diesem Fall an den Überschiebungsflächen, nicht am Deckenkörper selbst.

Die Bewegung zwischen Decke und Untergrund kann sich in Form einer Überfaltung, Faltungsüberschiebung, Überschiebung oder in einer Unterschiebung des Sockels vollziehen. Von Interesse ist ferner die Ausbildungsart der Deckenbasis im Bereich der Überschiebungsfläche, da die Decken durchaus verschiedene Formen des Basalzuschnittes wie Parallelabscherung, Schrägabschnitt und Basalabschürfung zeigen. In speziellen Fällen kann man bei Mitberücksichtigung des überfahrenen Untergrundes den Typus der Reliefüberschiebung abtrennen. Alle diese Erscheinungsformen werden im folgenden unter Anführung typischer Beispiele erläutert werden. Schließlich sollen im Anschluß an diese großräumigen Erscheinungen der Überschiebungsstrukturen noch seltenere oder kleinräumigere Prozesse der Transversalbewegung wie Unterschiebung, Untervorschiebung, Vorschiebung, progressive Überschiebung, Rücküberschiebung und dergleichen besprochen werden (Abb. 23).

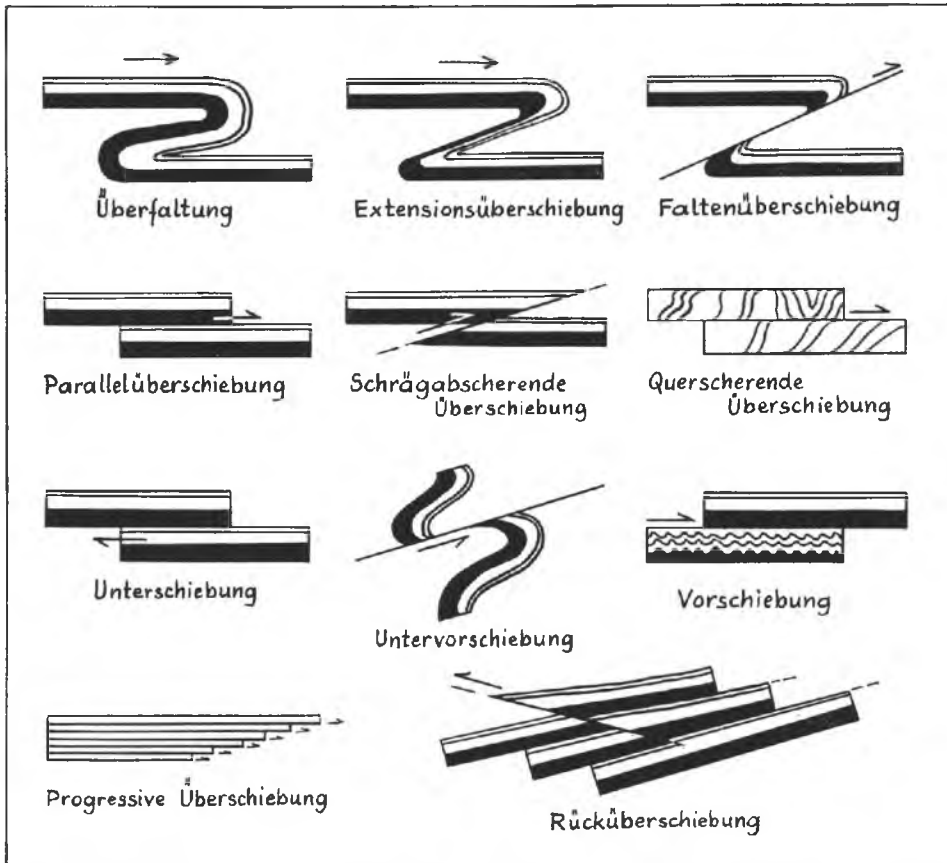


Abb. 23: Schematische Skizze der Haupttypen der Bewegungsarten an der Überschiebungsfläche.

b) Ü b e r f a l t u n g (déroutement de la nappe; overfolding, overturning)

Bei der Überfaltung, die nur bei der Deckenentstehung, nur bei der Bildung von Überfaltungsdecken in Funktion tritt, wird das Material der Decke um ein vorwärts wanderndes Stirnscharnier bei der Vorwärtsbewegung nach dem Panzerkettenprinzip abgerollt, so daß eine verkehrte Seite auf den Untergrund zu liegen kommt. Dabei kann, wie im Beispiel der Kalkalpen, das Material zur Zeit der kretazischen Hauptorogenese bereits vollkommen diagenetisch verfestigt gewesen sein, es läßt sich aber trotzdem während der Faltendeckenbildung entgegen allen früheren Einwänden (z. B. O. AMPFERER, 1906, S. 591) vollkommen plastisch verformen, trotz der hohen Position im Stockwerk, auch vollkommen frei von Überlagerung durch höhere Decken, wie das kalkalpine Beispiel der Totengebirgsdecke im Tirolikum Oberösterreichs anzeigt (Abb. 9). Der Begriff Überfaltung soll nur dort angewendet werden, wo der verkehrt gelagerte Mittelschenkel keine oder keine nennenswerte Reduktion erfahren hat. Im anderen Fall spricht man von Extensionsüberschiebung (S. 58).

Als Überfaltungsbreite bezeichnet man bei Decken ebenso wie bei Falten nach E. MARGERIE & Alb. HEIM (1888, S. 77) die Projektion des verkehrt lagernden Mittelschenkels auf die Horizontale (Abb. 24).

Es wäre möglich zu versuchen, den absoluten Bewegungssinn der Faltung nomenklatorisch auszudrücken und dem Begriffspaar Überschiebung und Unterschiebung ein analoges als Überfaltung und Unterfaltung* gegenüberzustellen, wobei dann unter Unterfaltung eine aktiv bewegte Einfaltung unter einen in bezug auf das absolute System ruhig bleibenden Hangendflügel zu denken wäre (vgl. B. & R. WILLIS, 1934, S. 195).

c) F a l t u n g s ü b e r s c h i e b u n g (chevauchement cassant; break-thrust)

Wie bei den Einzeltypen der Überfaltungsdecken näher ausgeführt, tritt bei der Bildung von Überschiebungsfaltendecken (S. 24) zur primären Faltung noch zusätzlich eine den Faltenkern oder den Verkehrtschenkel durchscherende Überschiebung hinzu, so daß man von einer Faltungsüberschiebung (E. MARGERIE & Alb. HEIM, 1888, S. 67, 69) spricht. Die Kenntnis dieser Struktur ist alt (z. B. etwa bei H. D. ROGERS, 1856, S. 443, Abb. 2). Die englische Bezeichnung break thrust hat B. WILLIS (1893, S. 222) aufgestellt. Der Begriff Faltungsüberschiebung soll nun für derartige großräumige, an Decken gebundene Strukturen in Anwendung kommen, während man die kleinräumigen homologen Strukturen als Faltenüberschiebung oder – bei steilstehender Bewegungsfläche in Einengung des von den gleichen Autoren vorgebrachten Namens – als Faltenverwerfung bezeichnen sollte.

Als kalkalpines Beispiel für die Faltungsüberschiebung ließe sich der westliche Abschnitt der Reisalpendecke im Hennesteck-Schwarzenbergzug anführen (Abb. 11). Der Versuch einer Abtrennung von aktiv bewegtem Liegendelement unter der Bewegungsfläche gegenüber einem im absoluten System ruhig verbleibenden Hangendelement würde theoretisch zum Begriff der Faltungsunterschiebung führen, wie in bezug auf Kleinelemente bei B. & R. WILLIS (1934, S. 195: „underthrust folds“) ausgeführt worden ist.

d) **Extensionsüberschiebung** (chevauchement d'extension, chevauchement d'étirement; stretch-thrust)

Begriffserläuterung: Der Begriff Extensionsüberschiebung wird für jenen Sonderfall der Überschiebung angewendet, bei der der verkehrte Mittelschenkel nicht wohl erhalten blieb, sondern durch Ausdünnung und Lamellierung reduziert wurde, so daß eine reduzierte Überfaltung vorliegt, die bei weiterer Eincngung durchriß und überschoben wurde. Zur näheren Erläuterung sei auf das über reduzierte Faltendecken bzw. über den „schweizerischen Typus“ der Überfaltung auf S. 24 Ausgeführte verwiesen.

Historische Daten: Der Inhalt des genannten Begriffes wird zuerst von Alb. HEIM (1878, S. 220 ff.) erfaßt und analysiert, welcher in seinem Werk über den Mechanismus der Gebirgsbildung den Spezialfall der Extensionsüberschiebung, die „Faltenverwerfung“, erörtert und als Begriff aufgestellt hat. Über die historisch wichtige französische und englische Literatur zur Struktur der Faltenverwerfung (pli-faille; fold-fault) berichten E. MARGERIE & Alb. HEIM (1888, S. 66, 113). Der umfassendere und zugleich präzisere, nicht an Faltenstruktur gebundene, sondern auch für Deckenüberschiebungsbahnen analoger Entstehung anwendbare Ausdruck stretch-thrust (Extensionsüberschiebung) für diesen Typus wurde von B. WILLIS (1893, S. 223; Taf. 54) aufgestellt und definiert, von M. BILLINGS (1933, S. 142) weiter diskutiert.

e) **Überschiebung** (chevauchement, charriage; overthrust, thrust A. GEIKIE, 1884, S. 30)

Begriff: Die Überschiebung stellt eine flache oder nur mäßig schräg auf- oder selten auch absteigende Bewegung einer vom Untergrund abgesicherten hangenden Masse mit vorwiegend aufrechtem, aber auch verkehrtem oder verfaltetem bis chaotischem Innenbau entlang einer basalen Bewegungsfläche, der Überschiebungsfläche (surface de charriage; overthrust plane) über dem Untergrund dar. Man hat je nach Ausmaß der Überschiebung und nach der Struktur des überschiebenden Körpers die Überschiebungen durch Zusatzbezeichnungen näher charakterisiert, so z. B. von einer **Schollenüberschiebung** gesprochen (N. TILMANN, 1912, S. D 39), wenn eine in ihrer Form nicht spezifisch definierte Masse über eine relativ geringfügige Strecke flach überschoben wurde, von einer **Schuppenüberschiebung**, wenn die überschiebende Masse langgestreckt und mäßig weit (also etwa unterhalb von 5 km weit) und flach verfrachtet wurde, von einer **Deckenüberschiebung** schließlich, wenn es sich um eine großräumige, etliche Kilometer weit transportierte Schubmasse handelt. Letztgenannte Überschiebungen lassen sich zufolge ihrer Großräumigkeit oft über ganze Länder und Gebirgssysteme hinweg verfolgen. Man hat auch die Überschiebungen mit abnehmendem Ausmaß der Bewegungsweite auf Grund der Beobachtungen in Schottland zunächst als Überschiebungen 1. bis 3. Ordnung klassifiziert, dafür sogar eigene Bezeichnungen gewählt (1. Ordnung=Überschiebung, 2. Ordnung=Ruschel, 3. Ordnung=Deckel – vgl. A. KRÜMMER, 1912, S. 261). Diese Klassifikation hat aber in der Folge kaum Anwendung gefunden. Von der **Aufschiebung** (faille inverse; reverse fault) unterscheidet sich die Überschiebung durch

den Neigungswinkel der Schubbahn zur Horizontalen, der bei der Aufschiebung über 45° , bei der Überschiebung unter 45° liegt (H. CLOOS, 1936, S. 233, 238 ff.). G. ASHGRIE (1963, S. 222) hat einen Winkel von 30° als Grenze gewählt. In zweiter Linie ist dann noch das Ausmaß der Bewegung bei der Unterscheidung dieser Begriffe maßgebend, da Aufschiebungen niemals jene große Förderweite wie Überschiebungen erreichen. H. CLOOS (1936, S. 241) betont ferner zu Recht, daß Aufschiebungen meistens scharenweise auftreten und jede einzelne nur um einen kleinen Betrag verschiebt, während Überschiebungen Einzelercheinungen von relativ großer Schubweite sind, da sich auf ihr die Bewegungen oft großräumiger Ortsveränderungen in der Kruste konzentrieren. Im Französischen bedeutet *chevauchement* die Überschiebung mit geringer Förderweite, bei der man häufig noch das seitliche Auslaufen beobachten kann, während mit *charriage* die großen Deckenüberschiebungen bezeichnet werden, durch deren Wirkung oft die Herkunft der Schubmasse verschleiert werden kann. Der Begriff *chevauchement* ist also dem deutschen Wort Aufschiebung (*faulle inverse*; *reverse fault*, *upthrow fault*, *upthrust*) in bezug auf das Bewegungsausmaß vergleichbar, während im Begriff Aufschiebung hingegen noch – wie erwähnt – die Steilheit der Bewegungsbahn mit inbegriffen ist.

Historische Daten zum Begriff Überschiebung. Das Wesen der Überschiebung war zuerst im Bergbau erkannt worden, wo sie zusammen mit Aufschiebungen als „Wechsel“ bezeichnet worden war (vgl. K. HÜLSMANN, 1969, S. 1). Der ebenfalls aus dem Bergbau stammende alte Begriff *Schlächte* bzw. *Schlechte* kann dem aber entgegen E. SUSS (1885, S. 159) nicht gleichgesetzt werden, sondern ist ein Sammelbegriff für alle nicht schichtparallelen Trennfugen verschiedener Art (vgl. Dt. Handwörterbuch der Tektonik, 2. Lieferung 1969).

In der Feldgeologie ist das Wesen der Überschiebung schon von H. B. DE SAUSSURE in seinen „Reisen durch die Alpen“ unter der Bezeichnung *refoulement* (1796, Bd. 4, S. 115 – teste E. BAILEY, 1935, S. 13) erfaßt worden. Eine eingehende Analyse einer „Überschiebung“ erscheint aber zuerst bei Ch. WEISS (1827, S. 3 ff.), der die Erscheinung ausführlich auf Grund des überschobenen Granites über Oberkreide entlang der Lausitzer Linie in Sachsen erörtert hatte. Über 20 Jahre lang war diese 120 km weit verfolgte Großüberschiebung als Unikum bestaunt worden, bis man begonnen hatte, auch in anderen Gebirgen der Erde flache Überschiebungen zu entdecken – vgl. hierzu A. ROTHPLETZ (1894 a, S. 101 ff.; 1897, S. 252), A. KRÜMMER (1912, S. 257) und O. WAGENBRETH (1966, S. 195; 1967, S. 352). „Übersprung“ ist ein von R. CARNALL (1836, S. 17, S. 60 ff.) stammendes, heute nicht mehr verwendetes Synonym zu Überschiebung.

In der Folge trug die Entdeckung immer weiterer Überschiebungen in verschiedenen Regionen der Erde immer mehr zum Verständnis ihres Wesens und ihrer verschiedenartigen Ausgestaltung bei. A. ROTHPLETZ (1894 a, S. 147 ff.) gibt einen interessanten Überblick über den historischen Werdegang, über die historische Aufeinanderfolge der Entdeckungen von Überschiebungen: 1827 Lausitz, 1846 Glarner Alpen, 1848 Appalachen, 1858 Schweizer Jura, 1862 französisch-belgischer Kohlendistrikt, 1867 Val Sugana, 1879 Erzgebirge, 1884 schottisches Hochland und Provence, 1886/88 Karwendel, Rocky Mountains, 1890 zahlreiche westalpine Überschiebungen. Die Anerkennung der allgemeinen Bedeutung der großen und flachen Überschiebungen, die in jedem der

genannten Gebiete zunächst als etwas vollkommen Exzeptionelles betrachtet worden waren, hat sich demnach erst gegen Ende des vorigen Jahrhunderts durchgesetzt, so daß A. ROTHPLETZ (1894 a, S. 152) schreiben konnte: „Es ist wahrscheinlich, daß sie [ergänze: die Überschiebungen] in keinem größeren Kettengebirge ganz fehlen.“ Eine hervorragende und eingehende Zusammenstellung der historischen Daten über die großen Entdeckungen auf dem Gebiet der Deckentektonik gab E. BAILEY, 1935, S. 13 ff.

Die englische Bezeichnung „thrust-plane“ für flache großräumige Überschiebungen wurde von A. GEIKIE (1884, S. 30) auf Grund der damals soeben besonders von N. PEACHE & J. HORNE entdeckten großen Überschiebungen des schottischen Hochlandes aufgestellt und in einer ersten ausführlicheren Darstellung (1888, S. 412 ff., Abb. 8 ff.) näher erläutert. Klassifikationen der „thrust faults“ haben im englischen Sprachbereich unter Einführung einer Reihe neuer Unterbegriffe B. WILLIS (1892, S. 222 f.) und M. BILLINGS (1933, S. 140 ff.) gegeben.

Beispiele aus den Kalkalpen für Überschiebungen sind zahllos und werden bei den einzelnen Typen getrennt angegeben werden. In historischer Sicht verdienen unter den kalkalpinen Überschiebungen folgende Bewegungsbahnen besonderes Interesse, da sie durch ihre frühe Erkenntnis wegbereitend für die tektonische Auflösung der Kalkalpen waren: 1882 gibt A. BITTNER auf der Profiltafel zu seinem Werk „Hernstein“ wahlweise eine Deutung der kalkalpinen Tektonik am Ostrand des Gebirges mit einer Reihe paralleler, flacher Überschiebungen – Grundlage für die spätere Deutung des Raumes im Sinne der Deckenlehre durch L. KOBER 1909. 1888 (S. 55) und 1894 b (S. 120 ff., S. 192) erkennt A. ROTHPLETZ Teilstücke der großen Karwendelüberschiebung am Nordostrand dieses Gebirgsstockes, deren bedeutendes Ausmaß aber erst O. AMPFERER (1902, S. 276) beschrieben hat – ihre Entdeckung war ja die Grundlage für die von O. AMPFERER (1911, S. 668) aufgestellte Inntaldecke gewesen. Die große Überschiebung zwischen Allgäu- und Lechtaldecke war ebenfalls von A. ROTHPLETZ im Jahre 1902 (S. 46) beschrieben worden, worauf die Deckengliederung im westlichen Bajuvarikum basiert. 1904 schließlich haben E. HAUG & M. LUGEON eine Reihe von Überschiebungen für den Deckenbau im Mittelabschnitt der Kalkalpen, besonders im Salzkammergut, verantwortlich gemacht. Damit war durch die erste Entdeckung großer Überschiebungen um die Jahrhundertwende und davor der Prozeß der tektonischen Analyse der Kalkalpen in eine neue Phase getreten, die bisher noch immer nicht ihren Abschluß gefunden hat.

Untertypen der Überschiebung: Zu den schon zuvor erwähnten kombinierten Typen von Überfaltung und Überschiebung gibt es noch eine Reihe von Untertypen der Überschiebung, wie schichtparallele Abscherung, basaler Schrägzuschnitt bzw. Schrägabscherung, Querdurchscherung etc., die im folgenden vorgeführt werden sollen.

e1) Parallelabscherung

Weitere Bezeichnungen: deutsch: plakogene Abscherung, A. SPITZ (1911, S. 293); frz.: décollement M. LUGEON (1900, S. 463) parallèle, chevauchement deshabillant; engl.: strip-thrust, M. BILLINGS (1933, S. 142), peel thrust, detachment thrust, ungluing thrust.

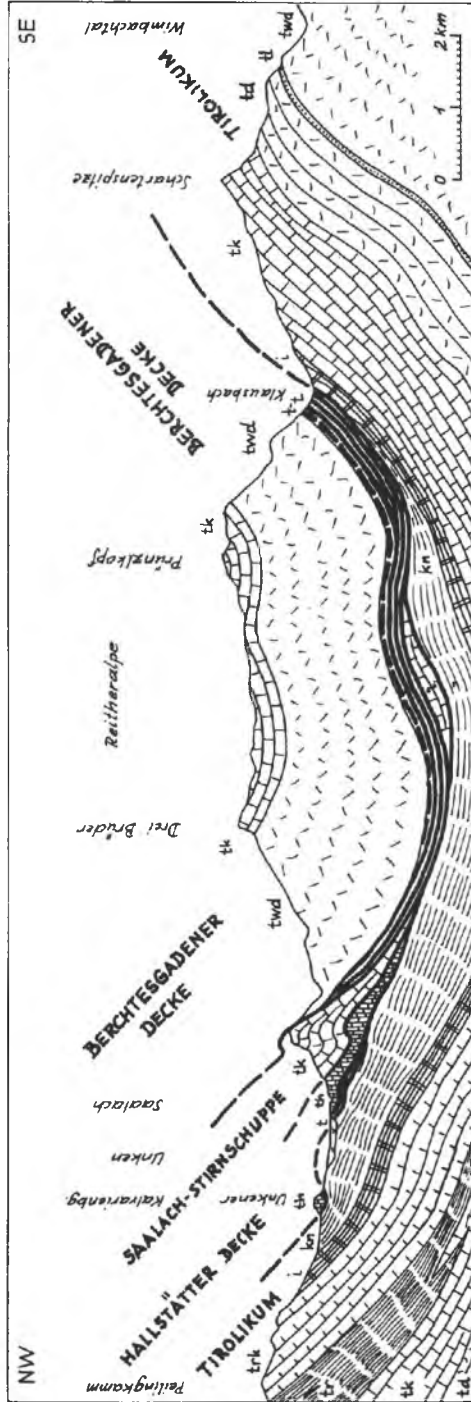


Abb. 24: Profil durch den Westteil der Berchtesgadener Decke, den Typus der Parallelscherungsfläche an der Deckenbasis zeigend. Tiefenstruktur schematisch hineinprojiziert.

Wie beim Typus der Abscherungsdecke bereits auf S. 11 besprochen, stellt die Parallelabscherung an der Deckenbasis die eine Hauptgruppe der basalen Strukturen der Abscherungsdecken dar. Parallelabscherung deshalb, da die Ablösung und der weitere Transport der Decke an einem Gleithorizont parallel der ursprünglichen Schichtung des Sedimentgesteinsstapels erfolgt ist. Es wurde erwähnt, daß in den Kalkalpen besonders das permische Haselgebirge mit seinem Salinar, die skythischen Werfener Schiefer, die unteranisische rauhwackenreiche Reichenhaller Serie und die Opponitzer Rauhwanke des Oberkarn durch ihre wie Schmiermittel (*couches lubrifiantes*) wirkenden plastischen Gesteine (*couches-savon*, F. ELLENBERGER, 1963, S. 468) besonders geeignete Abscherungshorizonte darstellen, die zur Ausbildung von weitreichenden oder zumindest lokaleren Parallelabscherungsflächen führen. Berühmte Beispiele für weithin wirk-same Abscherungshorizonte liegen in den französischen Westalpen und in deren Vorfeld in der Provence in der Anhydritgruppe der basalen Mitteltrias und im Keuperniveau vor.

Die Hauptbeispiele der Kalkalpen liegen in der juvavischen bzw. hochalpinen Region, so daß dieser Überschiebungstypus vom Verfasser (1971, S. 368) als „juvavischer Überschiebungstypus“ bezeichnet worden ist. Auf Abb. 5 ist als ein markantes Beispiel für diesen Typus die Schneebergdecke im Profil gezeigt, Abb. 24 soll anhand des Profiles durch die Berchtesgadener Decke ein weiteres derartiges Beispiel aus der großen Zahl der basal parallel zugeschnittenen Decken und Deckschollen vor Augen führen.

Liegt die parallel abgescherterte und transportierte Decke oder Scholle mit ihren flach lagernden Schichten der Struktur des Untergrundes diskordant auf, so spricht man von tektonischer Diskordanz, einem Begriff, der heute auch im französischen Schrifttum üblich ist (A. CAIRE, 1963, S. 300, Abb. 1/4: *discordance tectonique*), nachdem früh M. LUGEON (1900, S. 448) auf eine „*discordance de plissement*“ aufmerksam gemacht hat, was aber nur soviel wie disharmonische Faltung bedeutet hat.

e 2) Basal amputation (troncature basale; base truncation)

Begriffserläuterung: Die zweite Möglichkeit der Formung der Deckenbasis besteht in einer nicht parallelen, die Schichtung, Faltung oder andere innere Strukturen einer Decke durchschneidenden basalen Abstützung. Da das Phänomen oft eindrucksvolle Bilder von Deckenbasen in der Natur anbietet, ist seit alters auf diese Erscheinung aufmerksam gemacht worden. Aber erst in neuerer Zeit hat sich besonders in der französischen Literatur eine intensive Diskussion über die Genese und Nomenklatur dieser Struktur entwickelt, die teils neue Begriffe, teils neue Definitionen gebracht hat, aber nicht auf die schon in der englischen und deutschen Literatur bestehenden, gut definierten, einschlägigen älteren Begriffe Bezug genommen hat. Hier soll eine Ordnung und Verfeinerung des aus verschiedenen Sprachen stammenden Gesamtbegriffsinventars vorgenommen werden.

Es ist zuerst von F. ELLENBERGER (1963, S. 469; 1964, S. 280) mit Recht betont worden, daß man vielen basalen Schrägabstützungen von überschobenen Massen nicht sogleich die Entstehungsart ansehen kann und daher der in der französischen Literatur für diesen basalen Schrägzuschnitt allgemein in Anlehnung an P. FALLOT (1944 a, S. 26) verwen-

deten Begriff „rabotage basale“, also Basisabschürfung, zufolge seiner genetischen Bedeutung nach Wortinhalt und Erstdefinition nicht als rein deskriptiver Begriff, frei von genetischer Deutung, verwendet werden könne. ELLENBERGER hat an genannter Stelle daher als ausschließlich deskriptiven Terminus den Begriff „troncature“ (basale bzw. sommitale) vorgeschlagen. Diesem Begriff muß gegenüber dem knapp danach publizierten Begriff „biseautage“ (basale bzw. sommitale) von A. CAIRE, 1963, S. 300 (Arbeit erschien 1964 und nimmt in Fußnote bereits auf die Publikation von F. ELLENBERGER 1963 Bezug) nicht nur der Prioritäts-Vorrang gewährt werden, sondern auch auf Grund seiner allgemeineren Anwendbarkeit der Vorzug gegeben werden: Biseautage besagt wörtlich Schrägzuschnitt, truncature aber umfaßt wortgemäß auch Fälle, wo etwa komplizierte Faltenhaufen in irgendeiner Form durchschnitten werden oder wo streckenweise Parallelabscherungen, wie beim tektonischen Durchreißen einer Kofferfalte möglich, auftreten.

Historische Daten: Der Begriff Amputation ist im neueren deutschen Schrifttum für Abstutzung, Abschneidung und Abquetschung verschiedener Art üblich (vgl. z. B. B. PLÖCHINGER, 1955, S. 126; A. TOLLMANN, 1966 a, S. 192; K. METZ, 1967, S. 129 etc.) und eignet sich am besten für die Übersetzung des Begriffes *troncature*, F. ELLENBERGER, 1963. Das jüngere Synonym *biseautage* von A. CAIRE wird im Englischen als *bevelling* übersetzt. Abstutzung wäre neben Amputation eine weitere mögliche deutsche Bezeichnung.

Unterbegriffe unter diesem neutral gehaltenen Dachbegriff der Amputation (*troncature*) sind dann die genetisch aussagekräftigen Begriffe, die einerseits eine Entstehung der basalen Abstutzung durch scherenenden Zuschnitt durch Tangentialkraft ausdrücken (*Schrägzuschnitt*) andererseits die Entstehung durch eine Abschürfung von Splittern während des Transportes (*Abwetzung*) zum Ausdruck bringen können. Eine Erfassung der Genese der Schrägzuschnitte ist in manchen Fällen durchaus möglich. So läßt sich z. B. im franko-belgischen Kohlenrevier die Primärabscherung in Schräglage vielfach gut erfassen, da bei nicht zu weiter Verschiebung der Schuppen noch der Hangendzuschnitt der liegenden Einheit als passendes Gegenstück zum basalen Schrägzuschnitt der hangenden Einheit zu finden ist. Andererseits ist die Abwetzung während des Transportes gelegentlich durch noch erhaltene Spurschollen (siehe Kapitel S. 142 f.) belegbar. Wir unterscheiden folgende Untergliederung des neutralen *Unterbegriffes Amputation*:

e 21) *Scherungsüberschiebung*, kerogene Abscherung, basaler Schrägzuschnitt (*cisaillement*; *scissions-thrust*, *shear-thrust*, *shearing-off-thrust*)

Dieser Terminus stellt den genetisch definierten Unterbegriff zu Amputation dar und vereinigt jene Formen der Amputation, die durch diskordante Durchscherung zufolge Tangentialkraft verursacht worden sind.

Untertypen (Neuaufstellung):

1. *Normaler initialer Schrägzuschnitt** ([normal] *initial shear-thrust*, M. BILLINGS, 1933, S. 142): schräg nach hinten absteigender primärer Zuschnitt in flach lagernden transportierten Sedimentgesteinsplatten (Abb. 25).

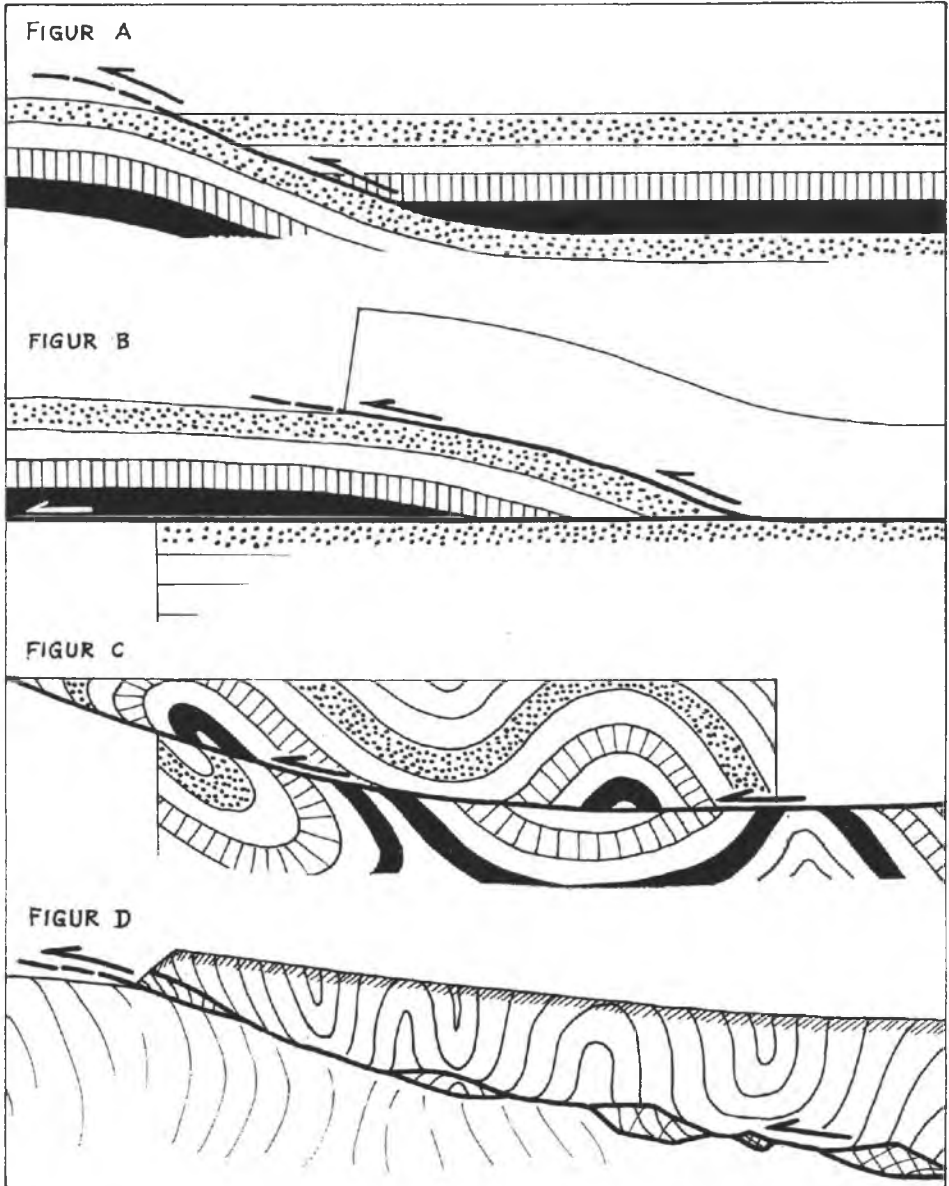


Abb. 25: Schema über die Amputationstypen der Deckenbasis: Fig. A: normale, nach hinten absteigende Abscherung; Fig. B: anormale, nach hinten aufsteigende Abscherung; Fig. C: Querdurchscherungsbahn durch Gefaltetes; Fig. D: Basalabwetzung mit Spurschollenbildung.

2. Anormaler initialer Schrägzuschnitt* (anormal initial shear-thrust): nach hinten ansteigender Zuschnitt einer Sedimentgesteinsplatte.

3. Querdurchscherungsbahn*, subsequenter Schrägzuschnitt* (cisaillement transversal; subsequent shear-thrust, M. BILLINGS, 1933, S. 142): quere Durchscherung eines eng gefalteten Paketes einer seiger stehenden Serie, steilstehender Schichtpakete etc. (Abb. 25).

Historische Daten: Der Begriff Scherungsüberschiebung wurde von B. WILLIS (1904, S. 529) für eine ausgedehnte, durch Tangentialtektonik entstandene Trennungsfläche am locus classicus im Kristallin der Smoky Mountains, USA, eingeführt, „welche unter einem kleinen Winkel zur Horizontalen geneigt ist und welche die Gesteine ganz unabhängig von älteren Strukturen durchzieht“. Seine englische Übersetzung hierfür lautet „scissions-thrust“. Synonyme Bildungen im Deutschen sind etwa kerogene Abscherung A. SPITZ (1911, S. 293), Durchscherungsüberschiebung (vgl. A. TOLLMANN, 1968 a, S. 36), im Französischen die Begriffe chevauchement cisailant, charriage cisailant bzw. „faille cisailante du type shear-thrust“ (F. KAISIN, 1936, S. 69, Fig. 12 a); im Englischen steht hierfür der Begriff shear-thrust, B. WILLIS (1893, S. 222).

Beispiele für die drei genannten Untertypen des basalen Schrägzuschnittes:

e 211) Normaler, gegen hinten absteigender initialer Schrägzuschnitt in flachlagernder Sedimentplatte. Die Entstehung dieser tektonischen Ablösungsfläche ist durch Zusammenwirken des Tangentialdruckes bei der Deckenbildung und der Ausweichmöglichkeit des Materiales nach oben hin in den freien Raum bzw. nach oben vorne besonders bei Durchreißen der Verbindung in der Stirnregion

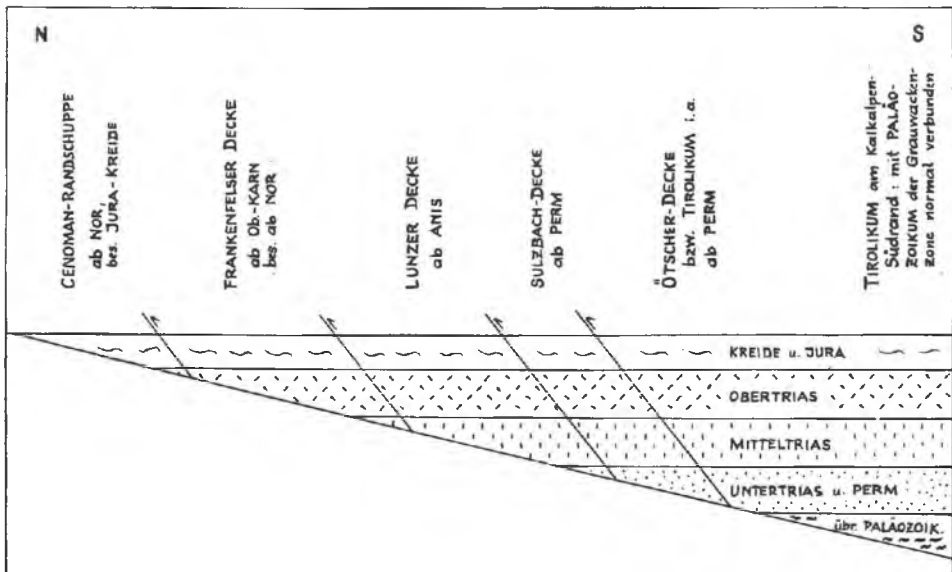


Abb. 26: Normaler, gegen hinten absteigender basaler Schrägzuschnitt der Kalkvorpalen (Bajuvarikum und Tirolikum), schematisch besonders nach den Verhältnissen im Ostteil der Kalkalpen vor der Aufspaltung in Teildecken dargestellt. Nach A. TOLLMANN, 1971 a, S. 369, Abb. 3.

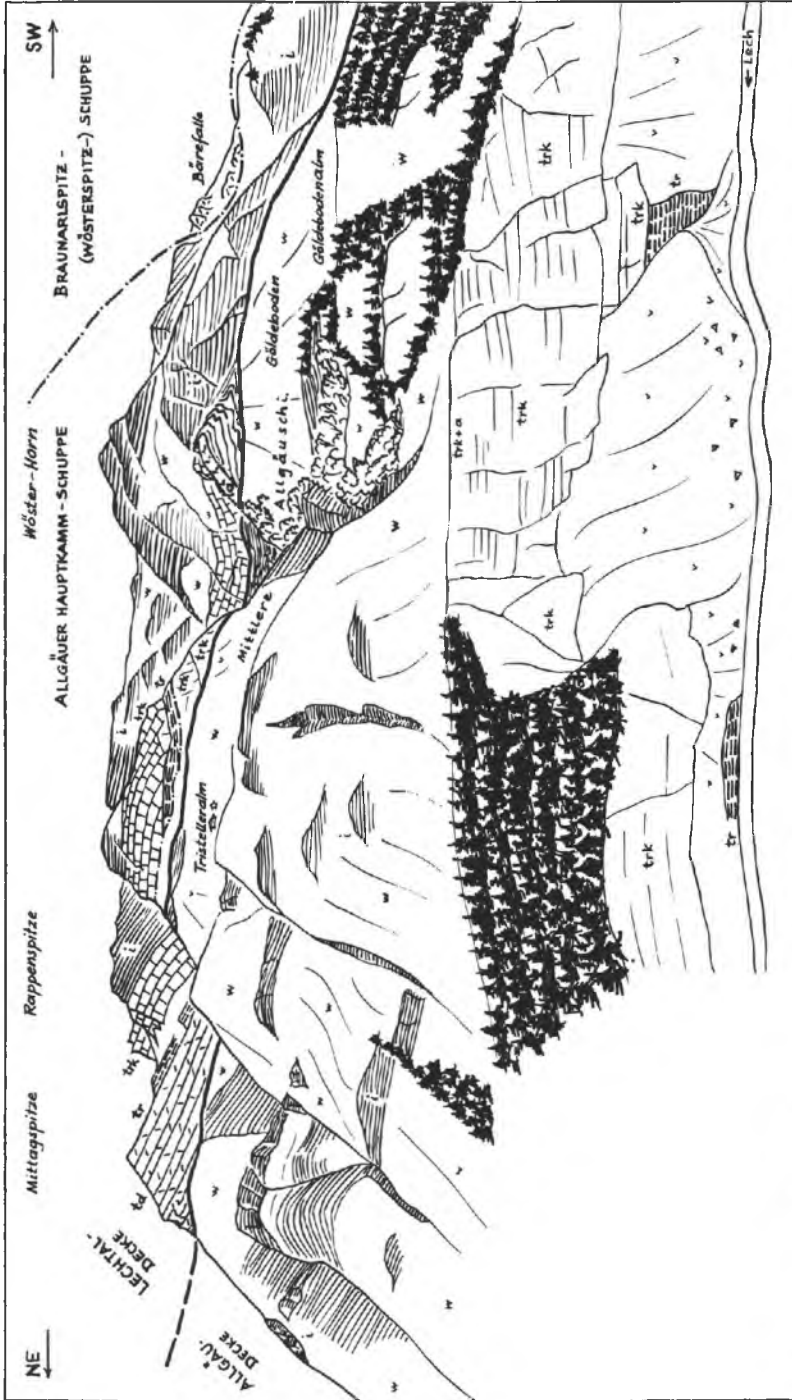


Abb. 27: Der normale, gegen hinten ansteigende basale Schrägschnitt der Lechtaldecken-Stirnzone auf der Nordwestflanke des Wösterhornkammes am oberen Lech unterhalb von Stubenbach in Vorarlberg. Man erkennt den Abstieg der Überschiebungsfläche vom Hauptdolomit im Norden bis zu den Allgäuschichten im Süden des Ansichtsprofils. Nach A. TOLLMANN, 1971 b, S. 32.

der werdenden Decke bedingt. Das Zusammenwirken dieser beiden Komponenten ergibt als Resultierende die so häufig sichtbare flach von hinten gegen die Stirn zu, also in Richtung der Deckenbewegung, ansteigende, den Schichtstoß schneidende basale Deckenbegrenzung. Im großen gesehen trifft man daher im Vorderteil der Decke die jüngsten Schichtglieder an der Schubfläche, während gegen hinten hin immer ältere Schichten an der Deckenbasis in Erscheinung treten: H. BECKER (1939, S. 54) hat am Beispiel der Cumberland-Decke in den Appalachen diese stufenweise Ergänzung der basalen Schichtglieder vom Karbon der Frontzone bis zum Kambrium des Hinterabschnittes geschildert.

Kalkalpine Beispiele zu e 211: Zu dem in Abb. 6, S. 19 gezeigten und erläuterten Beispiel eines durch spätere Faltung weiter komplizierten basalen Schrägzuschnittes im Falle der Frankfurter Decke in Niederösterreich sei hier nur noch auf das grandiose Beispiel des gegen Süden absteigenden, also normalen basalen Schrägzuschnittes der kalkalpinen Deckenplatte als Ganzes vor ihrer Zerlegung in Teildecken, also zur Zeit ihrer Abspaltung vom einstigen Sockel und aus der Zeit der ersten Transportphase berichtet. Der Verfasser hat auf dieses eindrucksvolle Phänomen, das bereits E. KRAUS erkannt hat, wiederholt aufmerksam gemacht (1966 a, S. 182; 1971 a, S. 369). Besonders im Ostabschnitt der Kalkalpen wird dieser Bauplan durch Betrachtung der an die Überschiebungsfläche herankommenden Schichtglieder, in den Einheiten von Norden nach Süden fortschreitend, deutlich (Abb. 26): Die Cenoman-Randschuppe setzt gerade in ihrer Stirnzone bis hinüber nach Bayern häufig mit den jüngsten Gliedern, der mittleren Kreide, ein und reicht im Maximalfall gegen Süden hin bis zum Hauptdolomit herab. Die Allgäu-Ternberg-Frankfurter-Decke beginnt ganz allgemein mit Hauptdolomit oder mit Opponitzer Rauhwacke des Oberkarn; das Hochbajuvarikum setzt in der Stirnzone weithin mit Anis ein und zeigt in Antiklinalen des Hinterabschnittes schon eine Permoskythbasis, die im allgemeinen die tirolischen Teildecken einleitet, welche an ihrem Südrand noch die paläozoische Unterlage in Form der Grauwackenzone mitführen. Die Konstanz der Erscheinung über weite Regionen der Kalkalpen hin ist verblüffend.

e 212) Der oben erwähnte **anormale** Fall des gegen hinten aufsteigenden **basalen Schrägzuschnittes** kommt durch die Wucht einer gegen unten wirkenden nachschiebenden mächtigeren höheren Einheit zustande, was gelegentlich auch ein Abquetschen der überwältigten tieferen Einheit am Hinterrand zur Folge haben kann. Dieser Typus ist eindrucksvoll an den stirnschuppenartigen Frontallappen der Lechtaldecke im obersten Lechtal bei Stubenbach NE Lech verwirklicht (A. TOLLMANN, 1971 b, S. 324). Die imposante NW-Flanke des Bergzuges Mittagsspitze-Wösterhorn erschließt die gegen Süden in der Schichtfolge gleichmäßig schräg ansteigende Überschiebungsfläche der Lechtaldecke, die vom Hauptdolomit über Kössener Schichten und Oberrätalkalk, über Liasrotkalk bis zu den Unteren Allgäuschichten gegen hinten emporsteigt (Abb. 27), was offensichtlich durch den schräg von oben her wirkenden Druck der mächtigen nachschiebenden inneren Hauptschuppe der Lechtaldecke dieses Raumes, der Wösterspitzschuppe, erzwungen wird. Als zweites Beispiel dieses **anormalen** Typus der Basalabscherung ist als genaues Gegenstück nahe westlich davon die als Wandflussschuppe bezeichnete Stirnschuppe der Lechtaldecke auf Vorarlberger Boden erwähnenswert: sie erscheint 4 km nördlich von Zug zunächst mit ihren jüngsten



Abb. 28: Anormaler, gegen hinten hin absteigender basaler Schrägzuschnitt am Beispiel der Wandflussschuppe (WA.), die vor und unter der nachdrängenden mächtigen Braunarlspitzschuppe der Lechtaldecke ausgequetscht worden ist. Ansichtsskizze des Hochleiterschirmkessels nördlich von Zug in Vorarlberg (A. TOLLMANN, 1971 b, Abb. 34).



Abb. 29: Anormaler basaler Schrägzuschnitt der unter dem diskordant herandrängenden Hauptdolomit der Mohnenfluh (rechter Gipfel) abgequetschten Wandflussschuppe im Sattelbereich; zur Juppenspitze (links). Photo zum linken oberen Abschnitt der zuvor gezeigten Skizze.

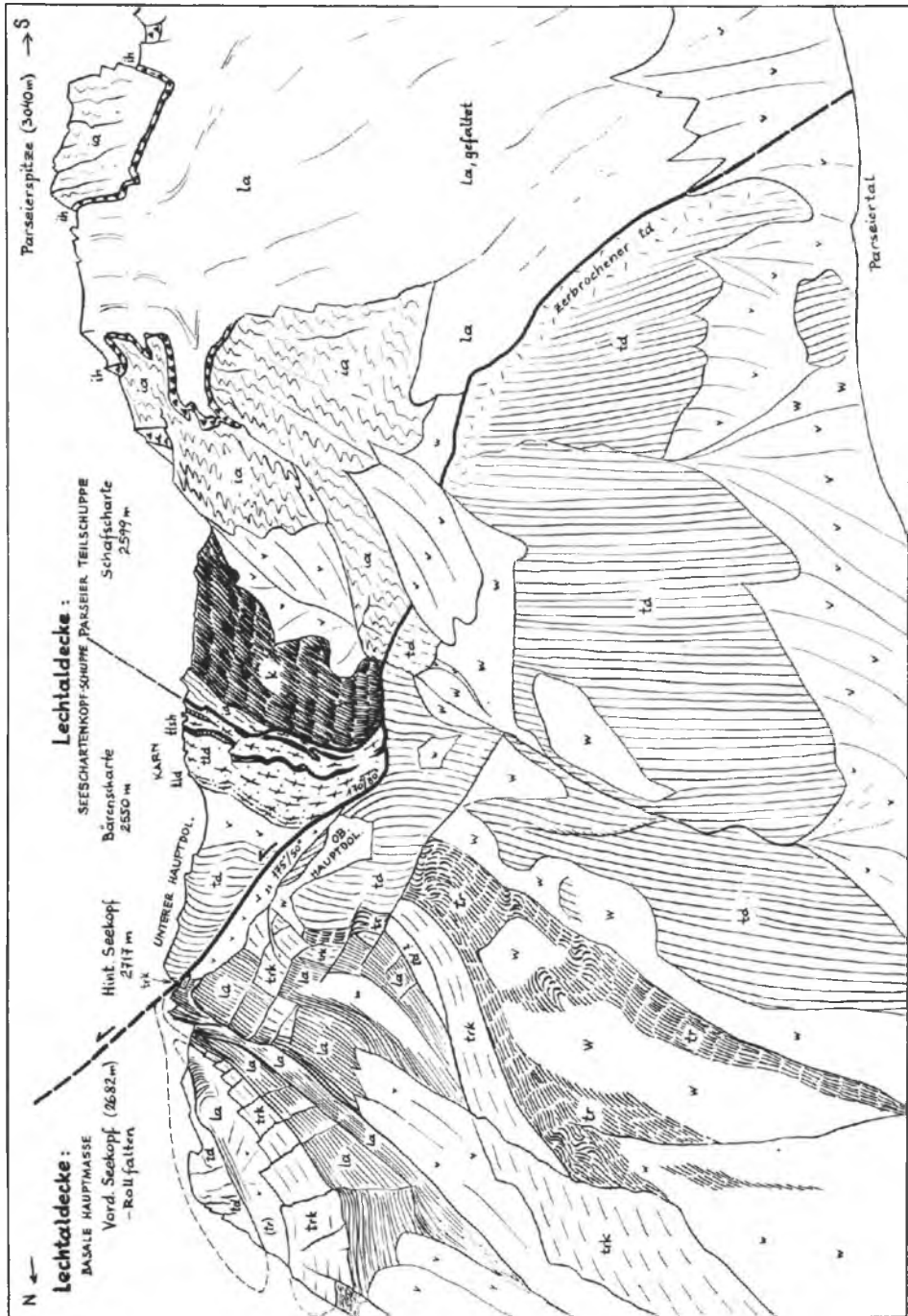
Gliedern, Kreideschiefern und Aptychenkalk und ergänzt sich beim Breiterwerden gegen Westen nach vorne hin gegen unten. Auch hier ist ein mächtiges nachdrängendes inneres Hauptelement der Lechtaldecke, die Braunarlspitzzschuppe, Ursache für den anormalen Zuschnitt (Situationsschilderung bei A. TOLLMANN, 1971 b, S. 324 ff., Abb. 33–37), vgl. Abb. 28–29.

In der Längsrichtung verbleibt häufig der basale Schrägzuschnitt im Streichen lange in einem Horizont. Die enorme Konstanz des Anschnittes der kalkvorpalpinen Decken über weite Strecken hin gibt beredtes Zeugnis dafür (z. B. Tiefbajuvarikum stets mit oberkarnischer Rauhwacke bzw. Hauptdolomit einsetzend, Hochbajuvarikum in der Stirnzone stets mit Muschelkalk ansetzend). Bei erosiv tief zerlappten Decken kann man aber gelegentlich auch ein rasches An- und Absteigen des basalen Schrägzuschnittes in der Längsrichtung erkennen, wie etwa das bekannte Beispiel von der Lechtaldecke im Osterachtal-Bereich im Allgäu zeigt, wo auf einer Strecke von rund 2 km die Basis der Decke vom Hauptdolomit des Bärgebirges gegen NE hin über Mitteltrias bis zum Buntsandstein im Säubachgebiet hinuntergreift, um sogleich wieder in 1,5 km Entfernung bis zum Hauptdolomit zurück emporzusteigen (Geol. Karte, W. ZACHER, 1964).

e 213) **Querdurchscherungsbahnen**: Besonders markant treten durch Tangentialtransport bedingte Abscherungen in zuvor intensiv gefaltetem oder steil gestelltem Deckenland in Erscheinung, da der Gegensatz zur flachen Schubbahn und den quer abrasierten älteren Strukturen und Schichtpaketen stark ins Auge springt. Für diesen Typus wird die deutsche Bezeichnung „Querdurchscherungsbahn“ gewählt. Dieser Begriff entspricht ganz der Beschreibung und Darstellung der shear-thrust B. WILLIS (1893, S. 122 f., Taf. 53, Fig. 3–4), der unter der Bezeichnung „thrust plane“ bereits von A. GEIKIE (1884, S. 30: Aufstellung des Begriffes thrust-plane; 1888, S. 412 ff., Abb. 8 ff.) aus dem schottischen Hochland auf Grund der Ergebnisse von B. PEACH & J. HORNE erstbeschrieben wurde.

In den Nordkalkalpen kann als eindrucksvolles Beispiel hierfür die Grießmutter-Seekopf-Schubfläche im Hintergrund des Parseiertales in Tirol dienen (vgl. A. TOLLMANN, 1971 b, S. 337 ff. und Abb. 49) – Abb. 30. Sie bringt mit einer Schubweite von wohl einigen Kilometern die steilstehende Jura-Kreide-Serie über den seigeren Hauptdolomit des Sockels, weiter im Norden anschließend seigeres Karn und Unteren Hauptdolomit der höheren Scholle über steil bis überkippt lagernde Obertrias bis Lias. Subparallele tiefere Bewegungsscharen mit überwiegend gleichem Bewegungssinn, nur einer geringen Schubweite im Hektometer bis Dekameterbereich und darunter, unterstreichen die Art dieses ganz jungen, der spätesten Flachtransportphase dieses Kalkalpenabschnittes angehörigen Schubmechanismus.

Abb. 30: Die Grießmutter-Seekopf-Überschiebung in den Lechtaler Alpen als Beispiel für eine die älteren Strukturen und querstehenden Schichtflächen durchschneidende Querdurchscherungsbahn, an der eine kräftige Einwicklung der Inntaldecke erfolgt ist. Nach A. TOLLMANN, 1971 b, Abb. 49, modifiziert.



e 22) *Basalabwetzung, Basalabschürfung* (rabotage basal; base planing)

Begriff: Dieser Ausdruck stellt jenen genetischen Unterbegriff zum Terminus Amputation dar, der die basale Abschrägung nicht durch primären tektonischen Zugschnitt bei Ablösung der Platte, sondern durch eine basale Abschürfung während des Transportes zum Ausdruck bringt.

Historische Daten: Der Inhalt des Begriffes „basale Abwetzung“ geht keineswegs, wie in der neueren französischen Literatur stets dargestellt (J. GOGUEL, 1952, S. 142; F. ELLENBERGER, 1963, S. 468; A. CAIRE, 1963, S. 299; J. AUBOUIN etc., 1968, S. 93), auf die Beschreibung der Erscheinung durch P. FALLOT (1944 a, S. 16, 22, 26; 1944 b, S. 240) in der subbetischen Zone der betischen Kordillere Spaniens zurück. FALLOT hatte von dort und aus der Provence, aus dem Jura und aus Nordafrika unter dem Namen „rabotage basal“ ein – wie fälschlich vermutet in den Alpen fehlendes – tektonisches Phänomen beschrieben, bei dem es in einer bereits gefalteten Einheit durch die Basalabwetzung („une forte usure basale“) zur Abrasion der Böden der Mulden bzw. einer Abhoblung der Basis der gefalteten transportierten Scholle kam. Ganz die gleiche Erscheinung aber hat bereits C. W. KOCKEL et al., 1931, S. 193, unter ausführlicher Beschreibung von der Basis der schon zuvor gefalteten Lechtaldecke in den bayrischen Bergen beschrieben und als „Abwetzung“ bezeichnet. Der Begriff rabotage der französischen Literatur wird aber ebenfalls bereits wesentlich früher, nämlich schon durch M. BERTRAND (1898, S. 641) am Beispiel einer „rabotage sommital“ aus der Provence im Schrifttum eingeführt. P. FALLOT (1944 a; 1944 b) aber hat zugleich mit Wiederaufnahme des Begriffes rabotage eine Flut von Synonymen für die basale Abwetzung (rabotage basal) verwendet, wie etwa: rabotage oblique par la base, rabotage en sifflet, coupure en sifflet, usure en sifflet, effilement, ablation en biseau, ablation basale. Das letztgenannte Synonym ist auch von späteren Autoren wieder verwendet worden (vgl. F. ELLENBERGER, 1963, S. 468). Synonym zur deutschen Bezeichnung Basalabwetzung ist die Bezeichnung Basalabschürfung (A. TOLLMANN, 1968 a, S. 36).

Kalkalpine Beispiele für Basalabwetzung: Besonders eindrucksvoll zeigen manche, durch die Erosion quer angeschnittene, kräftig gefaltete Deckenkörper die zuvor beschriebene Erscheinung der Basalabwetzung. Durch den nach der Faltung weiter anhaltenden Ferntransport kommt es in solchen Fällen zu kräftigen basalen Abschürfungen, wobei das abgerissene Material günstigerweise unter der Deckensohle in Form von Spurschollen gefunden werden kann (Beispiel: Hochvogel-Halbklippe und Hornbach-Halbfenster der Lechtaldecke, siehe S. 143). Die untere Begrenzung des transportierten Faltenbündels, dieser „transportierten Strukturen“ (A. TOLLMANN, 1972 d) erscheint dann wie mit dem Messer abgeschnitten, gleichermaßen härtere und weichere Gesteine durchwetzend. Folgende Beispiele sollen einen Überblick über die Art der Basalabwetzung, betrachtet im Querschnitt, Längsschnitt oder in räumlicher Anordnung, geben. Nicht immer kann die Abwetzung als Entstehungsursache der basalen Trunkatur mit Sicherheit nachgewiesen werden, aber in einigen Fällen gibt es dafür sehr konkrete Hinweise.

1. Schon bei Besprechung der Typen der Abscherungsdecken fand auf S. 20 das schöne Beispiel des Westrandes der Inntaldecke E vom Parseiertal in den Lechtaler

Alpen Erwähnung. Allein in dem auf Abb. 7, S. 21 gezeigten Ausschnitt erkennt man bereits fünf tiefe, eng im Hauptdolomit eingefaltete Mulden, deren Kern aus Kössener Schichten vielfach bis zur heutigen Überschiebungsfläche durchreicht, an der der Boden der Mulden durch Basalabwetzung *rigoros* amputiert ist. Die Überschiebungsfläche ist, abgesehen vom strichlierten Teil unter dem Ruitelspitzzug, im gut aufgeschlossenen Hochgebirge unmittelbar einsichtig. Auf die Diskussion, die sich an die Entstehung dieser Schubfläche knüpft, ist bei A. TOLLMANN, 1972 d, näher eingegangen.

2. Ein ganz analoges Beispiel bietet die Westansicht der in dieser Richtung aushebenden Lechtaldecke am Weststrand der Hochvogel-Halbklippe (Abb. 31). Der schöne verfaltete Hauptdolomit des Deckenkörpers kommt im Bereich Wiedemerkopf-Kreuzkopf seiger an die Überschiebungsfläche heran und schneidet scharf über dem aus Allgäuschichten der Allgäudecke bestehenden Untergrund ab, welcher letzterer selbst wiederum einen markanten Hangendzuzchnitt (*troncature sommitale*) seiner intensiv gefalteten Serie aufweist. Dieses Beispiel ist auch insofern von Interesse, da unter der Hochvogel-Halbklippe und im Rahmen des südlich anschließenden Hornbach-Halbfensters noch die beim Vorschub der Decke abgerissenen Obertriasspäne vorzufinden sind: Diese Späne sind es ja, die man bei Besprechung des Phänomens in der oben erwähnten neuen französischen Literatur meist vergeblich gesucht hat. Das Beispiel ist ferner deshalb so lehrreich, weil man erkennen kann, mit welcher ungeheurer innerer Komplikation durch Schuppung, Faltung, lokaler Stirnbildung etc. eine Decke dennoch als Ganzes an einer neuen Basalabscherungsfläche weitertransportiert werden kann, was ja sicherlich auch gerade auf Grund der inneren Verknetung dieser Einheit jüngst bezweifelt worden war.

3. Im östlichen Teil der Inntaldecke zeigt deren Karwendel-Stirnschuppe ESE Mittenwald im Raum der Westlichen Karwendelspitze im Bereich der Gamsanger-Antiklinale eine kräftige Faltung des Stirnteiles, nachdem durch weitere Nachbewegungen sekundär die Basis abgehobelt worden war. H. FRISCH (in H. JERZ et al., 1966, S. 102 und geol. Kt.) hat die Verhältnisse an der Deckengrenze Inntal/Lechtaldecke trefflich dargestellt, so daß die Basalabschürfung klar ersichtlich wird (Abb. 76, S. 153).

4. Ohne noch weitere Abbildungen für diese sehr weit verbreitete Struktur geben zu wollen, sei nur noch auf eine Anzahl von markanten Beispielen dieses Typus der Basalabwetzung hingewiesen. Beim Fortschreiten gegen Osten erreicht man in den Kalkalpen z. B. im Bereich der einsetzenden Hallstätter Schollen SE Lofer in der Gerhardstein-Deckscholle eine Klippe, die einen Bau einer basal abgeschürften Antiklinale aufweist: nur in ihrem Kern kommt an NW-SE streichender Achse der Hallstätter Dolomit unter der in der Hauptsache aus Oberjura bestehenden Serie dieser Scholle heraus. Die Basalabschürfung muß während des Transportes nach vorangegangener Faltung erfolgt sein.

5. Ein ganz analoges Beispiel beschreibt B. PLÖCHINGER (1955, S. 126 und Taf. 6) von der Halleiner Hallstätter Decke, die im großen gesehen eine SSW-NNE hinziehende basal abradirte Antiklinale darstellt. Im Bereich des Nesseltales kommen im Zentrum der Halleiner Scholle die tiefer-triadischen, besonders anisich-ladinischen Gesteine der Einheit antiklinal zutage, die Randpartien der Scholle aber, vom Rappoldstein an, liegen unter Abbeugung der Schichten zum außen angrenzenden tiro-

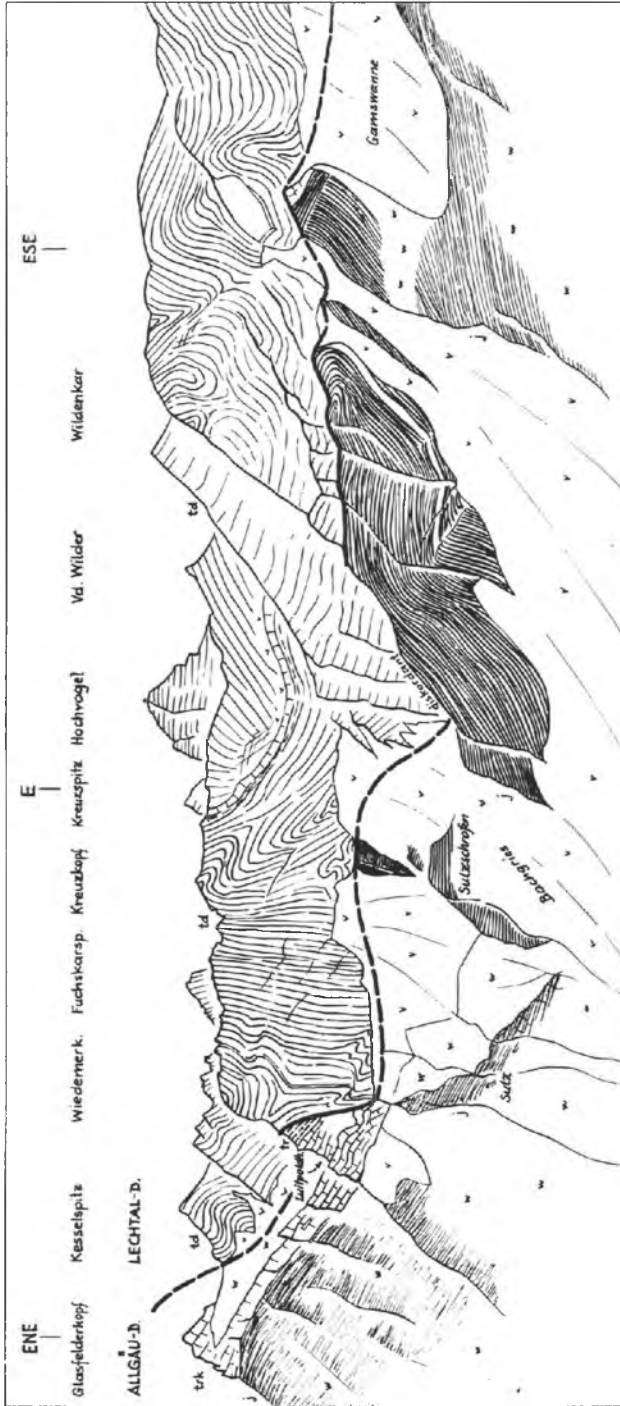


Abb. 31: Die Basalabwetzung der Lechtaldecke im Querschnitt auf der Westseite des Hochvogelmassivs in den Allgäuer Alpen (A. TOLL-MANN, 1971 a, S. 70, Abb. 4).

lischen Rahmen mit Obertrias direkt auf die Jura-Kreide-Schichten des Untergrundes aufgeschoben, so daß auch B. PLÖCHINGER dort schon von Amputation der Basis der Hallstätter Decke spricht.

6. Weitere Beispiele zeigen die sicherlich auf Abwertung während des Transportes zurückgehenden Basalzuschnitte von Decken mit transportiertem Querfaltenbau. So zeigt sich in der Tirolikums-Stirn im Nocksteinzug östlich von Salzburg im Zusammenhang mit der dort an den Stirnrand nach Norden herausstreichenden Schwarzbach-Querfalte ein basaler Anschnitt, der vom Jüngeren (Hauptdolomit) zum Älteren (Opponitzer Kalk, Wettersteinkalk) im Faltenkern in der Längsrichtung der Stirnzone der Decke absteigt (W. DEL-NEGRO, 1950, S. 130; R. OSBERGER, 1952, Taf. 1).

7. Analoge Verhältnisse von transportierten Altstrukturen in Form von Querfalten sind von der Ötscherdeckenstirn durch A. RUTTNER (1949, Abb. 2, S. 105 und S. 125 f.) beschrieben worden. Kilometergroße, überkippte Querfalten werden dort am Nordrand der Deckenfront sichtbar. Die Querfalten streichen bis an die Überschiebungsfläche an der Deckenstirn herauf, sie sind bei dem zweiten, hier offenbar nachgosauischen Nachschub der Decke an der Basisfläche abgeschürft worden. Die eingehende Analyse des Achsenplanes dieses Raumes durch A. RUTTNER (l. c.) hat ja das auf zwei tektonische Großzyklen aufgeteilte phasenhafte Geschehen in diesem Raum durch die Herausarbeitung von zwei altersverschiedenen Achsensystemen mit jeweils Längs- und Querachsen erfaßt, die vom Verfasser (1962 b, S. 236) als B' \perp B gedeutet worden sind.

e 3) L i s t r i s c h e F l ä c h e, Schaufelfläche (plan listrique; listric surface)

Begriffsdefinition und -erläuterung: Listrische Flächen sind Überschiebungsflächen, die aus flacher Lage in der Tiefe gegen vorne, gegen die Stirnregion hin, in gleichmäßig geschwungener Kurve sich allmählich mehr und mehr versteilen, wobei die konkave Form bereits bei der Entstehung, nicht durch nachträgliche Verbiegung einer ebenen Schubfläche zustande gekommen ist. Dieser Typus ist bei großen und kleineren Überschiebungsflächen ungemein häufig.

Historische Daten: Man sollte die Bezeichnung im Sinne der Originaldefinition von E. SUSS aus dem belgischen Kohlenbecken (1909, S. 612 und Abb. 44) auf konkave, gegen die Erdoberfläche ansteigende Bewegungsflächen beschränken – wie ja ganz allgemein gehandhabt, von P. TERMIER (1910, S. 159) und O. WILCKENS (1912, S. 75 f.) bis J. DENNIS (1967, S. 104) und K. METZ (1967, S. 88, Abb. 68) – Abb. 32. Bei W. MEYER (1968) werden auch konvexe Flächen dazugenommen. Eine sehr detaillierte und gründliche Übersicht über Ausbildung, Vorkommen und Entstehung der listrischen Flächen stammt von M. KIRCHMAYER & K. MOHR (1963, S. 378 ff.), weitere Beiträge hierzu sind von M. KIRCHMAYER (1963, S. 283 ff.) geliefert worden.

Die Ursache für diese konkave Ausbildung von Schubflächen, noch von H. BECKER (1939, S. 65) als unklar befunden, liegt nach S. KIENOW (in: H. CLOOS, 1936, S. 296) im Sinne von E. SUSS darin, daß sich der Spannungszustand in den geologischen Körpern in vertikaler Richtung stetig ändert: „Während an der Basis reine Schubspannung herrscht, gewinnt nach oben zu die Druck- bzw. Zugspannungskomponente allmählich die Oberhand.“ Auf diese Weise sei die Schaufelform dieser Überschiebung

zu erklären. M. KIRCHMAYER & K. MOHR (1963, S. 381) vermuten weitere bedingende Faktoren.

Die vielen Beispiele über die Art des Auftretens der listrischen Flächen zeigen, daß sie (1.) untergeordnet als Einzelflächen regionalen Ausmaßes in Erscheinung treten können, (2.) sich andererseits aber ganz allgemein in bestimmten Gruppierungen miteinander assoziiert einstellen. Ein Beispiel für die erstgenannte Erscheinungsform bietet

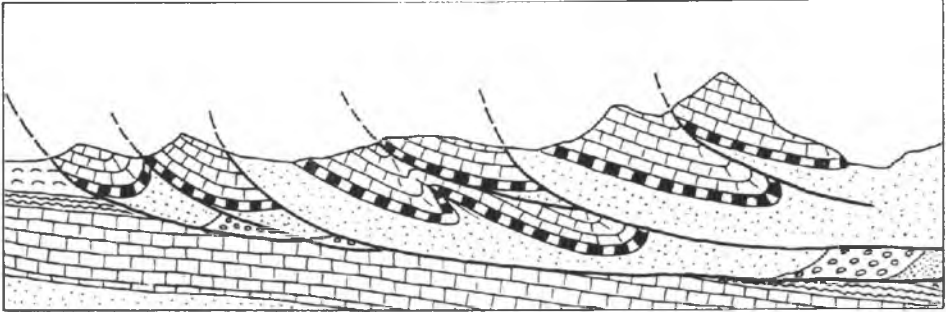


Abb. 32: Schematische Darstellung von listrischen Flächen.

etwa die geophysikalisch erkundete Form der Überschiebungsfäche der alpinen Hauptdeckenkörper am Nordrand der Alpen in Oberbayern, Subalpine Molasse, Helvetikum, Flysch und Kalkalpen gleichermaßen betreffend (E. VEIT, 1963, Profile 1–16). Diese Schaufelfläche hier wird wohl einem sekundären Nachschub ihre Entstehung verdanken. 2. Wesentlich häufiger aber treten die listrischen Flächen als gegen oben hin divergierendes Bündel von Teilschubbahnen im Stirnbereich einer Hauptüberschiebungsfäche auf, solcherart zu einer Zerlegung der Stirnpartie einer Decke in Stirnspäne (P. TERMIER, 1910, S. 159), in basale Loben, D. ROEDER (1967, S. 197, Abb. 75), bzw. Stirnshuppen (vgl. S. 191 ff.) Anlaß gebend. Eine derartige Anordnung kommt wohl dadurch zustande, daß durch die Reibung im steileren Vorderabschnitt der basalen Hauptschubfläche (sole fault) hinter dieser eine Reihe von listrischen Flächen aufspringen, um das Vorrücken und das Ausweichen des Hauptschubkörpers zu erleichtern. Am locus classicus der listrischen Flächen, im belgischen Kohlenbecken, sind die Hauptbewegungskörper durch listrische Flächenscharen oft in ihrer ganzen Ausdehnung in konkave Teilschuppen zerlegt (vgl. H. BECKER, 1939, S. 64, Abb. 58).

Im Englischen hat man als Bezeichnung für die basale Hauptschubfläche – besonders bei listrischen Schubbahnen –, in die mehrere kleinere Schubflächen von oben her einmünden, den Ausdruck „sole“ eingeführt (J. HORNE, 1907, S. 472; vgl. M. BILLINGS, 1933, S. 144; J. DENNIS, 1967, S. 139). Die deutsche Übersetzung „Sohle“ hat E. SUSS (1909, S. 718) aber in abgewandeltem, allgemeinerem Sinne verwendet, einfach als Bezeichnung für große aufsteigende Schubflächen. Man sollte demnach als einen spezifischen Begriff, der sich mit dem englischen deckt, etwa das Wort „Sohlüberschiebung“* für derartige, basale kleinere absteigende Schubflächen sammelnde Bewegungsbahnen einführen.

e 4) K o m p e t e n t - Ü b e r s c h i e b u n g * (chevauchement compétent*;
strut thrust)

Begriff: Unter Kompetent-Überschiebung (Abb. 33) ist eine flache Überschiebung zu verstehen, die auf das Ablösen von steifen, kompetenten Schichtanteilen von weichen, sich stärker und leichter faltenden unterlagernden Serienanteilen zurückgeht, wobei die Auslösung solcher Ablösungen und daraus resultierenden Überschiebungen auf schwache Stellen des Systems zurückgeht, etwa eine Monoklinalfalte in der sich schwerer faltenden kompetenten Schicht oder eine erosive Unterbrechung dieser druckleitenden Partie etc. Die Autoren des Begriffes, B. & R. WILLIS (1934, S. 299), charakterisieren die von ihnen als strut thrust, also wörtlich als „Versteifungs-Überschiebung“ bezeichnete Struktur wie folgt: „all faults due to varying resistance and differential transmission of stress“. Faltungsoverschiebung, Erosionsüberschiebung und Übergleitungen wären demnach Unterbegriffe der Kompetent-Überschiebung, die selbst wiederum als ein Beispiel für Faziestektonik (S. 277 f.) dienen kann.

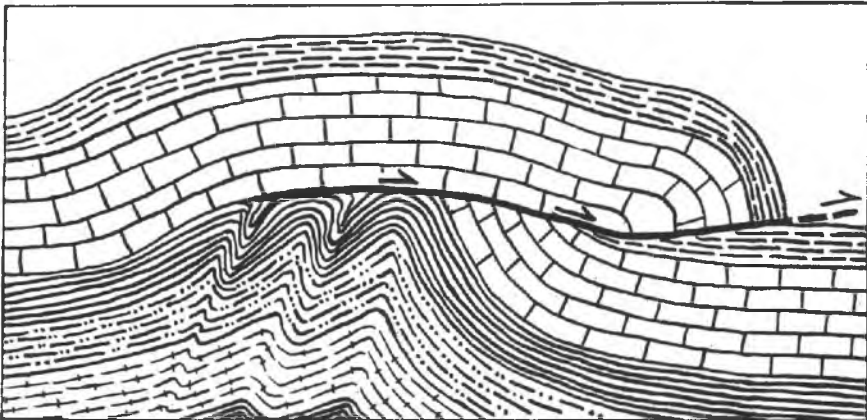


Abb. 33: Kompetent-Überschiebung durch Ablösen der kompetenten, steiferen Serie über der leicht faltbaren des Liegendteiles. Nach B. & R. WILLIS, 1934, Abb. 109, erweitert.

Beispiele: Mit Recht betonten B. & R. WILLIS (1934, S. 230), daß auf diese Typen der Hauptanteil der flachen Überschiebungen zurückzuführen sei und auch ein hoher Prozentsatz der steileren Überschiebungen bis Aufschiebungen hierher zu stellen sei. Druckübertragung durch kompetente Schichtgruppen und Auslösung an schwachen Stellen ist jedenfalls das herrschende Grundprinzip bei der Ausbildung aller Überschiebungen. Die auf S. 95 f. angeführten kalkalpinen Beispiele für Übergleitungen, ebenfalls in den Überbegriff der Kompetent-Überschiebung zu stellen, können auch hier als Beispiele zitiert werden (vgl. z. B. Abb. 47).

f) Reliefüberschiebung (charriage épiglyptique; surface thrust, [erosion thrust])

Begriffsdefinition: Überschiebung einer Schubmasse über ein Erosionsrelief (oder über ein älteres tektonisches Relief), die im allgemeinen in trockenem Milieu, ohne Meeresbedeckung, vor sich geht.

Historische Daten: C. W. HAYES (1891, S. 149) hat als erster an den Überschiebungen der südlichen Appalachen noch ohne eigenen Begriff („erosion prior to thrust“) den Gedanken einer Relief-Überschiebung entwickelt, indem er als Ansatzpunkt für die Entwicklung einer solchen Überschiebungsweise einen durch die Erosion geschwächten Antiklinal-Scheitel annahm (Abb. 34). Von B. WILLIS (1893, S. 223,

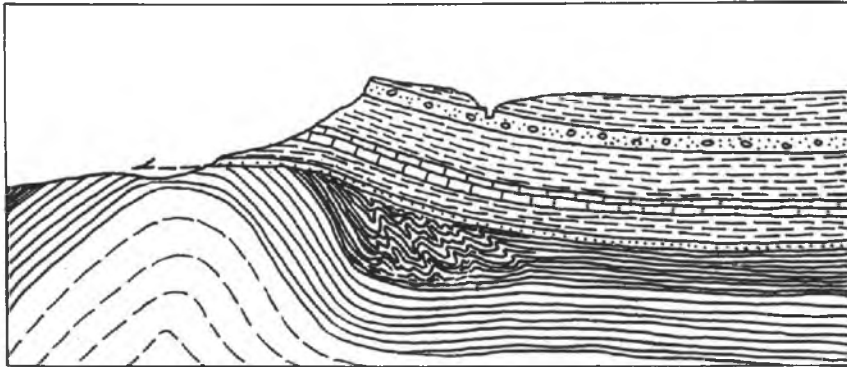


Abb. 34: Die Entwicklung einer Reliefüberschiebung („Erosionsüberschiebung“) an einem erosiv geöffneten Antiklinalscheitel nach C. W. HAYES, 1891 (aus B. WILLIS, 1893, Taf. 54, Fig. 7).

Taf. 54, Fig. 7) wird anhand der Beispiele aus den Appalachen hierfür die Bezeichnung „erosion thrust“ eingeführt und später von ihm (1904, S. 51) mit „Erosionsüberschiebung“ übersetzt – womit ein Vorläufer des später aufgestellten, aber weiter gefaßten Begriffes Reliefüberschiebung geschaffen war. In Europa aber war bereits durch F. MÜHLBERG (1893, S. 464) das Prinzip einer Überschiebung, bedingt und geleitet durch vorausgehende Erosion, im Juragebirge angewendet worden und bereits von A. ROTHPLETZ (1894 a, S. 82 f.) kritisch beleuchtet worden. In der Folge beschrieb Arn. HEIM (1906, S. 451 ff.) die Überschiebung von Schweizer Helvetikum und Flysch über eine „Erosionsfläche“ der Molasse. Es folgen zahlreiche weitere Beispiele für Reliefüberschiebungen, beschrieben durch verschiedene Autoren in Nordamerika und Mitteleuropa (vgl. H. CLOOS, 1936, S. 247), bis schließlich O. AMPFERER, 1925, S. 35, unter dem deutschen Begriff „Reliefüberschiebung“ die Überschiebung der Inntaldecke über die Lechtaldecke am Stanserjoch im Karwendel in Tirol als Überführung eines bedeutenden morphologischen Altreliefs (Abb. 35) und im Anschluß daran diesen Typus als Grundtypus aller Transversaltektonik der Nordkalkalpen überhaupt hingestellt hatte (1928, S. 241 ff.) – Abb. 36. Seither ist die Diskussion um

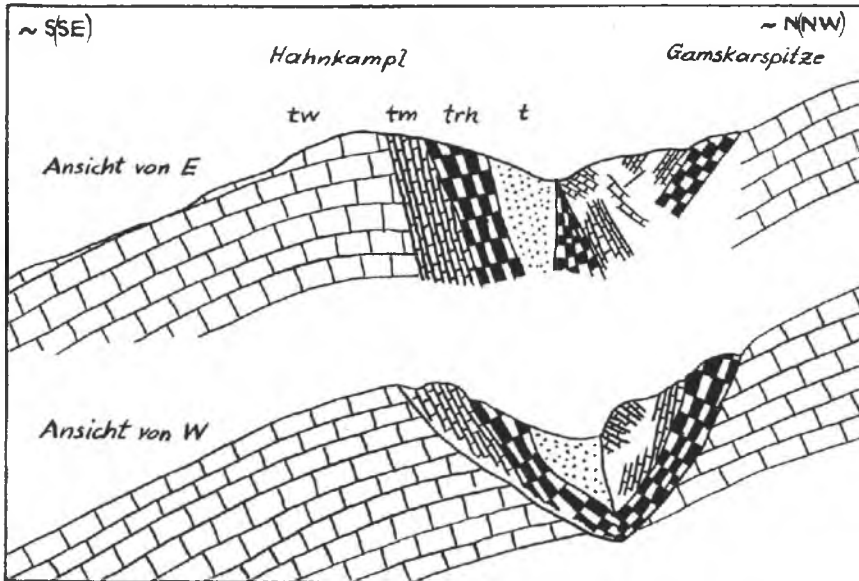


Abb. 35: Die Reliefüberschiebung am kalkalpinen locus classicus westlich vom Stanserjoch im Karwendelgebirge zeigt nach O. AMPFERER (1928, S. 243) mit Material der Schubmasse wirr angestopfte Erosionskerben des Untergrundes.

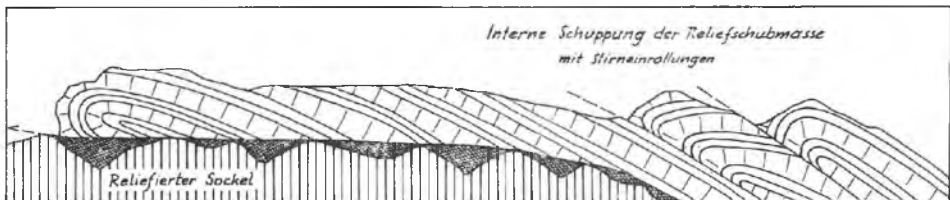


Abb. 36: Schematische Darstellung einer Reliefüberschiebung nach O. AMPFERER (1937, S. 377, Abb. 3), bei der die Erosionskerben im unterlagernden Relief durch Material der Schubmasse (dunkle, karierte Ausfüllung der Relieffurchen) ausgefüllt werden.

die Existenz und die Bedeutung von Reliefüberschiebungen nicht mehr zur Ruhe gekommen, Beispiele wurden beschrieben und widerlegt, der kalkalpine locus classicus im Karwendelgebirge verschiedenartig interpretiert, auch wurden gute theoretische und praktische Beispiele, die in überzeugender Weise für Reliefüberschiebungen sprechen, herausgearbeitet. Besonders in der neueren französischen Literatur hat man sich sehr mit dieser Frage beschäftigt: Aus den Provençalischen Ketten in Südfrankreich (L. LUTAUD, 1935, S. 262; 1955, S. 112), aus dem Juragebirge und den Pyrenäen wurden Reliefüberschiebungen über oft mit Erosionsschutt plombierten Landschaften unter der Bezeichnung „charriage epiglyptique“ oder unter dem Überbegriff „morphotectonique“ (L. GLANGEAUD) bzw. „tectonique à sec“ (J. AUBOUIN, 1961, S. 31 ff.; 1968, S. 149 ff.) beschrieben. Besonders eindrucksvoll sind die Darstellungen

der Reliefüberschiebungen mit syntektonischen Konglomeraten mit noch während der Bildung verkarstenden, von Karren überzogenen Klippen durch F. ELLENBERGER (1967, S. 87 ff.) aus der Provence.

Die Entscheidung darüber, ob eine Reliefüberschiebung vorliegt oder nicht, ist deshalb so schwierig, da in all jenen sehr häufigen Fällen in Deckengebirgen, wo beträchtliche Teile des Rücklandes der Liegendsscholle unter einer Schubmasse fehlen – also etwa große Teile der Jungschichten verschwunden sind, von deren einstiger Existenz lokal erhaltene Reste künden –, stets auch mit der Möglichkeit eines tektonischen Hangendzuschchnittes, einer *troncature sommitale*, gerechnet werden muß. D. ANDRUSOV (1968, S. 116 ff.) hat die Frage „Reliefüberschiebung oder tektonisches Relief“ anhand der westkarpatischen Beispiele behandelt, der Verfasser (1971 a, S. 377 f.) hat Betrachtungen gleicher Art über die Kalkalpen der Ostalpen angestellt. In beiden Fällen läßt sich als Ergebnis nur zusammenfassen, daß den „tektonischen Reliefs“ eine nicht unbedeutende Rolle zukommt und daß trotz sicherer Beteiligung von Erosion vor manchen Überschiebungen die uns heute zugänglichen Reliefs unter Schubflächen in ihrer jetzigen Form durch die tektonische Umgestaltung nicht einfach Denudations-Reliefs entsprechen. An keiner einzigen Deckengrenze in den Ostalpen z. B. ist mit Sicherheit alter Erosionsschutt, Verwitterungsboden, erosiv zersetzter Untergrund und dergleichen bekannt.

Beispiele für Reliefüberschiebungen in den Ostalpen: In theoretischer Hinsicht sind die Großüberschiebungen der Kalkalpen über die Flyschzone und jene der Flyschdecke über das Helvetikum in den Ostalpen sicher als Reliefüberschiebungen zu klassifizieren: das erstgenannte Beispiel hat M. RICHTER (1950, S. 346) also solches erkannt, da die Sedimentation in der Flyschzone lange vor der Überschiebung beendet, die Zone trockengelegt und reliefiert worden war. In bezug auf die Überschiebung von Flysch über Helvetikum ist die Schlußfolgerung auf eine Reliefüberschiebung ebenso gesichert, da die seit dem Ende des Eozäns trocken liegende Buntmergel-Serie noch im Mittelaquitan die aus den Molassebohrungen bekannten Schuttmassen in den Südtel des Molassetroges geliefert hat, während sie heute dort gänzlich unter der Flyschmasse begraben liegt, die demnach erst lange nach dem Eozän (jungsaveische Phase) diese Trockenlandschaft überwältigt hat (A. TOLLMANN, 1966 b, S. 114, 117).

Beispiele für Reliefüberschiebungen in den Kalkalpen: O. AMPFERER (1928; 1939 a etc.) hat den Reliefüberschiebungen in den Nördlichen Kalkalpen nach Verbreitung und Ausmaß eine durchaus zu große Rolle zugemessen, wie die berechtigte Kritik einer intensiven Diskussion gezeigt hat (M. RICHTER, 1930, S. 40; 1937, S. 11, 102; E. SPENGLER, 1951 a, S. 344 f.; 1953, S. 42; O. AMPFERER, 1942 a, S. 7). Weit mehr noch als durch AMPFERER selbst war die Bedeutung der Reliefüberschiebungen in den Kalkalpen in der umfangreichen Arbeit zu diesem Thema von A. THURNER, 1943, überbewertet worden, so daß ein guter Teil der Beispiele aus dieser Studie, da zum Teil inzwischen widerlegt, nicht mehr kritiklos verwertbar ist. Kritiklos sind dort auch sämtliche tektonischen Amputationen als Beispiele für Reliefüberschiebungen mitverwertet worden.

Ein recht eindrucksvolles Beispiel einer vorgetäuschten Reliefüberschiebung bietet das Annaberger Fenster NE unterhalb von Annaberg (Abb. 145), wo auch E. SPENGLER

(1928 a, S. 101) an eine Reliefüberschiebung dachte, da die Masse aus Haselgebirge und Werfener Schichten an der Basis der Reisalpendecke hier vom Ort Annaberg tief in den Talgrund beim „Bergbauer“ hinabsteigt, die gesamte tiefe Kerbe hierdurch plombiert ist, während nahe nördlich und östlich davon an der Überschiebungsfläche des Fensters der gesamte Permoskyth-Komplex streckenweise fehlt. Trotzdem ist die verlockende Annahme einer das Relief ausstopfenden Anschoppung hier unrichtig: der Fensterinhalt ist aus dem verkehrt lagernden Mittelschenkel einer überdimensionalen Falte hervorgegangen, der unter Abschiebung des Normalflügels im Hangenden von diesem noch weit überfahren wurde (Abb. 2, 11), so daß der Fensterinhalt niemals der Erosion frei zugänglich gewesen ist! Die Anschoppung mag auf eine im Untergrund von Annaberg verlaufende Störungslinie und ihr paralleler Störungen zurückzuführen sein, die zufolge des Wiederauftauchens der Verkehrtserie im Schmelzfenster anzunehmen erforderlich war (A. TOLLMANN, 1966 a, Taf. 2, Fig. 3–5). Nach Überprüfung vieler angeblicher Beispiele von Reliefüberschiebungen sehen wir, daß vom Ostabschnitt der Kalkalpen angefangen bis zum Rhätikon (dort zuletzt M. KOBEL, 1972, S. 246, 255) der Hauptteil der von O. AMPFERER angenommenen Reliefüberschiebungen widerlegt ist.

Was nun AMPFERERS Typlokalität im Karwendel betrifft, so hat sich auch hier eine Verschiebung in der Bewertung des Ausmaßes der Reliefüberschiebung ergeben. War von O. AMPFERER (1928, S. 250) eine von der Inntaldecke überwältigte Reliefenergie von 2000 m im Untergrund angenommen worden, so reduzierte sich diese Annahme nach neuerer Bearbeitung des Gebietes durch E. KRAUTER (1968, S. 23) auf 280 m und ergab eine eigene Revision (1971 a, S. 380) der klassischen Lokalität eine noch weitere beträchtliche Einschränkung von wahrscheinlichem überwältigtem Altrelief, da die am besten überblickbare und für die Berechnung stets herangezogene Stelle am Stanserjochkamm einen das Ausmaß der Einwürgung von Schubmaterial in den Sockel nachträglich vergrößernden jüngeren Bruch erkennen läßt (Abb. 37). Trotzdem bleibt in diesem Raum der Eindruck einer Reliefüberschiebung auf Grund der unter der überschobenen Hauptmasse synkinematisch in Untergrundtaschen gestopften Schollen erhalten.

Gut gesicherte, allerdings nicht weitreichende Reliefüberschiebungen liefern die zahlreichen nachgosauischen Nachschübe kalkalpiner Decken in jenen Abschnitten, wo nach vorgosauischer Bildung von Stirnschuppen die Erosion in der Frontalzone bereits vor Ablagerung der Gosau tief eingriff, dann die Sedimente des Gosaumeeres das Relief plombierten und nach Trockenfallen nach der Gosauzeit Stirnschuppenreste und rudimentär erhaltene Gosauablagerungen durch den nochmals nachrückenden, meist eine sekundäre Stirnfalte bildenden Deckenhauptkörper in der Zeit der pyrenäischen Phase gegen Ende des Eozäns überwältigt worden sind. H. BECKER (1939, S. 59) hat besonders auf diese Art der Reliefüberschiebung, die ganz der Originaldefinition der „Erosions-Überschiebung“ von B. WILLIS (s. S. 78) entspricht, aufmerksam gemacht. Die Kerbwirkung (O. AMPFERER, 1916, teste AMPFERER, 1931, S. 656) hat hier die folgende Erosionsüberschiebung gestört. Der Verfasser hat in einer eigenen Studie über die nachgosauische Stirnschuppenbildung diese Art der Tektonik dargestellt, so daß hier auf jene Beispiele verwiesen werden kann (A. TOLLMANN, 1967 b). Es erscheint kaum berechtigt, einen Begriff „Erosions-Überschiebung“ etwa auf Grund eines

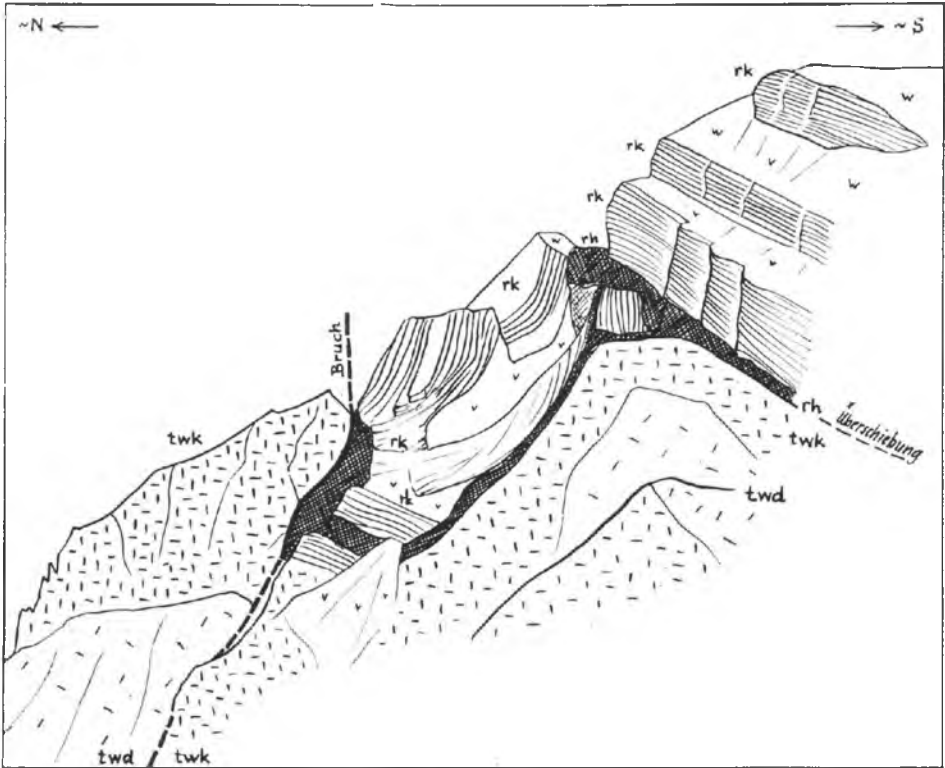


Abb. 37: Die Reliefüberschiebung in der kalkalpinen Typusregion am Stanserjoch im Karwendel läßt sich am besten auf der Nordostflanke des Ochsenkopfes erfassen, wo Reichenhaller Rauwacke (rh) und -kalk (rk) der Karwendel-Stirnschuppe der Inntaldecke mit verdrehten Schollen eine Furche im Wettersteinkalk der unterlagernden Lechtaldecke ausfüllt. Die heutige scharfe Rinnenform hat ihre Akzentuierung allerdings einem jüngeren Bruch zu verdanken (A. TOLLMANN, 1971 a, S. 380, Abb. 11).

geringen Ausmaßes der Schubweite, auf Grund eines geringer akzentuierten überfahrenen Reliefs oder auf Grund einer angenommenen Stockwerktektonik gegenüber der Überschiebung durch eine fremde Schubmasse vom heute allgemein gebräuchlichen AMPFERERSchen Begriff „Reliefüberschiebung“ abzutrennen, da keine natürlichen Grenzen gegeben sind.

g) Unterschiebung (sous-charriage; underthrust)

Als *Unterschiebung* bezeichnet man eine flache Unterfahrung einer in Bewegung gedachten liegenden Einheit gegenüber einer sich im absoluten Bezugssystem ruhig verhaltenden hangenden Einheit. Seit der Begriff der Unterschiebung im englischen Schrifttum durch E. SMITH (1893, S. 305) und der Unterfaltung (underthrust folds) durch R. C. VAN HISE (1896 a, S. 622) und in der deutschen Literatur durch

A. ROTHPLETZ (1897, S. 259) eingeführt und besonders durch O. AMPFERER (1906, S. 591 f.) propagiert worden ist, hat sich eine lange Diskussion über Verbreitung, Erkennbarkeit und Bedeutung der Unterschiebung gegenüber der Überschiebung entwickelt. Relativ gesehen erscheint es hinfällig, zwischen den beiden Begriffen zu unterscheiden, da sie beide den gleichen Vorgang ausdrücken: Hangendes relativ vorwärtsbewegt über dem relativ darunter zurückbewegten Liegenden. Bei Berücksichtigung des absoluten Bewegungssystems aber ergibt sich ein theoretischer Unterschied, der meist am Beispiel der Überfahung des Vorlandes durch die Deckensysteme eines Orogens oder der Unterschiebung der orogenen Zonen durch ein bewegtes Vorland verdeutlicht werden soll.

Nun, ein guter Teil der Geologen hat im Versuch der Unterscheidung von Unterschiebung und Überschiebung ein wertloses Unterfangen gesehen (A. ROTHPLETZ, 1897, S. 259; H. BECKER, 1939, S. 53; J. DENNIS, 1967, S. 160 u. a.). Zwei andere Gruppen hingegen treten für die Unterscheidung dieser beiden Bewegungsarten ein: die eine Gruppe auf Grund von verschiedenen, besser durch Unterschiebung zu deutenden beobachtbaren Strukturen, die andere Gruppe auf Grund theoretischer Überlegungen, die den Mechanismus der Deckenbildung durch Unterschiebung leichter erklärbar machen sollen.

g 1) An Strukturen, die für eine Unterscheidbarkeit zwischen Unterschiebung und Überschiebung sprechen, seien angeführt:

1. Es zeigt sich, daß bei den in ein Faltenland auslaufenden Schubflächen der jeweils absolute bewegte Flügel stärker zusammengestaucht und verfault ist. In diesem Fall kann man die Unterschiebung durch die stärker gestörte Serie der liegenden Einheit von der Überschiebung mit stärker eingeebten Formen im Hangenden unterscheiden (Abb. 38, 39). Theoretische, experimentelle und aus Öl- und Kohlenfeldern stammende praktische Beispiele hierzu haben T. LINK (1928, S. 825 ff.), F. KAISIN (1936, S. 85 ff., Abb. 33: „poussée basse“) und R. v. GAERTNER (1951, S. 370; Abb. 1) erbracht, so daß eine Unterscheidung der absoluten Bewegungsarten an derartigen Strukturen tatsächlich angebracht ist.

2. Die Anordnung der Bogenform von Stirn und Wurzel einer Decke geben nach Alb. HEIM (1922, S. 869) eine gute Möglichkeit zur Unterscheidung der absoluten Bewegungsart: „Der Faltenbogen ist stets der Beweis dafür, daß die Außenseite die relativ stehende, das Innenstück das aktiv bewegende ist.“ Bei der Falten- und Deckenbildung durch Unterschiebung würde kein konvexer Bogen entstehen, sondern Stirn und Wurzel würden gegenüber dem unterschiebenden Vorland konkave Bögen bilden. Die alpinen Decken sind demnach Überschiebungs-, nicht Unterschiebungsdecken. Der gleiche Gedanke wurde von P. LOVERING, USA (1932, S. 654, Abb. 3), offenbar unabhängig von Alb. HEIM wiederentwickelt, der an schematischem Beispiel die Auswirkung der Unterschiebung an der Krümmung der Wurzelzone verdeutlicht hatte (Abb. 40). Die Vorstellung fand auch in Lehrbüchern Eingang (H. BECKER, 1939, S. 52).

3. LOVERING (1932, S. 652 ff.) hat ein weiteres Argument zur Unterscheidung von Unter- und Überschiebung beigebracht: Häufig findet man Decken oder Faltenzüge, die während der Bewegung an Grenzblättern (tear faults), siehe S. 249, senkrecht zum

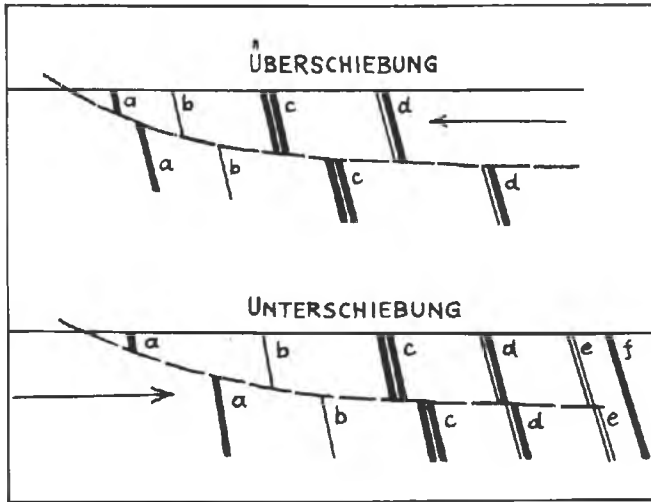


Abb. 38: Schema einer Überschiebung und Unterschiebung in steilstehender Serie bei noch zusammenhängenden Schollen nach F. KAISIN, 1936, S. 86, Abb. 31, 33. In ersterem Fall wird der Versetzungsbetrag der hangenden Scholle in der Bewegungsrichtung kleiner, in letzterem größer.

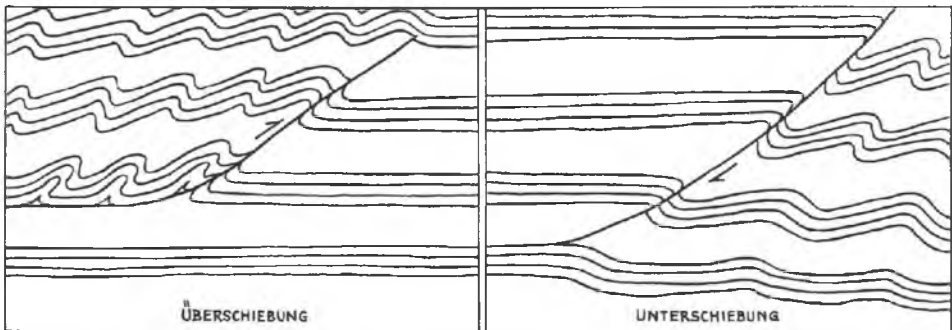


Abb. 39: Schematische Darstellung des Unterschiedes zwischen Überschiebung und Unterschiebung in Anlehnung an B. & R. WILLIS (1934, Abb. 108).

Stirnrand eingerissen sind und in einzelnen Abschnitten unter verschieden starker Faltung verschieden weit über den Untergrund vorgeschoben sind. In einem Falten-system ist bei ungestörtem Untergrund und Beschränkung der Grenzblätter auf den Faltenanteil des hangenden Flügels dessen aktive Rolle, also dessen Überschiebung klargestellt (Abb. 41). Bei einer unter sämtlichen vorhandenen, durch Grenzblätter gestörten und verschieden weit bewegten Schollen durchlaufenden basalen Überschiebungsfläche über einheitlichem ungestörtem Untergrund aber ist diese Deutung zwar auch wahrscheinlich, aber doch nur mit Vorbehalt anwendbar, da ja bei Annahme

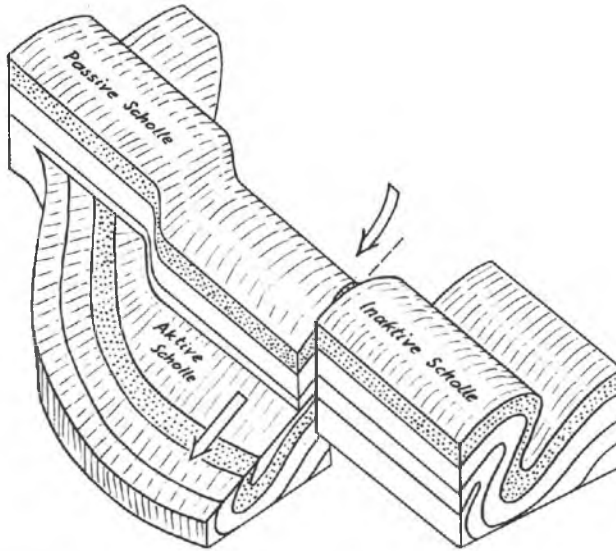


Abb. 40: Schematische Darstellung einer Überschiebung, einsichtig durch ein Grenzblatt abgesetzt, deutlich erkennbar am bogenförmigen Verlauf der „Wurzelzone“ des unterschobenen Falten-elementes (T. LOVERING, 1932, Abb. 3).

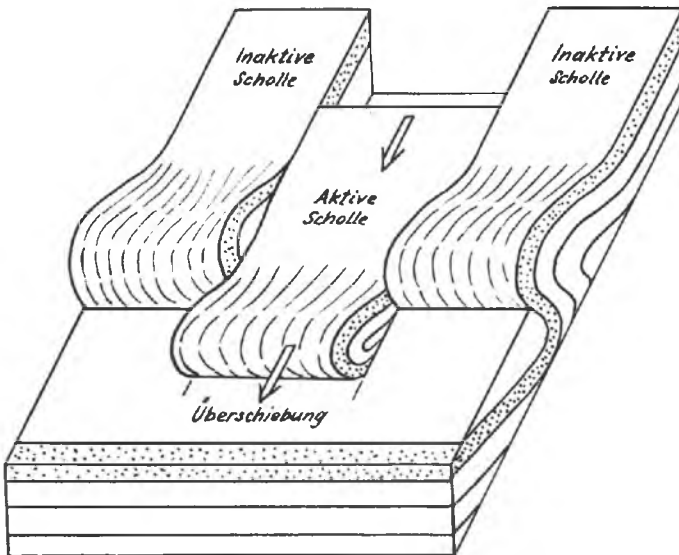


Abb. 41: Bei dem nicht durch Grenzblätter gestörten Untergrund ist das an queren Blattverschiebungen verschieden weit vorgefaltete und zum Teil in einzelnen Schollen abgescherte hangende Falten-system das aktive, also überschiebende Element (T. LOVERING, 1932, Abb. 1).

eines absolut bewegten Untergrundes trotzdem durch verschiedenen Reibungswiderstand an der Basis der einzelnen Schollen der Decke eine verschieden weite Zurückstauchung dieser Einzelelemente erfolgen könnte. Tritt der Fall auf, daß kräftige Blockverschiebungen an Grenzblättern unter der Unterlage im hangenden Faltenwurf auslaufen, dann wird man wohl in Umkehr zum erstgenannten Fall von einer Unterschiebung sprechen müssen (Abb. 42).

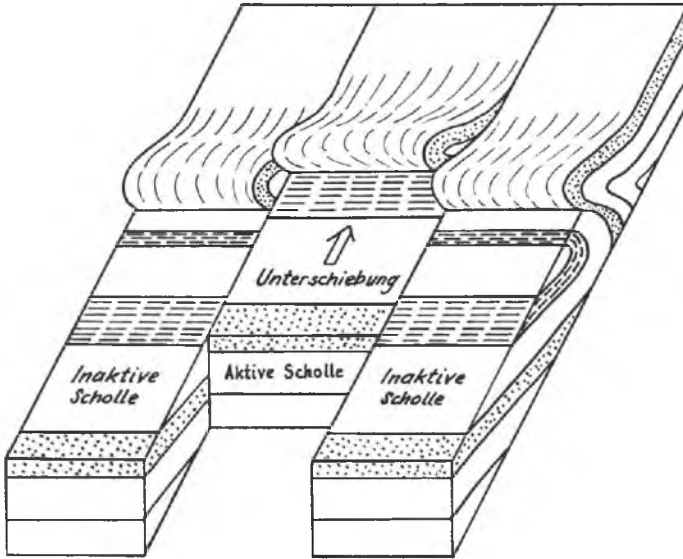


Abb. 42: Verschwindet die im Untergrund beträchtliche Versetzung der Schollen an Querblättern rasch im hangenden Faltenssystem, so ist die liegende Scholle (Unterschiebung) das bewegte Element gegenüber dem hangenden Faltenzug (T. LOVERING, 1932, Abb. 5).

4. Eine plausible Erklärung für die Unterscheidung von Unterschiebung und Überschiebung hat H. KÜPPER (1960, S. 460) anhand des Beispiels der Ostalpen-Nordrand-Überschiebung über das Molasse-bedeckte Vorland gegeben. Besonders bei Einbeziehung der Westkarpaten kann gezeigt werden, daß die Überschiebung des Alpenkörpers gegen Osten hin immer jünger wird, daß im Sinne von H. KÜPPER diese große Überschiebungsfrent sich gegen Osten bzw. Nordosten hin gleichsam einer längs fortschreitenden Welle fortpflanzt. Dies spricht nun im Sinne dieses Autors „weniger für eine aktive Unterfahrung des Orogens durch das Vorland, da mit dieser letzteren Vorstellung doch wohl eine annähernde Gleichaltrigkeit der Außenrandstörung zu verbinden gewesen wäre“.

5. Durch den Stil der Verformung, dem verschiedenen Verhalten plastischer Massen, will Alb. HEIM (1922, S. 868) Überschiebung und Unterschiebung trennen.

g 2) Während die bisher genannten Unterscheidungsmethoden auf beobachtbaren Fakten basieren, stehen auf der anderen Seite theoretische Überlegungen verschiedener Art zur Begründung von Überschiebungen zur Diskussion.

1. Mechanisch scheinbar leichtere Erklärbarkeit der Überschiebung. Besonders in außeralpinen Fachkreisen hört man immer wieder, daß durch Überschiebung das Phänomen eines weiträumigen Deckenbaues sehr leicht, durch Überschiebung aber mechanisch überhaupt nicht verstanden werden könne, weil im letzteren Fall die Reibung zu groß und die Gesteinsfestigkeit zu klein wäre, um eine relativ dünne Deckenlamelle mit Druckübertragung von der Wurzel bis zur Stirn weiterbewegen zu können (so auch noch bei W. SCHWAN, 1966, S. 195). Diese Ausführungen gehen wohl vielfach auf die von O. AMPFERER (1906, S. 587 ff.) wiederholt gegebene Darstellung zurück, daß bei Unterströmung „jeder Punkt der gesamten Schichtmasse gleichzeitig von bewegenden Kräften erfaßt wird“, während man es bei der Tangentialüberschiebung mit der Weiterleitung der Fortpflanzung der Bewegung durch die ganze bewegte Masse hin zu tun habe. Nun handelt es sich aber bei plastisch strömendem Untergrund und fester darauf vertritteter Erdkruste um ganz andere Systeme als um die einzelne Decke aus festem Material, die über die nächsttiefere Decke aus ebenso festem Material hinwegbewegt wird. Eine derartige generelle Umdeutung der großen Überschiebungen in Unterschiebungen auf Grund dieses vermeintlichen Vorteiles ist aber durchaus verfehlt: Man gewinnt nicht den geringsten Vorteil für eine mechanisch leichtere Erklärung, ob Decke oder Untergrund im absoluten Sinne bewegt werden. An der Grenzfläche herrscht in beiden Fällen die gleiche Reibung, der „Stiel“ der Decke muß in beiden Fällen die gleiche, durch eben diese Reibung erzeugte stauende Kraft in die Wurzel übertragen. Nur bei einem Gleitmechanismus wäre der Fall grundsätzlich anders, nicht bei Kraftanwendung entlang von Schubflächen (gegen die Schwerkraft) im Wirkungsfeld einer, sich im Orogen einengenden Kruste – in welchem relativen oder absoluten Sinne auch immer.

2. Anhänger der von O. AMPFERER (1906, S. 601) aufgestellten Unterströmungslehre und der hierzu von O. AMPFERER (1911, S. 699) eingeführten Verschluckungszonen sehen ebenfalls in der absoluten Bewegung des Untergrundes, in der Unterschiebung, die Grundform der Gestaltung – soweit nicht Gleittektonik herangezogen wird. E. KRAUS war wohl der aktivste Vertreter dieser Theorie, die er selbst in zahllosen Publikationen weiter ausgebaut hat. Scheint nun heute zwar die Unterströmungslehre nach allen neuen Erkenntnissen über die Entwicklung der Erdkruste den gegebenen Beobachtungen tatsächlich am besten gerecht zu werden, so kann man darin nur einen generellen Hinweis auf die Bedeutung von Unterschiebung sehen, im Einzelfall aber wird man lokale Kriterien heranziehen müssen. E. KRAUS (1951, I, S. 446; II, S. 435, 437) spricht allerdings gerade auch in bezug auf die kalkalpinen Decken trotz der absoluten Deutung durch Überschiebung von – relativ gesehen – ausgeschobenen Narbendecken.

Kalkalpine Beispiele: Würde man das oben mitgeteilte Prinzip „Stärker Gefaltetes im Liegenden bedeutet Überschiebung“ auch auf die nicht mehr im Zusammenhang stehenden Decken der Kalkalpen anwenden, dann ergäbe sich durchwegs eine Dominanz der Unterschiebungen. Diese Übertragung von Beobachtungen an im

Faltenland eingebundenen Abscherungen auf allseits frei auslaufende Deckenbahnen ist aber nicht zulässig. Von Ausnahmen abgesehen ist es vielfach der Untergrund, der von der überschobenen Decke stärker verformt ist. Es muß aber berücksichtigt werden, daß dieser Untergrund vielfach aus Jungschichten, aus plastischerem, an Mergeln und Schiefeln reichem Material besteht, gegenüber den häufig als Triaskarbonatplatte überschobenen höheren Decken. So soll hier nicht einfach aus stärkerer Deformation des Untergrundes auf Unterschiebung geschlossen werden. Im einzelnen sind wenige analysierte Beispiele für den absoluten Bewegungssinn von Decken aus den Kalkalpen bekannt. Einen konkreten Hinweis auf Unterschiebung sah etwa H. MILLER (1963, S. 314) am Südrand des Wettersteingebirges bei dessen südvergenger Überschiebung auf die Puitental-Jungschichtenzone, da hier die starke Faltung dieser Unterlage nach unten hin ausklingt.

h) Untervorschiebung (charriage basal différentiel²; lag fault [sensu BAILEY, 1910])

Obgleich dieser Schubflächentypus kein deckentrennendes Element darstellt, soll er der Vollständigkeit halber im Zusammenhang mit den übrigen Bewegungsarten an Schubflächen hier Erwähnung finden.

Definition und Beschreibung der Struktur: Untervorschiebungen sind flache bis steile Bewegungsbahnen im Normalschenkel geneigter Falten, senkrecht zur Deformationsebene der Faltung und spitzwinkelig zur Achsenebene gelegen, an denen der Liegendflügel gegenüber dem hangenden in Bewegungsrichtung relativ vorgeschoben ist. Der Normalschenkel der Falte ist hierdurch reduziert, es kommt zur Bildung einer tektonischen Lücke (lacune tectonique; tectonic gap). Die Bewegungsfläche unterscheidet sich durch den relativen Vorschub des Liegenden von der Überschiebung. Sie ist als kleinräumige Bewegungsbahn eine an Faltung zeitlich und genetisch gebundene Struktur, die aber keineswegs als Kennzeichen für autochthone Tektonik, als Kriterium gegen den Deckenbau gelten kann, wie C. W. KOCKEL (1957, S. 69) und W. SCHWAN (1958, S. 375) annahmen, sondern eine durchaus auch im Deckenland der Kalkalpen auftretende Bauform, die zeitlich an die mit dem Deckenbau einhergehende Faltung gebunden ist. Offenbar hat die früher herrschende Meinung, daß Untervorschiebungen den Abschiebungen, also einem Prozeß der Dehnung gleichzusetzen seien, die Meinung geformt, hierin Hinweise auf Zerrung zu sehen, also darin einen der einengenden Dekkentechnik entgegengesetzten Vorgang zu erblicken und damit Deckenbau widerlegen zu können.

Genese: Die Diskussion um die Frage, ob Untervorschiebung ein Produkt der Einengung oder ein Zerrungseffekt sei, kann heute durch Beibringung einer Reihe stichhaltiger Kriterien im Sinne der erstgenannten Deutung entschieden werden. H. v. GAERTNER (1950, S. 428 f.), B. ENGELS (1959, S. 93 ff.) und H. WUNDERLICH (1966, S. 205) haben unter dem Eindruck der morphographischen Ähnlichkeit von Untervorschiebung und Abschiebung darin seitliche Ausweitung, Dehnung, ja Zeichen einer allgemeinen Ausweitungstektonik im Orogen gesehen. W. SCHWAN (1958, S. 357 ff.; 1968, S. 134 ff.) und V. JACOBHAGEN (1967, S. 516) haben hingegen in Anknüpfung an ältere Arbeiten der alpinen Literatur unter Beibringung neuer Gesichtspunkte die

Genese der Untervorschiebung als Erscheinung während der tangentialen Einengung, während der Faltung selbst belegt: Die zeitliche, genetische und genau lokalisierte Bindung der Untervorschiebung an die Faltenstruktur, wie z. B. die Position als Längsstörung im Streichen der Falte, die subparallele Lage zur Achsenebene, die parallele Lage zur Schieferung, der (sub)parallele Verlauf zu den beigeordneten Überschiebungsf lächen, die Schichtschleppungen analog wie bei den Überschiebungen und weitere Merkmale unterscheiden die Untervorschiebung klar von dem bei Zerrung entstandenen bruchtektonischen Formeninventar wie Abschiebung etc.

Die Bildung von Untervorschiebungen ist vielmehr in Übereinstimmung mit W. SCHWAN (1958, S. 373) durch Rotation und Emporstoßen von Schuppen innerhalb eines Faltenbaues bei andauernder Einengung zustande gekommen, gedeutet als Struktur einer „gestauten Faltung“. Die Struktur ist eine abgewandelte Form des Ausweichens der Faltenkerne nach vorne und oben. Recht klar hat bereits A. SPITZ (1911, S. 289) die Untervorschiebung als notwendige Zerreißung des Hangendschenkels einer Antiklinale bei gleichzeitigem Wachstum mehrerer Sättel beschrieben.

Historische und nomenklatorische Anmerkungen: In Abwandlung der zuerst von J. MARR (1900, S. 461) in England aufgestellten Bezeichnung „lag fault“ für Vorschiebungen hat E. B. BAILEY (1910, S. 593, 603, 617) den Begriff auf die uns heute als Untervorschiebung geläufige Bewegungsfläche im Hangendschenkel einer liegenden Antiklinale eingeschränkt, durch die der antiklinale Kern sich relativ vorgeschoben hat. Noch ohne deutsche Bezeichnung, sondern unter diesem Namen „lag“ gibt A. SPITZ (1911, S. 289 f., Abb. 2/3) Beispiele von Unterschiebungen aus der Piz d'Astras-Gruppe in den Engadiner Dolomiten. E. BAILEY (1938, S. 609 ff.) hat später diese Struktur des „lag“, der Reduktion des normalen Faltschenkels, einem eigenen tektonischen Stil prädominanter Rotation zuschreiben wollen, den er (S. 610) als „eddy tectonics“ (Wirbeltektonik; tectonique tourbillonnaire, H. & G. TERMIER, 1956, S. 83) bezeichnete. Der deutsche Name Untervorschiebung für diesen Strukturtypus geht auf Alb. HEIM (1921, S. 740 f., Abb. 229 b) zurück, der diesen Bewegungsmechanismus aus dem mesozoischen Muchetta-Faltensystem des mittelostalpinen Ducas-Mesozoikums der Zentralalpen beschrieben hat (weitere Beispiele aus den Engadiner Dolomiten bei H. EUGSTER, 1923, S. 103 ff.; 1965, S. 19). Seit C. W. KOCKEL (1957, S. 66 ff.) wurde dieser wenig beachteten Struktur wiederum mehr Augenmerk als bisher zugewendet.

Synonym zu Untervorschiebung ist der alte Bergbauausdruck „Schwarte“, der im Thüringisch-Fränkischen Schiefergebirge für längsstreichende flache Schubbahnen verwendet wird, an denen der Liegendschichtstoß unter dem Hangenden nach oben bewegt worden ist (B. ENGELS, 1957; 1959, S. 93 ff.; W. SCHWAN, 1958, S. 370). Jüngere und daher überflüssige Synonyma sind Bezeichnungen wie Untergleitung, H. EHRENBERG et al. (1954, S. 101), ferner Aufbruchsstörung, W. SCHWAN (1956, S. 444) – an die Struktur der „Aufbruchsfalte“ gebunden (W. SCHWAN, 1958, S. 367) –, dann der Name „Falten-Abschiebung“, V. JACOBHAGEN (1967, S. 514), welcher – von der Posteriorität abgesehen – auch zufolge der als Ausweitungsform aufgefaßten Abschiebung eine in bezug auf die Genese der Untervorschiebung ungünstige Namensbildung darstellen würde. Einer Verwechslung schließlich liegt die Bezeichnung der Untervorschiebung durch „Unterschiebung“ bei G. ASHGIREI (1963, S. 230) zugrunde. In der älteren alpi-

nen Literatur schließlich tarnen sich Untervorschiebungen häufig unter der Bezeichnung „Abschiebung“ (zuletzt G. LINKE, 1966, S. 1026).

Kalkalpine Beispiele: Die Untervorschiebung ist gerade im Bereich der Nördlichen Kalkalpen, wie C. W. KOCKEL (1957, S. 66) im Titel seiner Arbeit zu diesem Thema formulierte, tatsächlich „eine vernachlässigte tektonische Form“, so daß in der Literatur nur wenige Beispiele für Untervorschiebungen aus diesem Raum vorliegen, von denen noch dazu der Großteil Mißinterpretationen darstellt. Unter den zu Recht hervorgehobenen derartigen Strukturformen sei die Untervorschiebung des Hauptdolomites gegenüber dem auflagernden Cenoman am Mühlberg östlich Ettal in den Ammergauern Alpen erwähnt, da sie das erste, von C. W. KOCKEL et al. (1931, S. 161; Prof.-Taf. Prof. 6; wiedergezeichnet 1957, S. 67, Abb. 2) unter der Bezeichnung Untervorschiebung aus den Kalkalpen bekannt gemachte Beispiel darstellt. Alle weiteren Beispiele der letztgenannten Arbeit aber, die C. W. KOCKEL im Zuge der Umdeutung der Kalkalpen auf gebundene Tektonik vorgebracht hat, sind Mißinterpretationen – so etwa aus dieser Arbeit Abb. 3, auf der der Grieskopf südlich Kaisers in den Lechtaler Alpen ein steiles Faltensystem darstellt, Abb. 4 aus der Luitpoldzone nördlich vom Hochvogel in den Allgäuer Alpen, die bei der mit Untervorschiebung markierten Grenze nur eine überkippte Deckengrenze zwischen Allgäu- und Lechtaldecke zeigt, Abb. 5, die im Hornbachtal südlich des Hochvogelmassivs wiederum nur die Jungserie der Allgäudecke unter der Lechtaldeckenüberschiebung in unzutreffender Deutung als Beutelmulde mit Untervorschiebung erkennen läßt – Revision A. TOLLMANN (1971 b, Abb. 1, 12, 15). Ähnlich bleibt auch bei dem von V. JACOBHAGEN (1967, Abb. 3, S. 516) angeführten Beispiel vom Profil nördlich der Braunarlspitze in Vorarlberg nur die mittlere seiner drei Untervorschiebungen nach der Auflösung der Serie in eine Folge von Schuppen (A. TOLLMANN, 1971 b, S. 326) als Untervorschiebung bestehen (Abb. 43). K. KOCH (1966, S. 628, Abb. 7) berichtete von lokalen

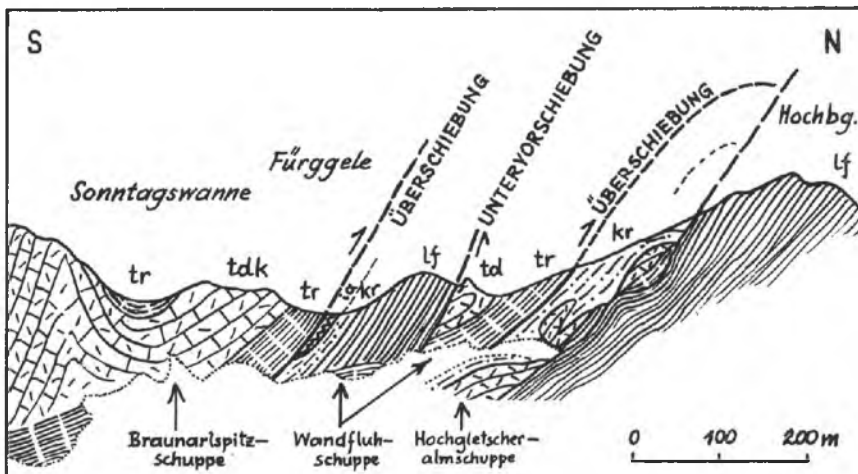


Abb. 43: Die Untervorschiebung im Furggele-Profil (M. SCHIDLÓWSKI, 1961, S. 429, Abb. 3) nördlich der Braunarlspitze in den Vorarlberger Kalkalpen.

Untervorschiebungen des Hauptdolomites der Peischelwand-Mulde im Bereich nördlich der Krabachjochscholle in den Lechtaler Alpen.

Untervorschiebungen sind in den Nördlichen Kalkalpen aber durchaus nicht so selten und unbedeutend, wie man aus der spärlichen und in vielen Fällen noch dazu nicht zutreffenden Erwähnung kleiner Strukturen vermuten könnte. Sie sind vielmehr in oft kilometerlangen, kräftigen Bewegungsflächen innerhalb der südlichen, aufrechten Faltenschenkel, lang in gleichartiger Position hinziehend, vorhanden, indem sie hierbei den Nordflügel der südlich anschließenden Jungschichtenmulde mehr oder weniger kräftig reduzieren. Sie waren aber bisher einfach unter der Bezeichnung „Abschiebungen“ erwähnt und vielfach auch diesem Namen entsprechend als bruchtektonische Zerrungserscheinung aus einer der Faltung nachfolgenden tertiären Phase gewertet worden (W. ZEIL, 1962, S. 365). Erst G. LINKE (1966, S. 1026) kam auf Grund des Studiums der Längsstörung zwischen Eschelaine-Oberauer Antiklinale und der sie im Süden unter Einschaltung kleinerer Verfaltungen begleitenden Lahnenwiesmulde NW von Garmisch-Partenkirchen zufolge der Beobachtung über Anpressungsphänomene wie Spezialfaltung an der Störungsfläche und Übergang der Bewegungsfläche an den Enden in diagonale, durch Kompression entstandene Blattverschiebungsstäbe zur zutreffenden Wertung als Einengungsstruktur, auch wenn noch der Name Abschiebung für diese Untervorschiebung beibehalten worden war.

Die großen Untervorschiebungen der Kalkalpen dieser Art sind im allgemeinen durch ihre steile bis sehr steile, ja gelegentlich überkippte Lagerung ausgezeichnet. Genetisch gehören sie trotz der Steilheit zum Typus „Untervorschiebung“. Folgende Beispiele seien genannt: 1. **Herrentisch-Untervorschiebung** könnte man die am Südrand vom Herrentisch längs verlaufende Nordrandstörung der zuvor erwähnten Lahnenwiesmulde in den Ammergauer Alpen nennen, die in einer Länge von 9 km verfolgt werden kann und durch welche die nördlich vorgelagerte Hauptdolomit-Antiklinale Herrentisch-Zunderkopf steil aufgepreßt erscheint (Abb. 44). 2. Grundsätzlich in die gleiche Reihe gehört auch die **Rotwand-Störung**, die westlich des Walchensees in Oberbayern die Rotwand-Antiklinale im Süden begleitet und gegenüber der südlich folgenden Walchensee-Mulde emporpreßt. Die 5 km lange Aufpressungslinie setzt, um 3 km am Kesselbergblatt gegen NE versetzt, nördlich des Walchensees fort, hier den Nordrand der Sachsenbacher Mulde abschneidend. An der Rotwand-Störung wird der nördlich gelegene Antiklinalkern um 300 m aufgepreßt; sie ist als messerscharfe, von verfestigtem Mylonit begleitete Bewegungsfläche abgeschlossen (J. NIEDERMAYER, 1936, S. 486). Sie fällt allerdings mit senkrechten Rutschstreifen versehen steil, und zwar überkippt gelagert, nach Norden ein, so daß hier streng genommen eigentlich nicht mehr der Name Untervorschiebung angewendet werden dürfte. 3. Auch die **Marmorgraben-Störung** begleitet die Karwendelmulde vom Isartal bis zum Fermersbach südlich der Sojern-Spitze, also in einer Länge von 6 km (Lage aller drei genannten Störungen auf der tektonischen Übersichtskarte, Bl. 4 vom Verfasser 1970 a, Taf. 2, ersichtlich). Auch sie hebt steil gegen Norden (Westteil) oder gegen Süden (Ostteil) aus. Der Hauptdolomit des Nordflügels ist unter dem Muldeninhalt steilstehend (W) bis flach lagernd (E) herausgepreßt und hat dabei in wechselndem Ausmaß Plattenkalk, Kössener Schichten und Jura des Nordflügels der Mittenwalder Karwendelmulde unterdrückt (F. TRUSHEIM,

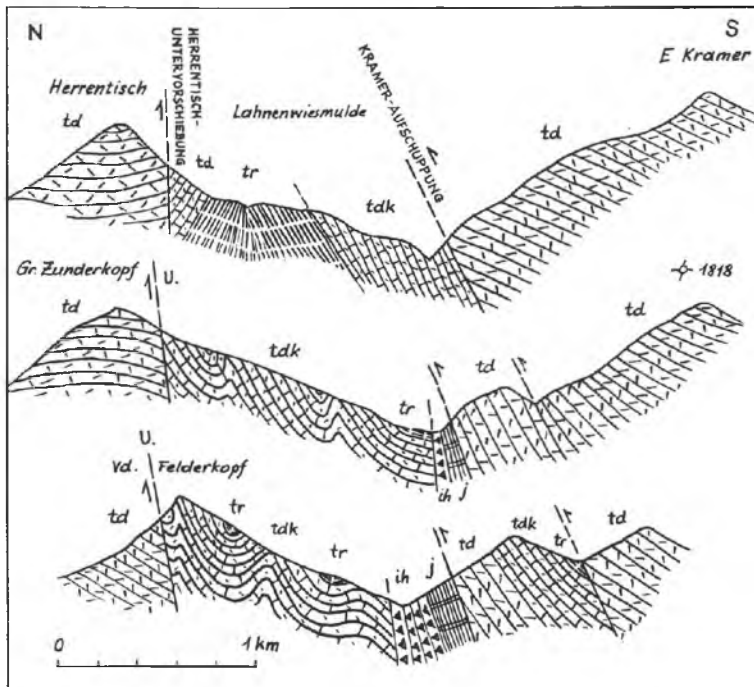


Abb. 44: Die Herrentisch-Untervorschiebung nördlich der Lahnenwiesmulde in den Ammergauer Alpen nach G. LINKE, 1963, Prof.-Taf.

1930, S. 56 ff., Prof. 1–3; R. ULRICH, 1960, S. 121 f.; H. JERZ & R. ULRICH, 1966, Profiltaf.). 4. Weitere Beispiele lassen sich etwa an der Aufschleifung des Heckenbachsattels SE Kochelsee (G. MÜLLER-DEILE, 1940, S. 56; Prof.-Taf.), ferner am Nordrand der Kaisergebirgsmulde und auch noch weiter im Osten finden. Über den Verdacht, daß etliche große Übergleitungsflächen am Osterhorn-Tirolikum-Nordrand ebenfalls Untervorschiebungen sein könnten, wird im anschließenden Kapitel berichtet.

i) Vorschiebung, Übergleitung (surglissement*; overslide*)

Definition und Erläuterung: Unter Vorschiebung (Übergleitung) versteht man jene Art der Überschiebung, bei der die jüngeren Schichten oder Hangendteile ein und derselben Einheit (z. B. Decke, Scholle) an einem als Gleitmittel dienenden Bewegungshorizont vorgeschoben werden oder vorgleiten. Vorschiebungen an Übergleitungsflächen entwickeln sich besonders in inhomogenen Gesteinsserien, bei denen Schieferlagen in grobbankigen Hartgesteinen eingeschaltet sind. Der Betrag von Vorschiebungen kann vom kleinsten Ausmaß bis zu vielen Kilometern ausmachen, nur ist er im allgemeinen schwer erfassbar, ja die Existenz auch von namhaften Vorschiebungen wird häufig übersehen.

Kennzeichen von Verschiebungen sind zunächst intensive tektonische Beanspruchung entlang der Übergleitungsfläche bzw. in dem durch die Übergleitung eingegengten Teil, die sich in einer intensiven Zerknitterung feinschichtiger, gut faltbarer Gesteine äußert (Beispiel: Oberalmerschicht-Knitterung am Faistenauer Schafberg im Osterhorn-Tirolikum (B. PLÖCHINGER, 1964, Abb. 2) oder sich durch Mylonitisierung der betroffenen Gesteinsstreifen entlang des tektonischen Kontaktes zu erkennen gibt (G. ASHGIREI, 1963, S. 254; Abb. 103, S. 153). Deutlicher noch äußern sich kräftige Verschiebungen durch die tektonische Unterdrückung von ein oder mehreren Schichtgliedern entlang der Bewegungsfläche, wobei allerdings meist nur aus der regionalen geologischen Situation heraus die Entscheidung gefällt werden kann, daß es sich nicht um primäre, tektonisch überarbeitete Schichtlücken handelt. Tektonisch diskordante Lagerung der Hangendscholle ist ein wesentliches Merkmal in dieser Hinsicht.

Eine ausgezeichnete „Markierung“ über Verschiebungsflächen ist dann vorhanden, wenn im hinteren Teil einer Deckenüberschiebung fremde, exotische Schürflingsmassen an schrägen Schuppungen in den Deckenkörper eingeschleppt werden und dann bei der Passage an Übergleitungsflächen sogleich schichtparallel entlang dieser Bewegungshorizonte mitgeschleppt werden. Hierdurch werden die Übergleitungsflächen sowie das Ausmaß der daran stattgehabten Bewegung sichtbar gemacht, gleich wie man durch radioaktive Isotopen den Weg chemischer Stoffe in der lebenden Zelle oder im Organismus verfolgen kann. M. RICHTER (1958, S. 319, Abb. 6) hat diesen Fall am Beispiel der Arosa Schürflinge, eingeschuppt aus Aufbruchszonen (vgl. S. 269) an Schichtflächen des durch Gips sehr teilbeweglichen Karn im Rhätikon erläutert (Abb. 45).

Auftreten von Verschiebungen: In kleinem Ausmaße scheint ein Übergleiten von Schicht über Schicht in den Schenkeln jeder in schichtigem Gestein angelegten Falte. Bei der progressiven Überschiebung (siehe S. 97) ist der Verschiebungs-

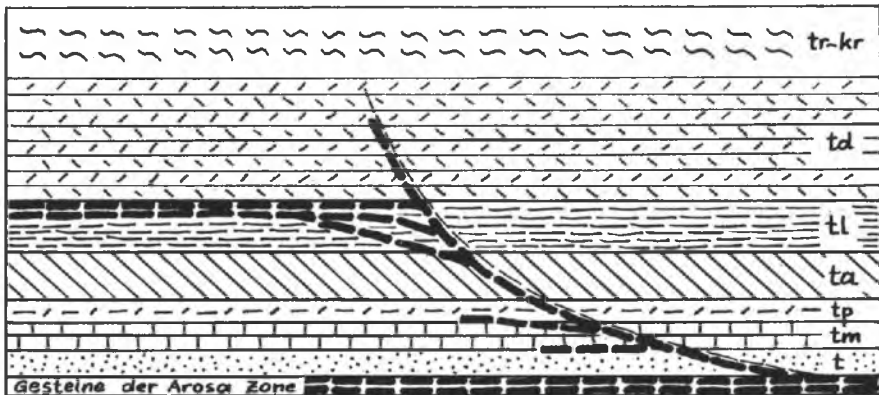


Abb. 45: Schematisches Profil der Überschiebungsflächen im gipsführenden Karn des Rhätikon, durch die an schräg aufsteigenden Schuppenbahnen eingeschleppten und dann entlang der Verschiebungsflächen weiterbewegten exotischen Arosa-Schürflinge sichtbar geworden. Nach M. RICHTER, 1958, Abb. 6.

RICHTER, 1958, Abb. 6.

betrag ebenfalls in kleine Teilbeträge an einer Reihe von gut teilbeweglichen Fugen aufgeteilt. Im großen findet man Verschiebung sowohl in Oberflächendecken mit sich frei entwickelnder Tektonik als auch besonders in Schleppdecken, die durch Mitnehmen unter einem Walzschlitten infolge der Hangendreibung vom Hangenden her vorwärtsbewegt werden (H. BECKER, 1939, S. 52). Klare eigenständige Teilbewegungen der Decken an bedeutenden Übergleitungsflächen führen zur Oberstockvorgleitung (siehe S. 276), einer besonderen Art der Stockwerktektonik (vgl. S. 274).

Strukturformen, die sich aus großräumigen Übergleitungen ergeben, können decken-tektonischen oder zumindest schuppenartigen Charakter zeigen: im Falle, daß sie sich nachweislich innerhalb der gleichen großtektonischen Einheit entwickeln, wird man sie mit dem Beiwort „parautochthon“ versehen. So können „parautochthone Fenster“ und „parautochthone Klippen“ entlang von Übergleitungsflächen mit größerer Förderweite entstehen.

Nomenklatorisches und Historisches: Die Erscheinung der Überschiebung von Jüngerem über Älterem innerhalb der gleichen Großeinheit wurde erstmalig von J. E. MARR (1900, S. 461) aus dem englischen Seendistrikt unter der Bezeichnung *lag fault* bzw. *lag* beschrieben (E. B. BAILEY, 1910, S. 593, hat allerdings dann den gleichen Begriff im Sinne von Untervorschiebung abgewandelt). Der deutsche Begriff „Übergleitung“ (Überschiebung höheren Grades) wurde hierfür von W. SCHILLER (1904, S. 146) in der Lischannagruppe im Unterengadin aufgestellt. Der praktisch synonym dazu – und ohne genetische Beurteilung, ob Schub oder Gleitung – verwendete Begriff *Vorschiebung* erscheint diffus erstmalig bei Alb. HEIM (1919, S. 28, Begriffsinhalt; S. 118, Begriff). Seit 1911 werden in den Nördlichen Kalkalpen unter diesen Begriffen Übergleitungserscheinungen beschrieben (E. SPENGLER, 1911, S. 263). Im gleichen Jahr hat A. SPITZ (1911, S. 290 ff.) eine ausführliche und vorzügliche Studie den Übergleitungsflächen und der Art der tektonischen Reduktion an diesen Bewegungsfugen gewidmet und den Vorgang mit dem neuen Namen „Gleitung“ bezeichnet, den er dem auch ihm bekannten Namen „Übergleitung“ SCHILLERS gegenüberstellt, um den Begriff frei von der bei SCHILLER erwähnten Bedingung – Verfrachtung von Jüngerem über Älterem – zu halten. Im übrigen enthält der Begriff „Gleitung“ ebenfalls die Vorstellung von schichtparallelem Verschieben ohne Schichtreduktion durch Zerrung, Walzung oder Ausquetschung. Schichtreduktionen an solchen Gleitungen können hingegen durch verschieden weite Verschiebung von Material an Gleitbrettern erfolgen (vgl. S. 271), die in gefaltetem Gebiet hierdurch verschieden alte Glieder mit entsprechenden Schichtlücken in Kontakt bringen. Der nächste Begriff, der für die gleiche Erscheinung auftritt, ist der von F. HAHN (1914, S. 140) gewählte Ausdruck „Abfaltung“. Die tektonische Reduktion von Schichtkomplexen beim Übergleitungsvorgang wird von F. F. HAHN (1914, S. 124) an dem wahrscheinlich zu Unrecht herangezogenen Beispiel der Lechtaldecke im Benediktenwand-Gebiet (wo C. W. KOCKEL & H. SÄRCHINGER noch 1937, S. 146, eine Oberstock-Vorgleitung am Hauptdolomit angenommen haben) als „Schubverschleifung“ bezeichnet. In neuerer Zeit schließlich wurde durch G. ASHGIREI (1963, S. 253 f.) auch die Bezeichnung „schichtparallele Verschiebung“ statt *Vorschiebung* gebraucht. Vom Begriff „Abscherung“, wie er erstmalig von A. BUXTORF (1908, S. 103) definiert worden ist, unterscheidet sich die Vorgleitung oder Übergleitung durch ihre engere, nur auf die interne Bewegung

innerhalb der gleichen Groseinheit bezogene Fassung, bei der stets Jüngerer über Älterem aufrucht, während unter Abscherung heute entgegen der ursprünglichen Prägung vor allem auch großräumige, Fremdes über Fremdes und dadurch auch Älteres über Jüngerer verfrachtende Vorgänge verstanden werden.

Kalkalpine Beispiele: Die Übergleitungsflächen im Rhätikon und bei Dalaas im Klostertal, an denen Arosa Schürflinge besonders im Gipsniveau des Karn die weiten schichtparallelen Bewegungen anzeigen, wurden bereits zuvor erwähnt und sind besonders durch O. AMPFERER (1936, S. 4) und M. RICHTER (1958 a, S. 319) zur Darstellung gelangt.

Die berühmtesten Beispiele aber liegen am Nordrand des Osterhorntirolikums südlich vom Fuschlsees. Über die seit E. SPENGLER (1911, S. 263) bekannten Übergleitungsflächen im Bereich südlich der das Schafberg-Tirolikum vom Osterhorn-Tirolikum trennenden Wolfgangsee-Störung existiert eine reiche Literatur (W. DEL-NEGRO, 1950, S. 78 f.; R. OSBERGER, 1952, S. 790 f.; E. SPENGLER, 1956, S. 28 etc.). B. PLÖCHINGER (1964 a, S. 47 f.) hat die Grundzüge dieses Übergleitungsflächensystems klar herausgearbeitet (Abb. 46). Es lassen sich zwei Hauptverschiebungen unterscheiden:

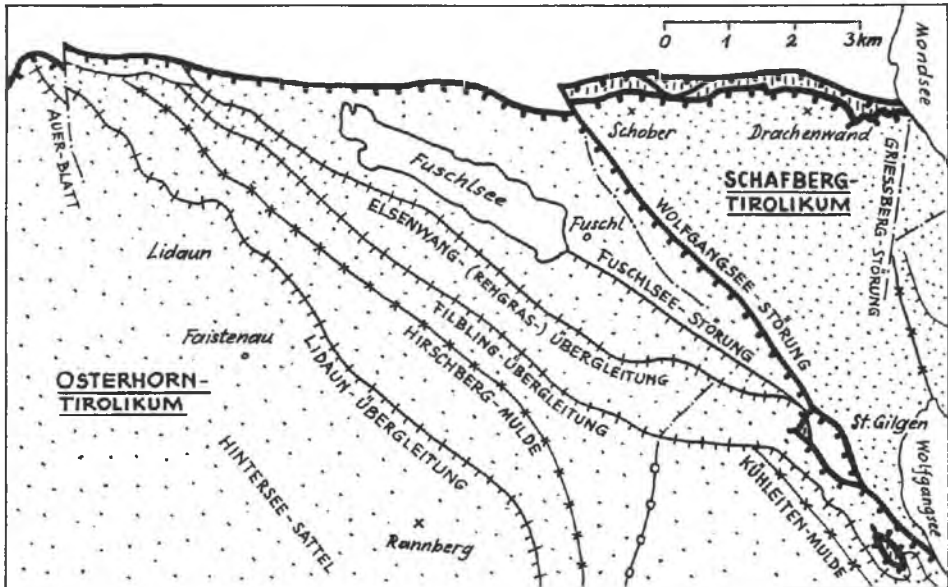


Abb. 46: Übergleitungsflächensystem am Nordrand des Osterhorn-Tirolikums. Ausschnitt aus Taf. 1 bei A. TOLLMANN, 1969 a.

die tiefere, als Elsenwang-Rehgras-Störung bezeichnete Fläche liegt innerhalb der Trias und verschiebt die Obertrias unter tektonischer Reduktion des Karn auf dem Ramsaudolomit-Untergrund. Die höhere hat sich durch Ablösung der Juraplatte gebildet und tritt am Südrand des Hirschbergzuges als Lidaun-Übergleitungsfläche, am Nordrand als Filbingstörung (B. PLÖCHINGER, 1964 a, S. 47; ident mit dem West-

teil der einst von E. SPENGLER, 1911, S. 263, als Neßnerschartenstörung bezeichneten Bewegungsfläche) zutage. Die Störungen werden von allen Autoren bis heute (A. TOLLMANN, 1969 a, S. 136) als echte Übergleitungsflächen betrachtet. Durch Vergleiche mit den zuvor beschriebenen großen Untervorschiebungen der westlichen Kalkalpen (S. 90) liegt es aber nahe, auch diese Flächen, die ja Bewegungsniveaus im normalen Schenkel einer Falte gegen Hangend hin mit Unterdrückung der an die Störung angrenzenden Schichtglieder darstellen, als Untervorschiebungen zu betrachten. Hier kann die noch ausstehende kleintektonische Prüfung des Bewegungssinnes an den Gleitflächen unschwer die Entscheidung zwischen Untervorschiebung und Übergleitung bringen.

Von der südöstlichen Fortsetzung der Zone hat W. LEISCHNER (1961, S. 201, Abb. 2) eine Übergleitung der Barmsteinkalkmasse am Bleckwand-Nordosthang im Osterhorn-Tirolikum südlich des Wolfgangsees über die dabei eng gefalteten und zum Teil mylonitisierten Oberalmerschichten aufgezeigt (Abb. 47). Aus dem Inneren des Osterhorn-

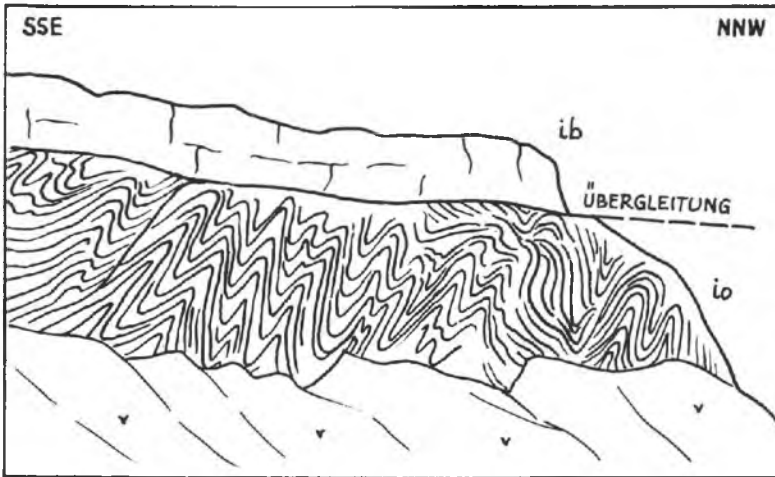


Abb. 47: Übergleitungsfläche zwischen Barmsteinkalk (ib) und Oberalmerschichten (io) am Nordosthang der Bleckwand im Osterhorn-Tirolikum südlich des Wolfgangsees nach W. LEISCHNER, 1961, S. 201, Abb. 2.

gebirges sowie von der Kammerkehr-Sonntagshorngruppe bei Unken schließlich führt W. VORTISCH besonders seit 1937 in zahllosen Arbeiten, aber ohne zureichende kartennmäßige Belege, schichtparallele Bewegungen an Übergleitungsflächen im Jura in großer Zahl an. Da aber gerade im Jura der Osterhorngruppe Schichtwiederholungen in großem Umfang durch Eingleitung während der Sedimentation zustande gekommen sind (M. SCHLAGER, 1960), dieser Umstand aber in der Darstellung von W. VORTISCH (vgl. 1963, S. 365) nicht berücksichtigt worden ist, sind die verbleibenden „schichtparallelen Übergleitungen“ der letztgenannten Region erst nach Revision des Gesamtkomplexes in die Reihe unserer Beispiele aufzunehmen.

j) Progressive Überschiebung (charriage progressif*; progressiv thrust*)

Als progressive Überschiebung wird durch H. BECKER (1939, S. 59) ein Bewegungsmodus bezeichnet, durch welchen eine beträchtliche Förderweite einer Schubmasse durch eine Reihe von kleineren, sich summierenden Einzelverschiebungen zustande kommt. Als Typusbeispiel ist die Überschiebung im Ordovicium von Albany im Staate New York angegeben.

Abgewandelt sind auch die Bewegungen, die zu der als „Foothills-structure“ (V. ZIEGLER, 1917, S. 715 ff.) bezeichneten Stockwerktektonik in den Foothills der Rocky Mountains führten, als progressive bzw. nach Überschreiten der Maximaltransportweite wiederum als regressive Überschiebungen zu bezeichnen. D. ROEDER (1967, S. 177 ff.) hat ja diese foothills-structure jüngst näher beschrieben: Während das Oberstockwerk nur eine Einengung in Transportrichtung erfährt, tritt im unteren Stockwerk der schichtparallele Transport bei sich ganz allmählich mehr und mehr flachlagernder Struktur auf, bei Umstellung der Einengungszone der Oberfläche mit vertikalen Achsenebenen und stehenden Falten auf die Transportzone der Tiefe mit flachlagernden vergenteten, ausgewalzten Falten (l. c. Abb. 73, S. 193). Gegen die Stirn der durch eine listrische, schaufelförmig aufsteigende Überschiebungsfläche gegen unten begrenzten Schubmasse kommt es schließlich zu einem Auslaufen der Verschiebung, Schubplatte (plaque chevauchante; thrust plate) und Untergrund hängen dort zusammen. Der im Haupttransportabschnitt bedeutende, in der angeführten Region und in dem strukturmäßig damit sehr gut vergleichbaren Raum der Ardennen (H. BREDDIN, 1965, S. 220, Abb. 4: Schema) nach Kilometern bis Zehnerkilometern messende Überschiebungsbetrag vergrößert bzw. verkleinert sich ebenso an den inneren Deformationen der Schubplatten, den Parallelzerschörungen und Faltenauslängungen bzw. anderen Typen von Materialverlagerungen.

In den Nördlichen Kalkalpen spielen progressive Überschiebungen gegenüber den distinkten Überschiebungsbahnen sicher eine unbedeutende Rolle. Man hat als Einwand gegen den Deckenbau in den westlichen Kalkalpen in Anlehnung an E. KRAUS (1949, S. 38) den Denkversuch unternommen, die Deckenbahnen in eine Vielzahl kleinerer Bewegungsscharen zwischen den Schichtflächen oder in plastische Gesteinszonen zu verlegen, um so aus der Summierung der Teilbewegungen die namhafte Deckenverfrachtung abzuleiten. So sehr aber die Existenz interner Bewegungen entlang von Schichtflächen in jedem alpinotyp geformten Gebirge zu betonen ist, so sehr ist andererseits gerade am Beispiel des Deckenbaues der westlichen Nordkalkalpen abzulesen, daß dieser Mechanismus nicht zur Deckenbildung führt, da damit nicht etwa die 23 km weit aufgeschlossene Überschiebung der Lechtal- über die Allgäu- decke im Meridian des Hornbach-Halbfensters als eine Überschiebung in der regional Älteres über Jüngeres (Fensteraufschlüsse) und noch dazu an distinkter, scharfer, die inneren Faltenstrukturen der Deckenkörper abschneidender Basisfläche erklärt werden kann (A. TOLLMANN, 1971 b, S. 355). Der Vorgang der Teilbewegung einer Serie an einer Vielzahl von Einzelflächen fast parallel zu den Schichtfugen wird an Beispielen aus den Lechtaler Alpen von E. KRAUS (1949, S. 38) als „Fastfugengleitung“ bezeichnet und entspricht gut dem Begriff der progressiven Überschiebung.

k) Treppenüberschiebung (charriage en gradin, H. & G. TERMIER, 1963, S. 99; diverticulation)

Den Begriff „Treppenüberschiebung“ hat H. BECKER (1933, S. 629, 632) für jene eigenartige Form der gestaffelten Überschiebung eingeführt, die, aus einer weitergeführten Treppenfaltung (vgl. S. 261) hervorgehend, zu einer tektonischen Umschichtung einer Sedimentgesteinsfolge führt, durch welche als Ergebnis eine Serie von Bewegungskörpern mit aufrechter Lagerung derart übereinanderfolgt, daß die jüngsten Partien im Liegenden, die ältesten Teile im Hangenden aufscheinen, etwa nach dem Schema: unten – 789/456/123 – oben. Da dieses später als „Divertikulation“ bezeichnete Phänomen besonders im Stirngebiet großer Deckenkomplexe auftritt, wird es in seiner Eigenart und Bedingtheit im Kapitel über Stirnausgestaltung auf S. 201 ff. besprochen werden.

l) Rücküberschiebung und Rückfaltung (rétrocharriage et déversement à rebours; back-thrusting and back-folding)

Erläuterung: Unter Rücküberschiebung und Rückfaltung versteht man entsprechende Bewegungen von Schuppen, Falten, Decken oder auch Deckensystemen entgegen der allgemeinen, im Orogen herrschenden, gegen das Vorland, gegen außen gerichteten Bewegung. Die Bewegung kann gleichzeitig mit dem Hauptprägungsakt des Gebirges erfolgt sein, oder sie kann – wie in der Mehrzahl der Fälle – einer späteren weiteren Einengung und Pressung ihre Entstehung verdanken.

Genese: F. ROESLI (1967, S. 63) hat Rückfaltung und Rücküberschiebung durch eine Art Schaukelbewegung zu begründen versucht, die analog jener sei, welche in Gewässern auftritt, wenn die sie in eine Richtung treibende, gerichtete (dort durch Luftströmung verursachte) Bewegungskraft aufhört. Das dort als Vorgang des „Seichens“ bezeichnete Phänomen ist aber nach eigener Auffassung keineswegs einfach auf das orogene Geschehen zu übertragen. In allen gut überblickbaren Fällen der Ostalpen z. B. ist bedeutende Rückfaltung und Rücküberschiebung hingegen besonders dort wahrnehmbar, wo nach den ersten großen Deckenschüben der mittleren und höheren Kreide eine oberstkretazische Reliefbildung, Umdatation und – in Sedimenten dieser Zeit nachweisbar – kräftige Abtragung geherrscht hat und dann bei der tertiären Einengung ein Ausweichen der Schollen gegen eben diesen freien Raum, teils nach Norden, teils aber auch nach Süden entgegen der Gesamtvergenz möglich gewesen war. So wird Rückfaltung im Großen und Kleinen als Ausweichmanöver des Materials an Schwächezonen in die freie Richtung gesehen, besonders klar in späterer Phase bei Umgestaltung der Bedingungen, grundsätzlich aber auch in der ersten Hauptbewegungsphase bei entsprechenden lokalen Ausweichmöglichkeiten.

Historische Daten: Den Begriff Rückfaltung führt E. SUSS (1885, S. 181) anhand zahlreicher Beispiele bereits im „Antlitz der Erde“ ein, aus den Kalkalpen hierfür Rhätikon und Hohe Wand als ausgeprägte Typen auswählend. E. ARGAND hat am eindringlichsten auf die Bedeutung der Rückfaltung in den Westalpen hingewiesen.

Berühmte Beispiele für großräumige Rückfaltung und Rücküberschiebung

im alpinen Raum liefern die Westalpen, auch die Karpaten, wo es bei der Rücküberschiebung ganzer Deckensysteme zur Bildung sogenannter „Fächer“ kommt: das System des Briançonnais der Westalpen ist namentlich im Sektor südlich von Briançon über das sich gleichsam in den Rücken einbohrende Piemontais überschoben; die Mischabel-Rückausstülpung der St. Bernhard-Decke des Schweizer Pennins bildet ein klassisches Beispiel für Rückfaltung; die noch diskutierte erneute Deutung der Schamserdecken als aus der Splügener Mulde rückgefaltetes, mit der Klippendecke des Rhätikon (Falknisdecke) aber wiederum ganz weit nach Norden vorgeschlepptes Mittelpennin durch V. STREIFF (1962, Abb. 2–5) würde die gewaltigste Rückfaltung über eine Wegstrecke von über 60 km bedeuten; Rückfaltung und Rückschuppung großen Stiles wird auch für die Einheiten im Hangenden der Ortlerzone, für die südlichen Schuppen und Decken der Engadiner Dolomiten, von einer Reihe von Autoren verantwortlich gemacht (vgl. Ausführungen des Autors hierüber 1963 a, S. 76 mit Literaturzitate). Die Rückfaltung im Zentralteil der Ostalpen am Südrand des Tauernfensters ist gering. In den Westkarpaten sind der Magura-Fächer an der Grenze zwischen Flyschkarpaten und zentralen Westkarpaten sowie der Vernarfächer im Inneren, und zwar am Westrand der Gemeriden eindrucksvolle Beispiele für Rückfaltung (D. ANDRUSOV, 1968, S. 114).

Kalkalpine Beispiele für Rückschuppungen und Rücküberschiebungen sind zahllos. Sie sind zwar nicht in dem eben zuvor genannten großräumigen Typus der Fächerbildung entwickelt, sie sind aber namentlich als entgegen der allgemeinen Bewegungsrichtung angeordnete Stauchungserscheinungen aus der Zeit des nachgosauischen, wohl endeoziänen Nachschubes des gesamten Kalkalpenkörpers über weitere, damals in das Gebirgssystem einbezogene alpine Randzonen zu werten. Eine Förderung der Bildung von Ausweichstrukturen entgegen der allgemeinen Bewegungsrichtung ist zu dieser Zeit im großen und im einzelnen durch die zuvor schon kräftig wirkende Erosion erfolgt, die die Kalkalpen als Ganzes von ihrer Wurzelzone getrennt hatte, so daß sie nur mehr vermittels der mittelostalpinen – bzw. ganz allgemein der zentralalpinen – Trägerdecke weiterbewegt werden konnte. Daß hierdurch Rücküberschiebungen besonders im Saum am Kalkalpensüdrand, wo die Druckübertragung von der Trägerdecke zum auflagernden, erosiv im Süden abgeschnittenen Südrand der kalkalpinen Platte erfolgte, auftreten, versteht sich von selbst, da sich ja hier die „Kampfzone“ zwischen dem gegen hinten übertragenen flächenmäßig angreifenden basalen Reibungswiderstand und dem nachdrängenden zentralalpinen Körper ausbilden mußte (A. TOLLMANN, 1963 a, S. 197 f.).

Die Beispiele aus der südrandnahen Zone der Kalkalpen sind mannigfaltig. Durch Gosaucinklemmungen ist ihr nachgosauisches Alter erweisbar. „Die Überschiebungen benützten im allgemeinen durch vorgosauische Bewegungen vorgezeichnete Bahnen, ohne sich jedoch streng an diese zu halten. Es werden mit Vorliebe solche Bahnen benützt, bei welchen Haselgebirge der Unterlage aufliegt“, bemerkte E. SPENGLER schon 1919, S. 64 ff. Ein Beispiel für eine derartige Überschiebungsbahn wurde von der Schneeberg-Südseite schon auf Abb. 20 gegeben. Gegen Westen hin setzt sich die Reihe dieser Südrand-Überschiebungen mit dem spektakulären Beispiel der Schnealpen-Rücküberschiebung fort, wo die Mürzalpendecke im Bereich der alten, vorgosauischen, nordvergenten basalen Schubfläche in nachgosauischer Zeit mindestens

3 km weit gegen Süden rückbewegt worden ist. Der 1966/68 angelegte, SW-NE orientierte Schneeanstollen der Ersten Wiener Hochquellenleitung traf Gosaukonglomerate bis zu fast 4 km weit vom südwestlichen Stollenende unter der Masse der Schneeanstolle samt auflagernder Rauhenstein-Deckscholle in den basalen Werfener Schichten schichtparallel eingeschleift an (F. BAUER, 1969, geol. Prof. Taf. 1). Wie weit Gosau noch bergwärts reicht, ist unbekannt, da dann der Stollen die Werfener Schichtzone verläßt und die weiteren 6 km in der mitteltriadischen Kalk-Dolomit-Masse verläuft. Die Gosaubrekzie kann nur vom Südrand der Kalkalpen bezogen werden, da die nach Norden gerichtete Hauptüberschiebung der Mürzalpendecke vor Ablagerung der Gosau erfolgte, wie die im Halltal streckenweise gemeinsam über Stirn und Untergrund des Deckennordrandes transgredierende Gosau beweist.

In die Reihe der Beispiele der südrandnahen Zone gehört als nächstes beim Fortschreiten gegen Westen die S(W)-vergente Tonion-Aufschuppung in den Mürzaler Alpen, an der wiederum Gosau eingeklemmt ist (H. P. CORNELIUS, 1939, S. 138 f., Taf. 2, Prof. 4), oder die in der gleichen Einheit, der Mürzalpendecke, gelegene, mindestens 1 km weite südvergente Schuppung im Hochschwabstock, die im Süden die Sackwiesenschuppe abgliederte (E. SPENGLER, 1922, S. 160, Prof. 3, S. 157).

In der Südrand-Schuppenzone von Admont und von St. Martin-Werfen stecken neben den großen nordvergent bewegten Überschiebungsbahnen der höheren Einheiten vor allem zahlreiche südvergente, zum Teil über weite Strecken verfolgbare, einige Kilometer breite Schuppungen (vgl. A. TOLLMANN, 1969 a, S. 137 ff., Taf. 1), die aber fast nirgends durch Gosaucinklemmungen erfaßt oder näher datiert werden können. Nur die fossilführende, südvergent eingeklemmte Gosau unter den Südwänden der Scheichenspitzen-Gruppe des Dachsteinmassivs bildet hier direkten Beleg (F. KÜMEL, in: O. GANSS et al., 1954, S. 43). Die Existenz einer großen südvergenten Überschiebung am Oberrand der Werfener Schuppenzone aber, die einst F. TRAUTH (1916, S. 84) unter der Bezeichnung „Hochgebirgsüberschiebung“ kreierte und der noch E. SPENGLER (1956, S. 14) im Profil des Blühnbachtales 9 km südvergente Schubweite zugebilligt hatte, ist nach W. HEISSEL (1955, S. 198) und A. TOLLMANN (1969 a, S. 138) allerdings nicht gegeben. Gegen Westen hin lassen sich in der Südrandzone der Kalkalpen die südvergenten Rückschuppungen nach E. SPENGLER (1951 a, S. 382) bis zur Davenna-Gruppe verfolgen.

Aus dem mittleren Längsstreifen der Kalkalpen seien drei markante Beispiele erwähnt. In neuerer Zeit wurde die seit E. SPENGLER (1914, S. 284) vermutete Nordrand-Rücküberschiebung der Gosau des klassischen Gosaubeckens durch U. WILLE-J. (1966, S. 160; Taf. 11, Prof. 1) bestätigt: in tertiärer Zeit kam es zur weiteren Gesamteinengung der Kalkalpen, bei der dieses Becken sowohl von Süden her durch die Zwieselalm-Überschiebung als auch von Norden her durch die erwähnte Rücküberschiebung beiderseits eingeklemmt wurde. Die Trias der Traunwandalpe südlich des Gamsfeldes in Oberösterreich ist 70° steil über das umgefaltete Gosaugrundkonglomerat gegen SE rückbewegt.

Ein weiteres eindrucksvolles Beispiel für Rücküberschiebung bildet der Südrand der Kaisergebirgsscholle. Wie auch immer die Herkunft dieser Scholle, die aller Wahrscheinlichkeit nach eine ausgeschobene Masse des Untergrundes und nicht eine fernher verfrachtete Einheit bildet, gedeutet werden mag, an ihrem Südrand ist

eine bedeutende nachgosauische Südbewegung auf jeden Fall einerseits durch die südvergent überkippte Antiklinale im Muschelkalk der Regalspitze, andererseits durch die bis zu 1,5 km weit vorgelagerte Deckscholle im Treffauer Kaiser und westlich davon erweisbar. E. SPENGLER hat sogar eine 4 km weite südvergente Aufschiebung des Kaisergebirges vermutet. Eine Zusammenfassung über die Fakten und Deutungen der Kaisergebirgsscholle ist zuletzt unter Anführung der älteren Literatur vom Verfasser (1969 a, S. 146 ff.) gegeben worden.

Eine besonders eindrucksvolle Rücküberschiebung der mittleren Längszone der Kalkalpen liegt ferner in der Ausprägung am Südrand der Wettersteingebirgsscholle vor. H. MILLER (1963, S. 313) konnte ja zufolge der beobachtbaren südvergenten klein- und großtektonischen Strukturen an der Überschiebungsfläche gegen die Puitental-Jungschichtenzone am Südrand des Wettersteingebirges hin feststellen, daß die Überschiebung dieser Masse gegen Süden und nicht gegen Westen erfolgt ist. 1,3 km beträgt der südgerichtete Mindestförderbetrag, der am Westrand beim Ausheben der Wettersteinmasse sichtbar wird (Abb. 48).

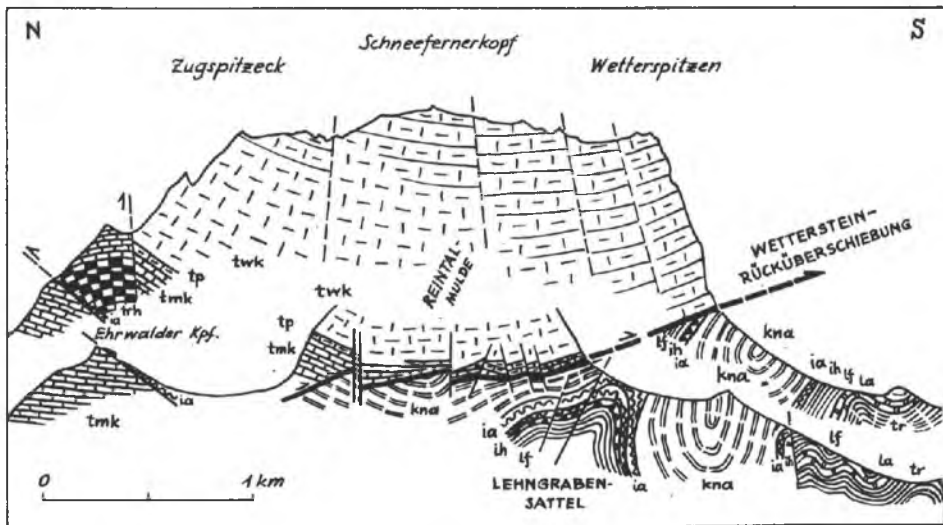


Abb. 48: Die südvergente Rücküberschiebung der Wetterstein-Gebirgsmasse nach H. MILLER, 1963, Taf. 33, Prof. 4-5.

Verstärkte Pressung in jüngerer Phase, verbunden mit Steilstellung und steiler Rückschuppung findet man dann wiederum besonders in der Stirnregion der kalkalpinen Schubmasse. Als ein Beispiel hierfür sei nur das durch C. W. KOCKEL et al. (1931, S. 197, Prof.-Taf. Prof. 3-21) beschriebene Rückwärtsumschlagen der Zone nördlich des „Großen Muldenzuges“ im Ammergebirge zitiert, wo im Kälberalp-Decksattel Elemente der Allgäudecke steil bis rückwärts gerichtet durch die Lechtaldecke durchbrechen und diese fast rückwärts gerichtet einwickeln – neu bearbeitet von Ch. KUHNERT im Rahmen des Blattes Linderhof (1967, Prof. 1-2 der Prof.-Taf.).

Unter den kalkalpinen Beispielen von Rückfaltung bietet wohl jenes der Hohen Wand am Ostrand der Kalkhochalpen das anschaulichste, seit fast einhalb Jahrhunderten bekannte Beispiel (E. KRISTAN, 1958, Taf. 23, Fig. 5-9; B. PLÖCHINGER, 1967, Taf. 4).

2. Tektonische Schollen und Späne an der Überschiebungsfläche (copeaux, lambeaux de poussée; dislodged slices)

a) Allgemeine Anmerkungen

Die meisten Deckengrenzen zeigen einen distinkten Verlauf an klarer Linie zwischen zwei großtektonischen Einheiten: sei es, daß die überschobene Masse mit scharfer Unterkante auf einem Gleithorizont transportiert wurde, sei es, daß sie an einer basalen Amputation glatt abgeschnitten ist. Ja, in der neueren französischen Literatur wird sogar vielfach Klage geführt, daß man nur sehr selten oder zu selten die zu erwartenden tektonischen Schollen und Späne antrifft, die durch die Reibung zwischen Decke und Untergrund entlang der Überschiebungsfläche zu erwarten wären.

Nun, in den Nördlichen Kalkalpen gibt es Beispiele genug, wo die verschiedensten Typen von tektonischen Klemmschollen an den Bewegungsfugen der Decken aufscheinen. Es ist ein vielfältiges, der Entstehung, Struktur und Größenordnung nach durchaus verschiedenartiges Inventar von tektonischen Spänen, das uns entlang der Deckengrenzen entgegentritt. Mit einem genetisch unbelasteten Überbegriff werden solche tektonischen Fremdelemente entlang der Bewegungsflächen unter Bezeichnungen wie Schubschollen, tektonische Schollen, tektonische Späne, Schubfetzen, Schubspäne, exotische Blöcke zusammengefaßt. Die französische Bezeichnung „copeaux“ oder der auf F.-L. CORNET (1873, S. 217) zurückgehende Begriff „lambeaux de poussée“ wird heute ebenfalls als solcher genetisch unbelasteter Überbegriff verwendet. Innerhalb dieses Dachbegriffes können folgende Grundtypen verschiedener Entstehungsweise unterschieden werden, die im folgenden des näheren behandelt werden sollen: Tektonische Moränen – sie stellen den Typus großer, zwischen zwei Haupteinheiten zerriebener, bisweilen bis in ein „tektonisches Chaos“ umgestalteter Zwischengruppen, Mittelschenkel oder anderer größerer Elemente dar; Schürflinge als dem tektonischen Untergrund entnommene und mitgeschleppte Späne; Spurschollen als von der Decke selbst abgesplitterte Schollen, die auf der Schubbahn zurückgeblieben sind; Reibungsbrekzien und Mylonite sowie Diaphthorite im Kristallin kennzeichnen schließlich vielfach als feinerklastische tektonische Bildungen die angrenzenden Partien von Decke und Untergrund entlang der Schubbahn.

b) Tektonische Moränen (moraines tectoniques; tectonic moraines, mélange)

Definition: Als tektonische Moräne wird ein tektonisch hochgradig zu einem Schollenblockwerk zerstückeltes, in den weicheren Partien eng geknetetes, verfaltetes und zerrissenes Zwischenelement zwischen einer bedeutenden Schubmasse im Hangenden und dem tektonischen Untergrund bezeichnet. Es kann verschiedene Herkunft

besitzen und von der Stirn der Decke selbst stammen oder auf eine weitgehend zerriebene Zwischenschuppe oder auch auf einen tektonisch zwischengelagerten Mittelschenkel zurückgehen, gelegentlich vielleicht auch von der Deckenbasis selbst stammen. Auch in ihrer Mobilität gegenüber ihrer Umgebung stark heterogene, normalstratigraphisch eingelagerte Formationen können durch tektonische Zermalmung unter dem differentiell bewegten Hangendstockwerk zur tektonischen Moräne werden.

Anmerkungen historischer Art: Der Begriff wurde nicht, wie meist angenommen (O. AMPFERER, 1911, erwähnt bei Begriffs-nennung keinen älteren Autor; E. SPENGLER, 1935, S. 151; A. TOLLMANN, 1971 a, S. 371), von O. AMPFERER geprägt, der ihn 1911, S. 538 (Name) bzw. S. 541 f. (Beschreibung), für das tektonische Schollenland in den Tannheimer Bergen im Allgäu angewendet hat. Der Begriff geht vielmehr durch den Vergleich mit dem Blockmaterial einer Grundmoräne auf PORCHET/Lausanne (mündlich) zurück – zitiert bei M. LUGEON (1903, S. 60, Fußnote), in der Formulierung als „tektonische Moräne“ am Beispiel der südlichen karpatischen Klippenzone aber auf M. LIMANOWSKI (1905, S. 297, polnisch: „moreną tektoniczną“; 1906, S. 160, französisch: „moraine tectonique“). Die deutsche Fassung „tektonische Moräne“ wird zuerst von V. UHLIG (1907, S. 890, 915), später z. B. bei O. WILCKENS (1912, S. 48) verwendet. Vergleichbare Bildungen sind tektonische Blockklippenmassen bzw. das sogenannte „Chaos“ in den Rocky Mountains, durch L. F. NOBLE (1941, S. 942: Begriff Chaos) und D. H. KUPFER (1960, S. 204) anschaulich beschrieben.

Im englischen Schrifttum ist seit neuerer Zeit wiederum der Begriff „mélange“ für die hier als tektonische Moränen bezeichneten Bildungen in Gebrauch, also für tektonisch bedingte, großräumige klastische Einheiten unter Einschluß von Riesenblöcken, von tektonischen Blockklippen. Der Begriff *mélange* stammt von E. GREENLY (1919, S. 193 ff.). Er wurde durch E. BAILEY & W. MCCALLIEN (1950, S. 938) am Beispiel der Ankara-*mélange* Anatoliens der Vergessenheit entzogen und jüngst durch K. HSÜ (1968, S. 1065) eingehend erläutert. HSÜ versteht darunter kartierbare Körper mechanisch deformierter Gesteine, wobei in einer intensiv zerscherten, feinkörnigen und häufig pelitischen Matrix Einschlüsse von tektonisch vermengten Fragmenten, von exotischen und endemischen Blöcken und bis zu einigen Kilometer großen Schollen auftreten. Bei K. HSÜ wird zwischen einer derartigen „*mélange*“ mit Beteiligung exotischer, aus fremder Umgebung stammender Blöcke und zwischen der aus einer Formation entstandenen tektonischen Brekzie ohne Beteiligung von exotischem Material („*broken formation*“) unterschieden. Tektonische Moränen (*mélanges*), die selbst Fragmente einer älteren *mélange* enthalten, können mit K. HSÜ (1968, S. 1066) als „*polykinematic mélanges*“, zu deutsch demnach als polykinematische tektonische Moränen, bezeichnet werden.

Kalkalpine Beispiele: Ein Überblick über die tektonischen Moränen in den Nördlichen Kalkalpen wird vom Verfasser (1971 a, S. 371 ff.) gegeben. Verschiedene Typen der Ausbildungsart der tektonischen Moräne können unterschieden werden: teils liegt das tektonisch chaotisch durchmischte Blockwerk in tektonischen Fugen der Haupteinheit (Hahnenkammprofil SW Reutte in Tirol – vgl. A. TOLLMANN, 1971 a, Abb. 7), teils werden die tektonisch isolierten Fragmente dann in weiterer Sekundärbewegung durch gleitbrettartige Zerlegung und Aufschuppung des plastischen Jungschichten-Untergrundes in diesen vielfältig eingewickelt, wie etwa die Triasschollen der

tektonischen Moräne am locus classicus der Kalkalpen im Gebiet der Ussernalpe und Strindenalpe SE Tannheim (A. TOLLMANN, 1971 a, Abb. 5–6) – Abb. 49. Von dort hatte ja O. AMPFERER (1911, S. 541 f.; 1912, S. 335) so anschaulich „die ganz ausgezeichneten Beispiele der mechanischen Gesteinsbearbeitung im Großen“ entlang der Überschiebungsfläche der Lechtaldecke beschrieben: „Wir müssen nach der Struktur der Zone auf eine Bearbeitung schließen, welche sich mit dem Werkzeug von einfacher Faltung oder Verwerfung nicht erreichen läßt. Dazu ist die Arbeit längs einer mächtigen wechselvollen und tiefgründigen Bewegungsfläche unbedingt erforderlich.“ Als letzte Ursache der beiden genannten tektonischen Moränen im Hahnenkammprofil und auf der Ussernalpe, die ganz die gleiche tektonische Position unter dem Vorderteil des Hauptkörpers der Lechtaldecke aufweisen, wurde vom Verfasser (1970 a, S. 119) das Hereinreichen des auskeilenden Hinterendes der unter der Lechtaldecke abgesplitterten Vilser Stirnschuppe namhaft gemacht. Dieses auskeilende, zerreißen und sich in Schollen auflösende Hinterende dieser Schuppe lieferte in einfacher Weise das geeignete Material, das sich an der Überschiebungsbahn zwischen Lechtal- und Allgäu- decke für eine derartige tektonische Umformung als prädestiniert erwies.

Auf das dritte grandiose Beispiel einer tektonischen Moräne der Nördlichen Kalkalpen wurde vom Verfasser 1971 a, S. 373 ff., aufmerksam gemacht: in einer tektonisch vergleichbaren Position wie am Hinterrand der Vilser Stirnschuppe, nur um ein Großstockwerk höher, treffen wir am Hinterrand der Karwendel-Stirnschuppe der Inntaldecke im Karwendelgebirge S vom Achensee in Tirol das gleiche Prinzip der tektonischen Moräne wiederum an (Lage siehe Abb. 51–52). Wiederum ist der Stirnteil der Haupteinheit, hier der Inntaldecke, in Form der 66 km langen Karwendel-Stirnschuppe abgerissen und ist unter Ausdünnen, Zerreißen und Zertrümmerung seines Hinterrandes vom Hauptkörper der weiter nachschiebenden Inntaldecke überfahren worden. So wurde die Scholle des Dristlköpfls, 4,5 km SW Pertisau, eingerollt und verschleppt, wurden die Schollen am Stanserjochkamm – also dem zuvor S. 81 als locus classicus der Reliefüberschiebung erwähnten Antiklinalzug der Lechtaldecke im östlichen Karwendel – im Profil Hahnenkamm-Gamskarspitze (Abb. 35) sowie am Ochsenkopf (Abb. 37) zerrissen und verdreht in die Relieffurchen gestopft. Eine Reliefüberschiebung bildet an sich schon eine günstige Voraussetzung für die Bildung einer tektonischen Moräne, wie schon durch F. ELLENBERGER (1967, Abb. 4, S. 115) aus der Provence veranschaulicht worden ist.

Ein Beispiel schließlich, das durch starke Schollenzerreißen am ausdünnenden Hinterende der Wandfluh-Stirnschuppe der Lechtaldecke und der unterlagernden schmalen Hochgletscheralmschuppe der Allgäu- decke in Vorarlberg das Vorstadium der Bildung einer tektonischen Moräne anzeigt, ist auf Abb. 28–29 im Sockel der Mohnenfluh ersichtlich.

c) Schürflinge (lambeaux de seconde espèce, lames de charriage; dislodged slices of the substratum)

Synonyme: Phakoide (E. SUSS, 1905, S. 734), Scherlinge (V. UHLIG, 1907, S. 979), mitgeschürfte Fetzen, mitgeschleppte Gesteinsspreu (V. UHLIG, 1907, S. 921, 979), Schubsplitter (V. UHLIG, 1908, S. 1406), tektonische Mitbringsel (F. F. HAHN,

1911, S. 214), Quetschlinge (O. WILCKENS, 1912, S. 51), Hobelspäne, Abfallstaub (Alb. HEIM, 1921, S. 771), tektonisches Strandgut (*épave tectonique* – F. ELLENBERGER, 1958, S. 517) etc. Im Französischen führt F. KAISIN (1936, S. 83) für die dem Untergrund entnommenen Schürflinge die Bezeichnung „lambeaux de seconde espèce“ ein (während seine „lambeaux de première espèce“ liegendegebliebene Partien der überschobenen Masse, also Spurschollen darstellen!). Der Begriff lambeaux de poussée im Sinne von F.-L. CORNET (1873, S. 217), später besonders von J. GOSSELET (1880, S. 510 etc.) gebraucht, ist genetisch neutral, sagt also nichts über die Herkunft aus dem Liegenden oder Hangenden der Bewegungsfläche aus. Der Begriff Schürflinge, wie er z. B. bei Alb. HEIM (1919, S. 23) oder H. BECKER (1939, S. 63 ff.) gebraucht ist, wird in neuerer Zeit, besonders seit G. HERTWECK (1961, S. 69) in den Kalkalpen wiederum bevorzugt verwendet.

Begriffsdefinition und -erläuterung: Schürflinge sind fremde Gesteinsschollen, die im Liegenden von Schubmassen im Zuge ihrer Bewegung dem Untergrund entnommen und tektonisch mitgeschleppt worden sind. Sie liefern wichtige Hinweise über die Zusammensetzung des ja meist durch die überfahrenen Decken verdeckten Untergrundes oder über ein noch ferneres Bezugsgebiet, ferner über die Schubrichtung und Schubweite der Decken (siehe S. 139). Bei einer flächenmäßigen, bedeutenden Unterlagerung einer Decke durch derartige, aus tektonisch tieferen Einheiten abgerissenen Schürflingen spricht man mit O. AMPFERER (1911, S. 538: Begriffsinhalt, S. 547: Name) von einem Reibungsteppich (*tapis des copeaux; friction carpet*, F. HERITSCH, 1929, S. 22). Schürflinge können an Stirnzonen und Rändern von Decken sichtbar werden, sie können durch Bohrungen in der Tiefe erfaßt werden oder auch an inneren Schuppungsflächen von Decken hochgeschleppt an die Oberfläche kommen, wodurch Schürflingsfenster entstehen (siehe S. 321).

Kalkalpine Beispiele: Die beiden glänzendsten Beispiele für Schürflingsteppiche im Westteil (Arosa-Schürflingsteppich) und im Ostabschnitt der Kalkalpen (Tiefbajuvarischer Schürflingsschwarm) werden bei der Besprechung der Kriterien zur Feststellung der Bewegungsrichtung von Schubmassen erläutert werden, so daß in erster Linie auf diese, auf S. 140 f. und in Abb. 50 und 71 veranschaulichten Verhältnisse zu verweisen ist.

Zum erstgenannten Beispiel der Arosa-Schürflinge sei noch erinnert, daß diese Schürflingsmasse in den Kalkalpenbau an Schuppenflächen so innig einbezogen worden ist, daß sie dort, wo sie im Rhätikon an gipsreiche Gleithorizonte der Raibler Schichten herankam, durch Übergleitung und Stockwerksbewegung auch noch tektonisch in Schichtfolgen eingefloßt wurde, wie S. 93 ausgeführt und auf Abb. 45 gezeigt: So tritt dort eine wirklich extreme tektonische Verschüpfung und Verschleppung des Fremdmaterials im Kalkalpenbau ein.

Zum zweiten genannten Beispiel des tiefbajuvarischen Schürflingsteppichs im Ostabschnitt der Kalkalpen sind noch einige Anmerkungen vonnöten. Nach langer Vorgeschichte mannigfaltiger Deutungsversuche gelang G. HERTWECK (1961, S. 69 ff.) die Klärung des Schürflingsschwarmes der niederösterreichischen Kalkvorralpen und seiner Bedeutung für die Erfassung des tektonischen Baustiles dieses Deckenpaketes (Abb. 50). Durch ihre Rhät-Lias-Fazies geben sich die Schürflinge dieser Region eindeutig als Abkömmlinge der Frankenfesler Decke zu erkennen, da weiter im Inneren dieses kalk-

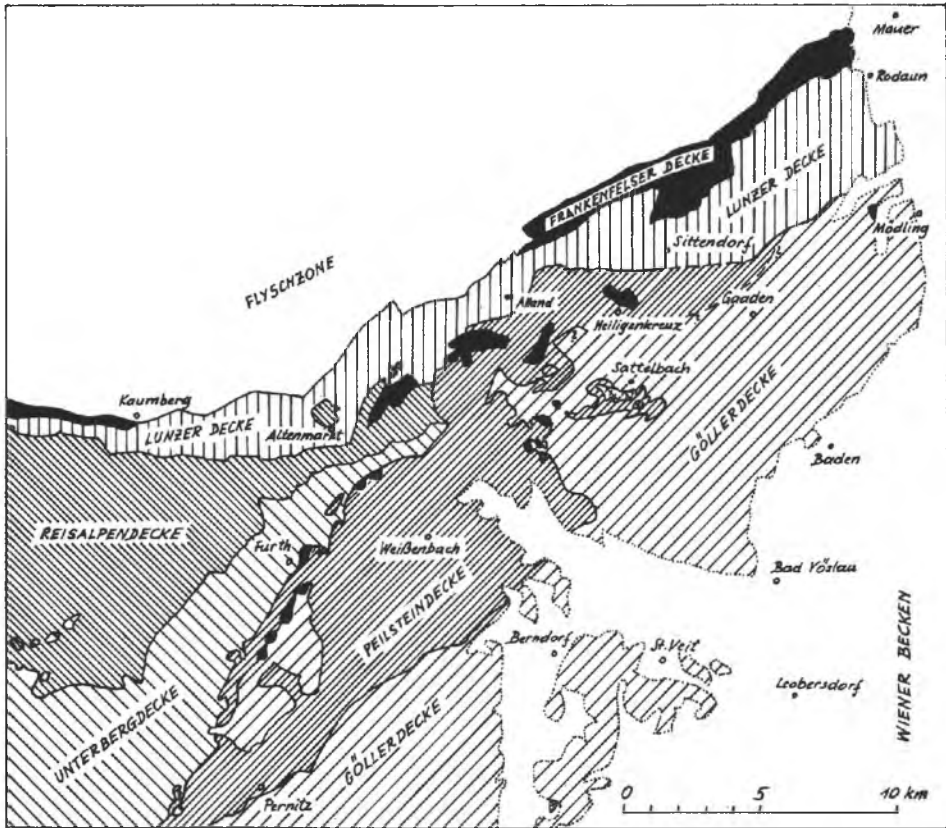


Abb. 50: Tiefbajuvarischer Schürflingsschwarm im Ostabschnitt der Nördlichen Kalkalpen als Beispiel für hochgeschuppte Späne aus einem tektonischen Schürflingsteppich. Nach G. HERTWECK, 1961, Taf. 4, und A. TOLLMANN, 1967 a, Taf. 1, modifiziert. Die Schürflinge und ihr Ursprungsgebiet, die Frankenfelsdecke, sind schwarz gehalten.

alpinen Abschnittes eine derartige Fazies fehlt. Sie erscheinen als Späne entlang der Überschiebungsgrenzen von Reisalpendecke, Gollerdecke, Hohenwarter Deckscholle und Unterbergdecke an vielen Stellen aufgeschleppt. Dies läßt auf einen ausgedehnten Schürflingsteppich im Untergrund der Kalkalpen schließen, der durch Basalabschürfung der Frankenfels Stirnzone der Kalkalpen während ihres Haupttransportes über den helvetischen Untergrund entstanden war und aus dem das sekundär hochgeschleppte Material entnommen werden konnte. Der Anteil dieses tiefbajuvarischen Schürflingsteppichs im Wienerwald sei auf Grund der Hauptverbreitung der Schollen im Einzugsbereich des Triestingtales als *Triestingsschollenzone* bezeichnet. Ein tiefbajuvarischer Schürflingsteppich gleicher Herkunft ist aber auch noch im Inneren der oberösterreichischen Kalkalpen mancherorts sichtbar, so in den Aufschuppungen der Fenster um den Wolfgangsee, im Raum des Windischgarstener Fensters und in weiteren kleineren Schürflingen im Bereich der Hengstlinie und der Wurzel der Weyerer Bögen.

In all diesen Vorkommen sind es typisch tiefbajuvarische Schichtglieder, wie etwa an exotischen Geröllen reiche Alb-Cenoman-Schichten oder der Vilsenkalk des Dogger etc., die auf die Herkunft der Schürflinge hinweisen. Die gelegentlich gemeinsam mit ihnen aus dem tektonischen Untergrund hochgerissenen Helvetikums- und Flyschspäne belegen daneben ihre Herkunft aus der Tiefe, wie bei Besprechung der Schürflingsfenster S. 321 noch näher ausgeführt werden wird.

Als ein schönes Beispiel eines lokalen Schürflingsteppichs sei noch auf die durch den Verfasser als Schürflinge erfaßten obertriadischen Schlep pschollen verwiesen, die unter der Inntaldecke im östlichen Karwendel, der sogenannten „Rappenspitzschuppe“ der Lechtaldecke entnommen und bis zu 6 km weit gegen Norden verfrachtet worden sind (A. TOLLMANN, 1970 a, S. 138 f.) – Abb. 51–52. Die Situation ist

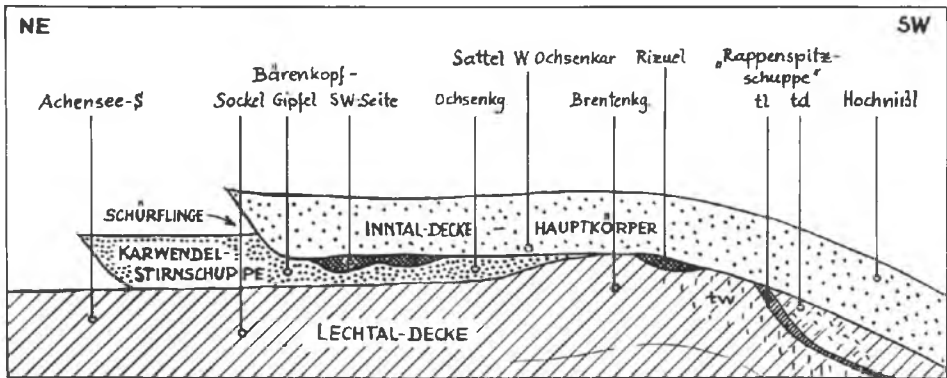


Abb. 51: Schemaprofil zum tektonischen Bau des östlichen Karwendels, die Herkunft und Position der Obertrias-Schürflinge im Liegenden des Inntaldecken-Hauptkörpers anzeigend. Nach A. TOLLMANN, 1971 a, Abb. 9, S. 376.

hier dadurch etwas komplizierter, da die Inntaldecke zunächst eine heute auf den Höhen am Südrand des Achensees ziehende Stirnschuppe abgespalten hatte, die aber nach Süden hin unter der Wucht des nachschiebenden, tektonisch abgetrennten Hauptkörpers der Inntaldecke noch vor ihrem heute erhaltenen nördlichen Erosionsrand im Hochnißl-Lamsenspitz-Zug vollkommen reduziert ist (Abb. 52), so daß dort der Hauptkörper der Decke Schürflinge aus Lunzer Sandstein, Raiblerschichten und Hauptdolomit der Lechtaldecke des Untergrundes entnehmen konnte und beim Weiterschub noch über die liege gebliebene, vorwiegend aus Mitteltrias bestehende, eigene Stirnschuppe aufschleppen konnte, so daß die Obertrias-Schlep pschollen heute auf deren Rücken auflagern.

Abb. 52: Tektonische Übersicht über die Region des östlichen Karwendels, die Position der unter dem heute weitgehend abgetragenen Stirnteil des Inntaldecken-Hauptkörpers verschleppten Obertrias-Schürflinge zeigend. Aus A. TOLLMANN, 1971 a, Abb. 8, S. 375, nach O. AMPFERER & W. HEISSEL, 1950, und E. KRAUTER, 1967, Taf. 1, modifiziert.

Überhaupt bietet die Inntaldeckenbasis in allen Abschnitten ein schönes Beispiel für die Ausbildung eines großzügigen Schürflingsteppichs. Neben den soeben geschilderten Verhältnissen im Ostteil sind die zahlreichen Schürflinge aus Rhät, Jura und Aptychenkalken entlang des Mittelteiles der Inntaldecke und ihrer Stirnschuppe zwischen Hochalmsattel im Karwendel und Puitental südlich des Karwendelgebirges, besonders gedrängt nördlich der Scharnitzer Klause, beachtlich (vgl. TOLLMANN, 1970 a, S. 141 und Taf. 2). Weiter im Westen zieht nördlich unter der Heiterwand ein 8 km langer Hauptdolomitspan als ein dem Untergrund der Inntaldecke entnommener Schürfling dahin. Im westlichsten Teil der Inntaldecke wiederum ist der dichte Schürflingsteppich unter der Krabachjoch-Deckschollenmasse in den westlichen Lechtaler Alpen aus der Arbeit von K. KOCH (1966, S. 633 ff., Abb. 10 ff., Taf. 5) abzuleiten – wobei hier K. KOCH allerdings im Schürflingsschwarm zwischen Deckscholle und Kreide-Untergrund Reste eines reduzierten Verkehrtchenkels der hangenden Einheit zu sehen glaubte, während die Lagerung der Schürflinge aber – auch nach seinen eigenen Abbildungen – vorwiegend aufrecht ist.

Schließlich aber lassen sich Schürflinge charakteristischer Gesteinstypen, die nur in lokalem Ausmaß verschleppt sind, mancherorts an Schubflächen feststellen. Ist ihr Herkunftsgebiet im näheren Bereich klar erkennbar, so kann auch an ihnen der Bewegungssinn abgelesen werden. Als ein derartiges Beispiel mag Abb. 30 dienen: auf dieser Ansichtsskizze des Kammes N der Parseier Spitze in den Lechtaler Alpen erkennt man, daß an der kräftigen nordwärts überschobenen Seekopf-Scholle WNW hart unter dem Gipfel des Hinteren Seekopfes eine Oberrhätkalkscholle an der Überschiebungsfäche steckt, die nur von dem 250 m weiter im S aus der Unterlage an der Überschiebungsfäche heranstreichenden Oberrhätkalkzug stammen kann. Der nordvergente Bewegungssinn stimmt mit dem aus der regionalen Gestaltung und der Schleppung des Hauptdolomites südlich des Oberrhätkalkzuges ableitbaren Richtungssinn klar überein.

d) Spurschollen (lambeaux de première espèce; dislodged slices of the nappes)

Da zu der auf S. 142 gegebenen Definition über die Entstehung der Spurschollen – also auf der Überschiebungsbahn liegendegebliebenen Späne der überschobenen Deckenmasse selbst – und zu den beiden besten Beispielen aus dem Kalkalpenbereich aus der Region der Madrisazone und der Basis der Hochvogel-Halbklippe kaum Wesentliches hinzuzufügen ist, kann auf den erwähnten Abschnitt verwiesen werden.

e) Reibungsbrekzie (brèche tectonique; tectonic breccia)

Begriffserläuterung: Ebenso wie an großen bruchtektonischen Störungen, namentlich an Seitenverschiebungen, kann vielfach entlang von Überschiebungsfächen eine destruktive tektonische Beanspruchung des Gesteins beobachtet werden. Das erste auffällige Produkt dieser tektonischen Gesteinszertrümmerung sind tektonische Brekzien (Reibungsbrekzien, Dislokationsbrekzien), ein durch sekundäre Verkittung wiederum festes Gestein mit feinem Zerreibungsprodukt als Grundmasse und groben bis riesigen, primär eckigen Brocken als Komponenten. Vielfach sind die tektonischen

Brekzien intensiv von Harnischen durchzogen. Bei weniger sprödem Material kommt es auch zur Auswalzung und Verschleifung der Komponenten und der Grundmasse.

B. SANDER (1950, S. 339) hat als Überbegriff für alle mechanisch aus einem bereits zusammenhängenden Gestein oder dessen Vorstadium entstandenen Brekzien die Bezeichnung *Deformationsbrekzie* empfohlen. Unter diesen Begriff fallen demnach sowohl die paradiagenetisch entstandenen Inhomogenitätsbrekzien als auch die hier behandelten Dislokationsbrekzien (Reibungsbrekzien, tektonische Brekzien).

Grundmasse und Komponenten der Reibungsbrekzien entnehmen ihr Material den an die Überschiebungsfläche herankommenden Schichten der Unterlage und der bewegten hangenden Schubmasse. Sie können daher in verschiedenem Ausmaß polymikt sein, vielfach aber trifft man auch ziemlich homogen zusammengesetzte tektonische Brekzien, wenn gerade ein an den Bewegungshorizont herankommendes Glied für eine innere Zerbrechung der Struktur besonders prädestiniert erscheint. Zur Unterscheidung gegenüber sedimentären Brekzien kann bei Dislokationsbrekzien außer der Struktur der Grundmasse in Form von Friktionsdetritus auch die Existenz von jüngeren Komponenten als der „stratigraphischen“ Position der Brekzie entsprechend herangezogen werden. B. SANDER (1950, S. 339) gab die Unterscheidungsmerkmale von Sedimentärbrekzien gegenüber Deformationsbrekzien nach Merkmalen des Zementes (Feinschichtung, Hohlraumfüllung, Geopetalgefüge) und der Komponenten (z. B. stark polymikte Zusammensetzung, Fehlen der Zerbrechung der Komponenten etc.). Trotzdem ergaben sich gerade im alpinen Gebiet, wo Sedimentärbrekzien tektonisch überarbeitet werden können, gelegentlich Unterscheidungsschwierigkeiten.

Geologische Bedeutung der tektonischen Brekzien: In der Vergangenheit ist die tektonische Entstehung von Brekzien in den Ostalpen, namentlich in den Zentralalpen, gegenüber der sedimentären Bildung bei weitem überschätzt worden. Fast alle berühmten Großschollenbrekzien dieser Region haben sich heute als sedimentäre Bildungen unter Einfluß orogener Frühbewegungen der Kruste erwiesen. Auch die berühmte Rofan-Hornsteinbrekzie im Sonnwendgebirge in den westlichen Kalkalpen, die ursprünglich von F. WÄHNER (1903, S. 161 ff.) ja als Dislokationsbrekzie gedeutet worden war, hat sich später als eine oberjurassische, an der Basis mit dem Radiolarit durch Wechsellagerung und im Hangenden durch Übergang zu Hornsteinkalken mit der Gesamtserie stratigraphisch verbundene sedimentäre Brekzie erwiesen (B. SANDER, 1941, S. 87; R. WEYNSCHENK, 1949, S. 21).

In den Kalkalpen sind tektonische Brekzien in verschiedenem Ausmaß an vielen Deckengrenzen anzutreffen. Zwei auffällige Horizonte verdienen besondere Beachtung, da sie weit verbreitet sind: 1. An der Basis des Tiefbajuvarikums, im Osten also z. B. der Frankenfesler Decke, leitet fast stets eine mächtige Hauptdolomitbrekzie mit tektonischem Charakter die Schichtfolge der ja im tieferen Anteil durch Basalabscherung zugestutzten Serie ein. Dieser viele Zehnermeter mächtige, tektonisch durchgearbeitete Basishorizont wird wahrscheinlich durch Beteiligung von gelegentlich zur Rauhackensbildung neigendem Opponitzer Dolomit an der Deckensohle gefördert, dessen Rauhackens-Tendenz wohl durch Spuren eines im Oberkarn weit verbreiteten Gipsgehaltes bedingt ist. 2. Als Beispiel einer tektonisch ausgestalteten, aber durch die Sedimentäranlage bedingten Brekzie sei der mit tektonischen Brocken durchsetzte unteranische Reichenhaller Rauhackenshorizont, der basisnahe in der Ötscher-Stirnschuppe der

Ottscherdecke in Niederösterreich SE Erlafboden erscheint, erwähnt: Die Rauhwaacke ist dank ihrer enormen Mobilität mit Gippspuren in der Grundmasse in ihrer gesamten Mächtigkeit tektonisch völlig durchknetet worden und hat Komponenten aller Größen bis über Rucksackgröße aus dem Liegenden (Werfener Schichten) und Hangenden (Muschelkalk, Triasdolomit) in Masse aufgenommen (A. TOLLMANN, 1966 a, S. 114). Diese Saalfeldener-Reichenhaller Rauhwaacke ist zufolge ihrer besonderen Anfälligkeit auf tektonische Beanspruchung natürlich besonders in den tektonisch tieferen Einheiten der Zentralalpen in ganz der geschilderten Art zur eindrucksvollen tektonischen Brekzie geworden, wofür etwa die Rauhwaacken des mittelostalpinen Thörl Zuges bei Thörl in der Steiermark mit ihrer Komponentenmasse aus Liegend und Hangend oder ganz analog umgestaltete Rauhwaacken des Unterostalpin der Tarntaler Berge in Tirol glänzende Beispiele liefern. Bei beiden letztgenannten Vorkommen verblüfft überdies die sekundäre tektonische „Stratifizierung“ des Materials, die eine scheinbare Schichtung durch geregelte Einlagerung der Komponenten bietet.

f) Mylonit (mylonite; mylonite)

Begriffsdefinition: Bis ins Feinkorn entlang von tektonischen Störungen in tektonischen Zerrüttungszonen (zones de broyage; crushing zone) zerbrochene Gesteine, wobei die bis in die mikroskopische Dimension zerkleinerten Bestandteile ein festes zusammenhängendes Gestein bilden können oder aber auch weniger stark verkittete lockere zerriebene Massen darstellen. Rekrystallisation kann fehlen, es können aber auch Neubildungen in verschiedenem Ausmaß auftreten. In der anglo-amerikanischen Literatur wird der Begriff Mylonit meist nur auf solche kataklastische Gesteine eingeschränkt, die durch Auswalzung des Materials auch eine Parallelstruktur, eine Fließstruktur zeigen, während die strukturlosen Typen beim primären Zusammenhang des Bestandes als Kataklastite (Erstdefinition durch U. GRUBENMANN & P. NIGGLI, 1924, S. 219 ff.), ohne primären Zusammenhang bei grobem Korn noch als tektonische Brekzie bzw. bei Feinstkörnigkeit als Kluffletten bezeichnet werden – vgl. M. W. HIGGINS (1971, S. 3 ff., Tab. 1). Ganz allgemein aber wird der Begriff bei den alpinen Geologen durchaus noch mit einheitlichem Inhalt angewendet.

Historische Daten: Der Begriff Mylonit wurde von Ch. LAPWORTH (1885, S. 559) aufgestellt, wobei in der ursprünglichen Definition noch eine für den Begriff nicht wesentliche tektonisch verursachte schieferige Lamination als Eigenheit vermerkt ist. Später wird der Begriff mit einem im einzelnen wechselnden Sinn eingehend, z. B. von R. STAUB (1915, S. 71 ff.), P. QUENSEL (1916, S. 93 ff.), U. GRUBENMANN & P. NIGGLI (1924, S. 223 ff.), E. B. KNOFF (1931, S. 13), H. CLOOS (1936, S. 325 f.), J. DENNIS (1967, S. 110 f.) und H. MURAWSKI (1969, S. 1 f.), diskutiert.

Eine ausführliche Behandlung des Mylonites ist hier nicht beabsichtigt, da diese nur unter Heranziehung aller von Mylonitisierung betroffenen Hauptgesteinstypen, vornehmlich auch des Kristallins, geschehen könnte. Überdies ist zu diesem Thema soeben eine sehr eingehende Darstellung über Klassifikation, Nomenklatur und Genese der kataklastischen Gesteine einschließlich der Mylonite und aller ihrer Untertypen durch M. HIGGINS (1971) erschienen, mit umfassender resümierender Bibliographie und einem

lexikalischen Begriffsverzeichnis versehen. Darauf kann hier, wo der Mylonit nur als eines der vielfältigen Phänomene entlang der alpinen Bewegungsbahnen in Erinnerung gerufen wird, verwiesen werden. Schwächer beanspruchte Zonen als Mylonitzonen entlang von Bewegungsflächen bezeichnet man als Zerrüttungszonen.

Wohl das berühmteste Beispiel für einen Mylonit liefert in der Literatur der vor und nach der Jahrhundertwende vielfach zitierte, schon A. ESCHER v. D. LINTH (1846), bekannte Lochseitenkalk der „Lochseite“ bei Schwanden im Schweizer Kanton Glarus, der eine verknetete Gesteinsmasse hauptsächlich aus Malmkalk, untergeordnet von Fetzen von Eozän-, Kreide- und Trias-Gesteinen begleitet, an der Basis der Glarner Überschiebung mit Mächtigkeiten vom Dezimeterbereich bis maximal 30 Meter darstellt, die von der ursprünglich mehrere hundert Meter mächtigen Serie durch die tektonische Reduktion erhalten geblieben ist (Alb. HEIM, 1878, S. 139 ff.; O. WILCKENS, 1912, S. 47; A. KRÜMMER, 1912, S. 257; R. TRÜMPY, 1967, S. 698 f.). Im Lochseitenkalk selbst überwiegt aber die Verknetung gegenüber der Zerbrechung, so daß Alb. HEIM (1919, S. 93 ff.) hierfür neben Mylonit auch die Bezeichnung „Knetgestein“ verwendet und anschaulich die Art der tektonischen Beanspruchung, die tektonische Entmischung unter Absonderung von graphitoiden und tonigen Bestegen, die Ummineralisation und Sammelkristallisation etc. schildert.

In den Nordkalkalpen erscheinen Mylonite entlang von Überschiebungsflächen ebenso wie an bruchtektonischen Störungen. Dabei stellen sich besonders intensiv zermahlene mächtige Mylonitstreifen namentlich an bedeutenden Seitenverschiebungen ein, wie etwa an der wohl als Blattverschiebung zu deutenden Gesäusestörung nördlich des Ennsdurchbruchstaes, wo z. B. im Bruckgraben NW der Haltestelle Johnsbach, die die Störungzone begleitenden mächtigen Ramsaudolomit-Mylonite schön aufgeschlossen sind (O. AMPFERER, 1935, S. 77, Abb. 33).

3. Die Bestimmung der Bewegungsrichtung

a) Allgemeines

Die Bedeutung der Ermittlung der Bewegungsrichtung: Den Sinn der Bewegungsrichtung der Decken und besonders isolierter Deckenteile anhand überzeugender Kriterien abzulesen, ist eine der bedeutenden Aufgaben im alpinen Orogen. Haben sich doch gerade im Zusammenhang mit falscher Interpretation der Bewegungsrichtung von Schollen und Deckenteilen immer wieder Irrtümer bei der Abwicklung für die Rekonstruktion der ursprünglichen Verhältnisse ergeben und sind heute noch wichtige Fragen dieser Art z. B. in der Hallstätter Zone erneut und zu Recht zur Diskussion gestellt. Das eklatanteste Beispiel für Mißinterpretation war ja die Umdeutung des Deckenbaues der westlichen Kalkalpen in der jüngsten Vergangenheit auf gebundene Tektonik, auf bi- und multivergente Pilz- und Beutelmuldensysteme, was nur durch Mißachtung der Vergenzanzeiger entlang der Überschiebungsbahnen und im Inneren der Decken möglich gewesen ist (vgl. hierzu A. TOLLMANN, 1971 b, S. 352 ff.).

In manchen Regionen der Kalkalpen – wie gerade im letztgenannten Beispiel –, wo abschnittsweise die vergenzanzeigenden Strukturen der Hauptbewegungsphase absolut dominieren und nicht nennenswert von Strukturen älterer oder jüngerer Bewegungsphasen überlagert werden, ist die Entscheidung einfach. Daneben aber gibt es Abschnitte, wo die Mehrphasigkeit des Geschehens so beherrschend wird, daß in solchen Fällen die Entscheidung über primäre Haupttrichtung und spätere gleiche, ähnliche oder aber entgegengesetzt gerichtete weiterbauende und strukturprägende Schübe schwierig ist. Die Erforschungsgeschichte der Kalkalpen ist voll von Irrwegen, die sich aus der Vernachlässigung des phasenweisen Geschehens und der in den Einzeletappen sich überlagernden Teilbewegungen ableiten: Langhinziehende Polemiken entwickelten sich z. B. in der Pionierzeit der Deckenlehre über die Bedeutung von primärem nordvergentem und nachgosausischem südvergentem Schub und in der Südzone der Kalkalpen, wobei die südvergenten Bewegungen von der einen Gruppe der Forscher kaum beachtet, von der anderen meist wesentlich überschätzt worden war. Auch heute noch fehlen über diese Südrandzone kleintektonische und detaillierte Untersuchungen zur Entscheidung mancher noch immer diskutierter Probleme.

Historische Daten: Der erste und für lange Zeit auch der einzige Forscher, der am kalkalpinen Beispiel grundsätzliche Überlegungen anstellte, die Bewegungsrichtung der Decken an objektiven Merkmalen des tektonischen Groß- und Kleingefüges festzulegen, war H. P. CORNELIUS (1919). Das Bedürfnis entstand gerade in dieser Zeit, weil damals nach Aufstellung der Deckenlehre und nach einer ersten großzügigen Deckengliederung der westlichen Kalkalpen durch O. AMPFERER eine frühe Phase der sich in unserer Zeit wiederholenden Diskussion zwischen Anhängern des nordvergenten Deckenschubes, des westvergenten Schollenschubes im Sinne von A. ROTHPLETZ, der Kombination beider Schübe durch O. AMPFERER und des multivergenten, lokaltektonischen Geschehens im Sinne von H. MYLIUS einstellte. H. P. CORNELIUS war demnach richtunggebend für die Untersuchung der wichtigen Frage der Bewegungsrichtung auf exakter Grundlage. Im Anschluß daran hat sich Alb. HEIM (1922, S. 867) wiederum mit der Frage der Bestimmung der Bewegungsrichtung befaßt.

Möglichkeiten zur Feststellung der Vergenz des Deckenschubes: Es gibt zwei Arten von Kriterien: bedingt gültige und unbedingt gültige, also hinweisende und beweisende. Zu den erstgenannten gehören die faziellen Aussagen der Schichtfolgen, wenn sie sehr spezifischen Charakter tragen, und ein Teil der großtektonischen Formen. Bedingt gültig sind sie deshalb, da sie uns Hinweise auf wahrscheinlichere Möglichkeiten geben, aber keine absoluten Aussagen liefern, da es zu unglücklich anmutenden Faziesrekurrenzen in einer zweiten, unabhängig eingewurzelten Fazieszone kommen kann und kam (Hallstätter Zonen) und weil auch großtektonische Vergenz anzeigende Formen auf verschiedene Art und zu verschiedener Zeit entstanden sein können. Absolute Aussagen über Vergenz geben hingegen an Ort und Stelle bestimmte Faltenantypen wie Schleppfalten, Rollfalten etc., exotisch eingeschleppte Schürflinge mit bekanntem Heimatgebiet, Verteilung u. a. An diesen Formen ist die Bewegungsrichtung unmittelbar ablesbar, natürlich bedarf es in jenen Fällen, wo phasenmäßige Überlagerung vorkommt, einer näheren Analyse zur zeitlichen Festlegung. Da sich der Hauptteil der Kriterien auf den Bereich beiderseits der Überschiebungsoberfläche bezieht, sollen diese Fragen in diesem Abschnitt über die Deckenbasis

erörtert werden, wobei die eingangs erwähnten Kriterien allgemeiner Art mit in die Betrachtung einbezogen sind. Stets muß aber naturgemäß berücksichtigt werden, daß bei allen Fragen der Bewegungsrichtungsbestimmung lokale Schubrichtungen durch lokal bedingte Gegebenheiten von der regionalen Richtung in einem gewissen Ausmaß abweichen können und daß daher nur eine umfangreiche, möglichst viele Daten sammelnde und verarbeitende Beobachtung über größere Strecken hin allgemein Gültiges herausarbeiten kann.

Als ein ungeeignetes Mittel zur Feststellung der Bewegungsrichtung von Decken hat sich die Bewertung des Einfallens der Überschiebungsfäche erwiesen. Aus der „alten“ Geologie hat sich gelegentlich bis heute die Meinung behauptet, daß die Überschiebungsfächen stets gegen den Bewegungssinn der Decken einfallen und man damit Aussagen über Transportrichtung machen könne. Die Auffassung stammt von Beobachtungen in später nicht verstellten orogenen Regionen mit einfachem Schuppen- oder Deckenbau, in dem die Teil- oder Einzeldecken dachziegelartig übereinandergeschoben worden sind. Wie aber bereits H. P. CORNELIUS (1919, S. 306) ausgeführt hat, ist dieses Kriterium aus zwei Gründen nicht verwendbar: erstens kann die Überschiebungsfäche schon primär gewellt gewesen sein, neben Anstieg auch Strecken mit Gefälle beinhaltet haben, zweitens aber ist gerade im alpinen Terrain dann noch mit vielfältigen späteren Faltungen, Verdrehungen und Kippungen ganzer Deckenpakete zu rechnen. Man denke nur an die durch potenzierte Faltung bewirkte Verstellung und Verbiegung von Überschiebungsfächen.

b) Fazielle Hinweise

Den nachhaltigsten Eindruck über den Aussagewert fazieller Eigenarten der Einzeldecken eines Deckenstapels für die Rekonstruktion der Bewegungsrichtung hat wohl die Darstellung in Text und Bild von Arnold HEIM (1910, S. 44, Abb. 6) über die ursprüngliche und heutige Anordnung der Fazies- und Mächtigkeitsverhältnisse in der Kreide des Ostschweizer Helvetikums gemacht, die in zahllosen Handbüchern wiedergegeben und auf breiter Basis beim alpinen tektonischen Arbeiten Anwendung gefunden hat. Das klassische Bild sei aus historischen Gründen wiedergegeben (Abb. 53). Es galt damals geradezu als Axiom, daß „eine Verstellung der Fazies, die für den Deckenbau so bezeichnend ist, geradezu als eines seiner wichtigsten Erkennungsmittel dient“ (O. WILCKENS, 1912, S. 53). Besonders auch das lange Aushalten im Streichen bestimmter charakteristischer Fazieszonen in den nachmaligen Decken half bei der Feststellung der Bewegungsrichtung mit, da man dann die seitlich, an besser überblickbaren Profilstücken gewonnenen Erkenntnisse in Längsrichtung auf die Nachbarschaft hinüberprojizieren konnte: „Geradezu erstaunlich ist in den Alpen die oft große Konstanz der Fazies innerhalb der gleichen Decke oder Deckengruppe auf enorme Erstreckung (hunderte von km) in der Längsrichtung, im Gegensatz zum raschen, oft sprungweisen Wechsel von einer Decke zur anderen innerhalb des gleichen Querprofils“ (Alb. HEIM, 1919, S. 27).

Inzwischen hat sich aber in einzelnen Fällen gezeigt, daß man im alpinen Bereich gelegentlich auch mit überraschenden Rekurrenzen von Fazieszonen rechnen muß, so daß durch eine Welle heftiger Kritik am faziellen Arbeiten heute die Frage gestellt

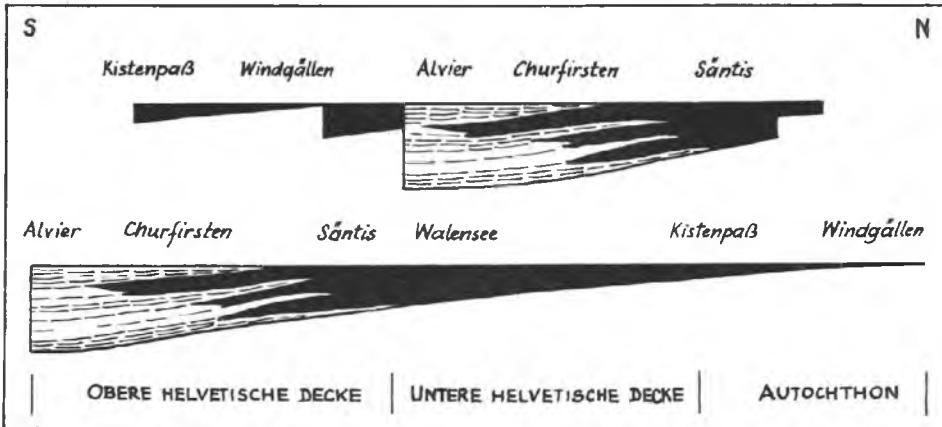


Abb. 53: Klassische Darstellung einer Deckenabwicklung im Ostschweizer Helvetikum nach Fazies und Mächtigkeitsverhältnissen nach Arn. HEIM, 1910, S. 44, Abb. 6: Obere Darstellung = jetziges Nebeneinander, untere Darstellung = abgewinkelte Überfaltungsdecken.

wurde, ob in der tektonischen Rekonstruktion die Berücksichtigung der Fazies bei einem Primat der tektonisch sichtbaren Gegebenheiten wie Überlagerung, Schleppfaltung, Vergenz usw. überhaupt von Bedeutung sei. Es muß aber gerade in diesem Zusammenhang betont werden, daß die raschen und bedeutenden Erfolge der Deckenlehre in ihrer Pionierzeit gerade durch diese Methode der Abwicklung unter hervorragender Berücksichtigung der Faziesverhältnisse erzielt worden sind und die wenigen, sich hierbei ergebenden Irrtümer derartig schwierige geologische Situationen betrafen, daß sie zum guten Teil bis heute umstritten und nicht gelöst sind. Berühmte Beispiele für solche bis in die Gegenwart verschieden gedeutete Verbindungen liegen in den Alpen ja etwa in der Faziesrekurrenz des Briançonnais (Mittelpennin) der Westalpen und des Unterostalpins der Ostalpen vor oder in der offenbar doch in zwei oder mehr Kanälen auftretenden Hallstätter Fazieszone in den Kalkalpen, wo durch die bedeutende tektonische Umstellung heute fernüberschobene Deckschollen und autochthone Schollen dieser spezifischen Fazies aus verschiedener Heimat neben- und übereinander auftreten können (Lammertal, Mitterndorf-Grundlseegebiet usw.).

Kalkalpine Beispiele: Trotz all dieser Erfahrungen wird man bei der Rekonstruktion der Bewegungsrichtung und des Heimatgebietes von Decken die faziellen Gegebenheiten mitberücksichtigen. In den Kalkalpen etwa bietet ein gutes Beispiel für lang im Streichen anhaltende Fazieskonstanz die Schwellenposition und die Schwellenfazies in der Nachtrias im Bereich der hochbajuvarischen Stirnzone gegenüber der Beckenfazies des davorliegenden Tiefbajuvarikums. Ein noch prägnanteres Beispiel für die hier bereits absolut verwertbare Aussagekraft von Fazies und Serienmerkmalen liefert die subalpine Randzone an der Kalkalpenstirn im Raum E von Waidhofen/Ybbs. Hier kommen über tektonischem Untergrund aus Helvetikum und Flysch einerseits ausgeschuppte mesozoische Durchspießungsklippen der ultrahelvetischen Grestenerzone mit sehr charakteristischer eigenständiger Fazies zu liegen, andererseits ruhen in dem

gleichen Randstreifen echte Deckschollenklippen der Frankenfeser Decke der Kalkalpen auf, durch sekundäre Bewegungen oft auch noch mit dem Untergrund verfaultet und in der tektonischen Stellung dann von den pienidischen Grestener Klippen nicht zu unterscheiden. Die Fazies hilft in diesem Fall aber, da sehr differente Systeme tektonisch über riesige Strecken zueinander gebracht worden sind, eindeutige Entscheidungen zu fällen (F. TRAUTH, 1954, S. 91 ff., 100 ff.; A. TOLLMANN, 1962 a, S. 193 ff.). Schon die Anwesenheit von Hauptdolomit oder Kössener Schichten genügt hier, um den kalkalpinen Charakter nachzuweisen, da die (in Form von Keuperschiefern zu erwartende) Obertrias der Grestenerzone dieses Bereiches bereits primär fehlt. Aber noch zahlreiche andere Merkmale der gesamten übrigen Serie lassen hier klare Unterscheidungen über die jeweilige Schollenherkunft fällen, die bei der intensiven und mehrphasigen Randtektonik hier mit keinem anderen Mittel zu erzielen wäre. Wo sich aber fazielle Analogien in den Serien ergeben, wie etwa in den cenomanen Ablagerungen der Externzone und der Frankenfeser Decke, stellen sich sogleich Schwierigkeiten und Differenzen in der Deutung der tektonischen Herkunft der Schollen ein (G. LAUER, 1970, S. 109; A. TOLLMANN, 1971 c, S. 119), die aber bereits heute durch detailliertere sedimentologische Untersuchungen der gegenüberstehenden Kreidesequenzen gelöst sind. Gerade auf Grund des letztgenannten Beispiels aber zeigt sich, daß zur Frage der Bewegungsrichtung von Decken sogar noch über die Fazies hinausgehend lithologische oder sedimentologische Merkmale zur indirekten Bestimmung der gestellten Frage einbezogen werden können. Eine genaue Untersuchung der erwähnten Mittelkreide im Raume Ybbsitz kann brauchbare Kriterien im Schwermineral- oder Leichtmineral- und Gesteinsfragmentbestand (dessen höherer Prozentsatz an Karbonaten vielfach bereits makroskopisch als Kennzeichen der kalkalpinen Mittelkreide erfaßbar ist) der Cenomansandsteine von Flyschzone und von Kalkalpen herausarbeiten, um die Deckschollen von Untergrundschollen zu unterscheiden und so ihre Herkunft, ihre Transportrichtung zu klären. Schüttungsrichtung exotischer Gerölle in diesem Sediment, Korngrößenabnahme, Abrollungsgrad und viele weitere Eigenheiten helfen demnach mit, Aussagen über die ursprüngliche Anordnung zu treffen. Die aus den regionalen geologischen Verhältnissen stammenden Bestimmungsmerkmale für die Deckenordnung sind demnach vielfältig.

c) Großtektonische Strukturen

Großtektonische vergenzanzeigende Strukturen trifft man in erster Linie in der Stirnpartie der Decken an. Die eindrucksvollsten unter ihnen sind die mehr oder weniger vollständig erhaltenen oder zumindest in einem Bogenstück angedeuteten scharnierartigen Stirneinrollungen, aber auch Stirnschuppen und andere Formen, die im Kapitel über die Stirnausbildung S. 184 ff. beschrieben werden. Trotz des scheinbar vielsagenden Erscheinungsbildes dieser ja auf die Bewegungsrichtung senkrecht verlaufenden und in Richtung der Bewegung eingerollten Stirnfalten ist die Vergenzaussage solcher Strukturen aber auch nur eingeschränkt verwertbar. Zunächst müssen Scheinstirnfalten, die einen zufällig an den Erosionsrand einer Decke herangetretenen Antiklinalzug darstellen, eliminiert werden. Dann aber sind als Hinweis für bedeutende Überschiebungen in der durch die Einrollung und

Überschlagung angezeigten Richtung nur primär angelegte Faltenstirnen verwertbar. Bei den Beispielen in den Nördlichen Kalkalpen aber sind (siehe S. 185) nur ganz wenige Stirnfalten primär angelegt, der überwiegende Teil aller Deckenfronteinrollungen verdankt dem kleinräumig wirksamen nachgosauischen Nachschub seine Entstehung (A. TOLLMANN, 1967 b, S. 711 ff.), wie durch die häufig darunter bzw. davor erhaltene primäre Stirn in Form einer aufrechten Stirnplatte (Stirnschuppe) beweisbar ist – siehe S. 188. Solche durch Sekundäreinengung entstandenen Formen mit kurzem Transportweg sagen aber für die uns zumeist interessierende Hauptfrage der primären Fernschubrichtung nichts aus. So hilft etwa die schöne nordvergente, bis über die Vertikalstellung des gebankten Dachsteinkalkes hinaus vorgetriebene und so umstrittene (E. SPENGLER, 1961, S. 177) Grimmingstirn (Abb. 96) am Ostende der Dachsteinmasse oder aber auch die direkt (entgegen E. SPENGLER) an der Gosauverstellung als nachgosauisch erkennbare Stirn des Braunedlkopfes im NW-Teil dieser Einheit (E. SPENGLER, 1912, S. 1069, Taf. 3, Fig. 6; B. PLÖCHINGER, 1949, S. 30, Abb. 7) – vgl. Abb. 54 – nicht weiter,

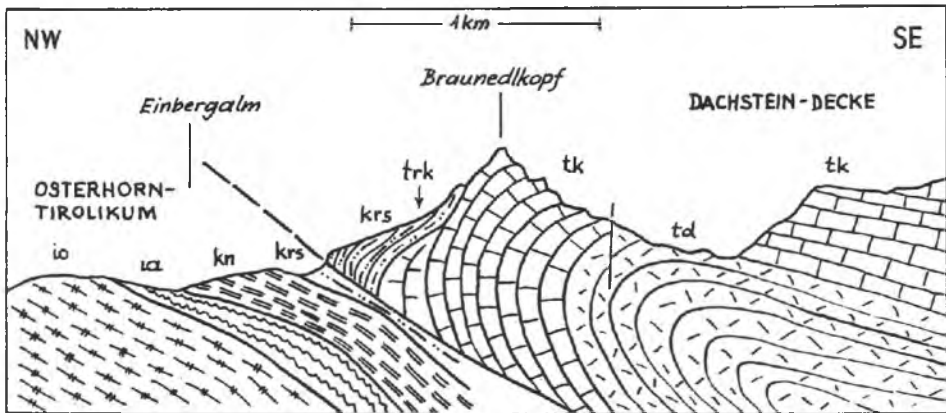


Abb. 54: Die NW-vergente eingerollte Braunedlkopfstirn im Nordwestabschnitt der Dachsteindecke westlich vom Gamsfeld zeigt nur die nachgosauische sekundäre Bewegungsrichtung der Decke an, sagt aber nichts über die primäre Position der Scholle aus. Nach E. SPENGLER, 1912, Taf. 3, Fig. 6, und B. PLÖCHINGER, 1949, Abb. 7.

um die so umstrittene Frage der relativen Autochthonie oder einem nordvergenten Fernschub der Dachsteinmasse zu entscheiden.

Es wurde dieses Beispiel deshalb herangezogen, da es eine kritische Situation mit heikler Fragestellung in bezug auf Bewegungsrichtung und -ausmaß beleuchtet. In weniger komplexen, besser überschaubaren Fällen aber gibt die großtektonische Struktur naturgemäß vielfach eindeutige Hinweise auf die Bewegungsrichtung. Ist etwa ein Deckenstapel oder eine Serie von Teildecken durchwegs noch bis in die Wurzelzone zurück erhalten, taucht ein Element unter das andere schuppenförmig ab und gliedert sich dieser Bau harmonisch in die Gesamt-abfolge der Decken ein, so besteht an der Bewegungsrichtung der Einheiten kein

Zweifel. Ebenso etwa ist die Bewegungsrichtung einer seitlich in eine Großfalte auslaufenden Decke, wie am Beispiel der Reisalpendecke E von Lunz gezeigt (S. 45, Abb. 18), aus der großtektonischen Situation leicht erkennbar.

Unter die vergenzanzeigenden Großstrukturen ist auch der basale Schrägzuschnitt einer Decke (Schuppe) einzureihen, der in der allergrößten Zahl der Fälle entgegen der Bewegungsrichtung, also gegen hinten hin, im Schichtbestand abwärtsgreift (vgl. S. 65). Da es ausnahmsweise allerdings auch zu anormalem Schrägzuschnitt umgekehrter Orientierung durch lokal abweichende Druckverhältnisse aus dem Hangenden kommen kann, ist diese Großstruktur nur mit Vorbehalt verwertbar.

d) Faltenvergenz (*déversement, regard; face*)

Die Bedeutung der Faltenvergenz zur Ermittlung der Bewegungsrichtung: Schleppfaltung, vergente Knickfaltung, Rolfalten, Tauchfalten und eindeutig vergente Falten im Bereich der Überschiebungsfläche und noch beträchtlich weit im mitbewegten Untergrund bzw. auch in den tieferen Teilen der überschobenen Masse, die auf Grund der Lage ihrer Faltenachsen einem einheitlich bewegten Vorgang ihre Entstehung verdanken, sind die wichtigsten Indikatoren im Aufschlußbereich für die Festlegung der Bewegungsrichtung einer Schubmasse. Früh schon hat M. BERTRAND (1898, S. 643) unter Beschreibung der Schlepptynklinale von Allauch in den Kreideschichten NE Marseille in der Provence als Typusbeispiel auf die Bedeutung der Schlepptfalten (*plis rebroussés; drag folds*) als Richtungsanzeiger der Deckenbewegung hingewiesen und hierbei den Begriff Schlepptynklinale (*synclinal de retoussement; dragged syncline*) geprägt. Ein frühes Beispiel für die Bestimmung der Bewegung der Deckenüberschiebung mit Hilfe der Schlepptfaltung in den Ostalpen gibt E. SUSS (1905, S. 722) aus dem Bereich des Engadiner Fensters bei Nauders. Für die flach gegen die Neigung der Schichtflächen überschlagenen, dicht gedrängten, reitend angeordneten Schlepptfalten wird dort von ihm der Begriff „galoppierende Fältelung“ geprägt.

Eine größere Zahl von Beispielen aus der neueren Literatur für die Auswertung der Schlepptfalten (*plis de frottement, L. MORET, 1947, S. 366; friction folds*) für den Vergenznachweis wurde von G. WILSON (1961, S. 503 ff.) angeführt, der sich eingehend mit dieser Struktur auseinandersetzt.

Wenn man in bezug auf die Nördlichen Kalkalpen in neuerer Zeit gerade im Zusammenhang mit der angeblichen Widerlegung des Deckenbaues im Westabschnitt gelegentlich sagen hörte, man könne von der Kleinformung nicht auf die großtektonische Gestaltung rückschließen, so ist diese Behauptung, wie an gut überschaubarem einfachem Beispiel zu zeigen ist, durchaus verfehlt. Die Gefügelehre hätte ja geradezu ihren Sinn verloren, wenn keine Kausalbeziehung zwischen den im Großen wirkenden Kräften und den im Groß-, Klein- und Kleinstbereich im Material hierdurch erzeugten Strukturen bestünde. Jeder Feldgeologe kann sich bei guten Aufschlußverhältnissen im Hochgebirge von dieser auch logisch selbstverständlichen Wirksamkeit der Gefügeprägung bis ins Kleinste, schließlich auch im mikroskopischen Bereich erkennbar, überzeugen. Selbstverständlich gibt es neben gut überblickbaren Gebieten auch Regionen, wo mehrfache Beanspruchungspläne, Überlagerung verschiedener und

verschieden alter Kräfte und die durch sie geprägten Strukturen ein verwirrendes, schwieriger auflösbares Bild des Geschehens geschaffen haben. Auch wenn in solchen Fällen nicht sogleich die jeweiligen Korrelate der Groß- und Kleingefügeprägung (die auch verschiedenes Ausmaß an Intensität aufweisen können) überblickbar sind, ist das Geschehen im Kleingefüge durchaus nicht akausal in bezug auf das große, jeweils herrschende Kräftefeld. Und gerade die westlichen Nordkalkalpen, wo nach so vielen Beobachtungen die Hauptfaltenvergenz den nordgerichteten Deckenschub bestätigt und gegen generelle gebundene, multivergente Tektonik spricht, sind kein geeignetes Objekt, um zu einer Verallgemeinerung im Sinne von V. JACOBSHAGEN & K. KOCH (1959, S. 66) zu gelangen: „Und allgemein scheint die Auswertung von Spezialfalten zur Bestimmung der Bewegungsrichtung großer Überschiebungsdecken problematisch.“ Sie stimmen allerdings in diesem Raum bei Pilzfaltenhypothesen nicht mit den dabei geforderten Großbewegungen überein.

Besonders einleuchtend und anschaulich wird die Aussagekraft vergenter Faltenstrukturen in Zusammenhang mit der Hauptüberschiebung etwa dort, wo die oft namhaft bewegte Gesteinsmasse nicht als Decke gelöst transportiert, sondern als eine noch im Frontalabschnitt mit dem Untergrund zusammenhängende „Schubplatte“ einer Stockwerktektonik den Verschiebungsbetrag der Basis durch innere Materialumformung des gesamten tieferen Teiles der Schubmasse an flach liegenden bis geneigten Faltenmassen bewerkstelligen muß (Beispiel: Foothills der Rocky Mountains, D. ROEDER, 1967, S. 177 ff.; Abb. 73, S. 193).

Die Größe dieser Falten kann von den engen und intensiven Feinfältelungen im unmittelbaren Grenzbereich im Zentimeter- oder Dezimeter-Ausmaß über schön geschwungene, plastisch geformte, die Gesteinsmasse in sehr gleichartiger Ausbildung tiefgreifend durchziehende Falten im Meter-Bereich und darüber hinaus bis zu den großen Faltenzügen in Form vieler Kilometer langer geneigter bis liegender Antiklinalen und Muldenzüge reichen, wobei grundsätzlich alle diese Größenordnungen miteinander verbunden aufscheinen können.

Über das bevorzugte Auftreten der vergenzanzeigenden Schlepplalten unter oder über der Schubfläche ist folgendes zu sagen. Je nach Material und Art der tektonischen Formung kann die im Zuge des Überschiebungsvorganges erfolgte Materialdeformation entweder mehr im Hangenden oder im Liegenden der Überschiebungsfläche, also entweder in der Decke selbst oder im Untergrund dominieren oder aber auch in beiden Einheiten gleichermaßen in Erscheinung treten. Bei der schon erwähnten Überschiebungsart der Schubplatte, die noch im Vorderteil mit dem Untergrund zusammenhängt, muß die gesamte dahinter aufsteigende Schubweite in Form von innerer Materialverformung in der hangenden Masse in der Deckplatte aufgenommen werden, so daß hier in den tieferen Teilen dieser – allerdings nicht alpinen – Überschiebungsstruktur die schräg-vergente bis liegend-vergente Faltung besonders hohes Ausmaß

Abb. 55: Vergente Faltung. Intensiv verfaltete Jurakalke im Rücken der Frankenfesler Decke bei der Weißenburg an der Pielach. Die starke nordvergente Formung kommt im Faltenbild durch die flach gegen Norden (links) ansteigenden Achsenebenen und durch kurze rückläufige Falten-schenkel (linker unterer Bildteil) zum Ausdruck – bei Betrachtung des Bildes in Querformat von der Buchaußenseite her.



erreicht und weit in der Deckplatte emporreicht (D. ROEDER, 1967, S. 177 ff.). Beim alpinen Baustil mit freien, nicht in der Stirn fixierten Decken ist das Verhältnis im allgemeinen umgekehrt, so daß H. BECKER (1939, S. 62 f.) so weit ging, daß er die Existenz der Schlepplalten streng auf die Unterlage beschränkt wissen wollte. Dies ist nun doch zu weit gegangen, da wir bei der zur Überschiebung zugehörigen vergenteten Faltenbildung in den hangenden Schubmassen, in der Decke selbst, auch die der Bewegung entsprechenden Strukturen finden, allerdings ganz allgemein stark zurücktretend gegenüber der Schlepplaltenbildung im Sockel-Oberteil. Es muß aber aufmerksam gemacht werden, daß dieser Umstand noch hierdurch gefördert wird, daß in den Alpen und besonders in den Kalkalpen die Hangendpartien der Unterlage eben fast stets auch aus sehr plastisch reagierendem, ja allgemein stark mergelig-schiefrigem Material der Jungschichten des alpidischen Zyklus bestehen, während die Basalteile der Decken jeweils vornehmlich aus der steifer reagierenden Triaskarbonatplatte (Kalkalpen) oder sogar einem kristallinen Material (Zentralalpen) bestehen.

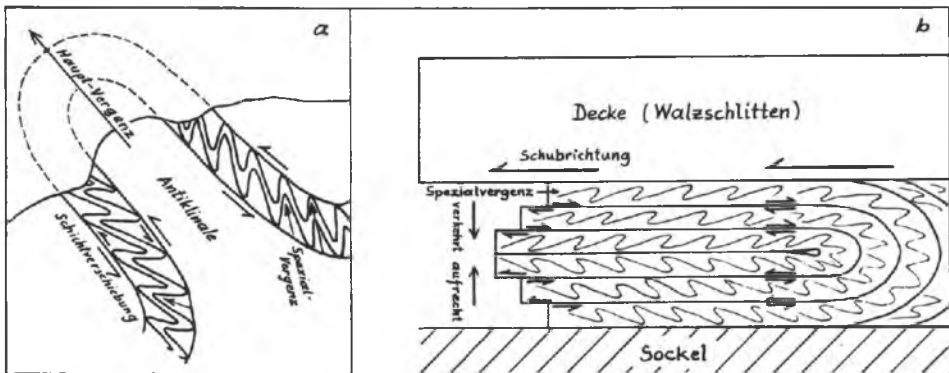
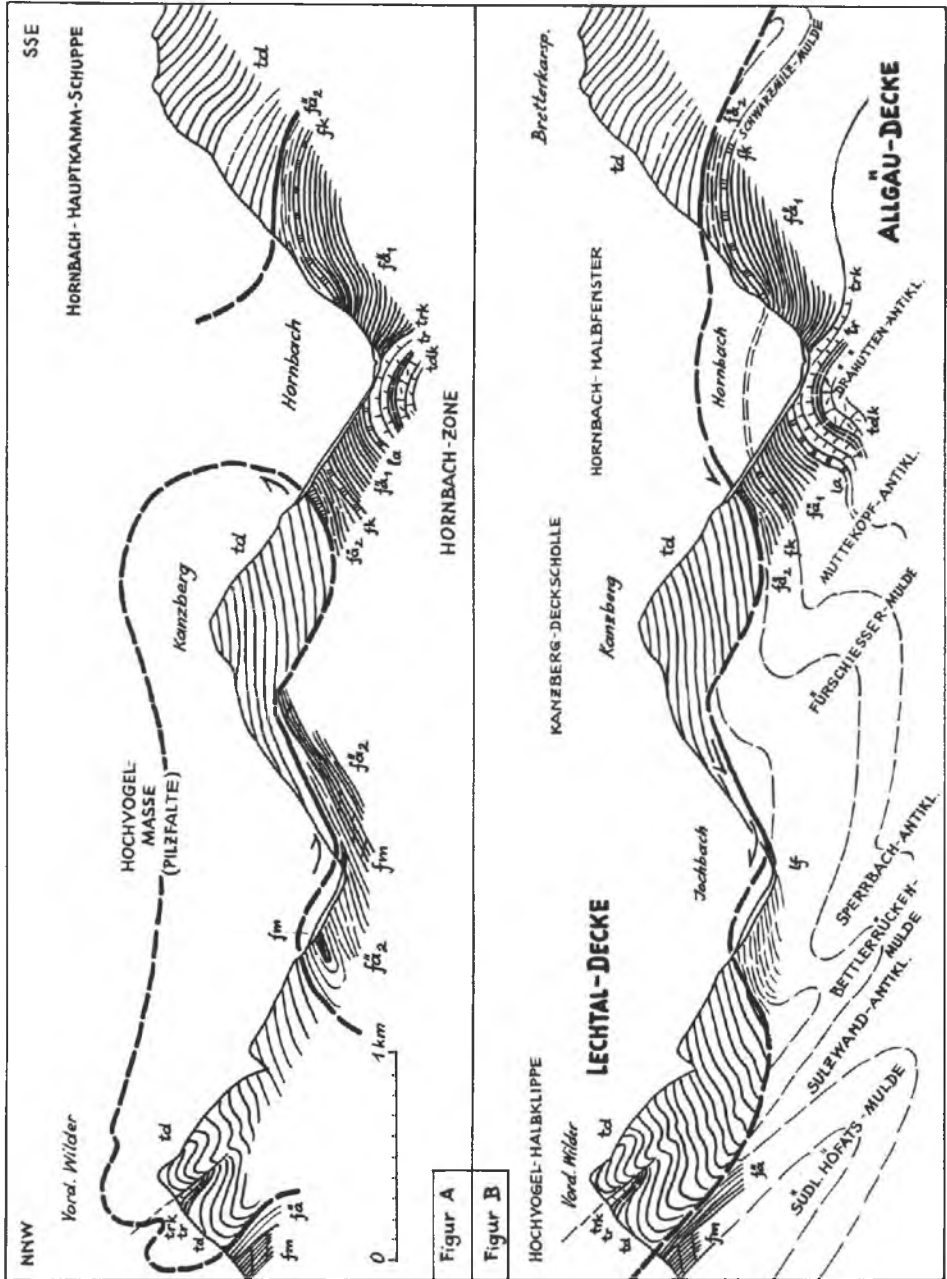


Abb. 56: Der allgemeinen Bewegungsrichtung (Vergenzrichtung) entgegengesetzt gerichtete Spezialvergenz in den verkehrt lagernden Faltschenkeln, gebildet durch die bei der Zusammenfaltung eines Schichtstoßes erzeugte, im Verkehrtshenkel relativ konträr orientierte Schichtgleitung. Fig. a = Spezialvergenz in überkippter Falte (W. SCHWAN, 1967, S. 625, Abb. 4); Fig. b = Schema der Entstehung der scheinbar verkehrten Spezialvergenz in verkehrter Serie unter einer Deckenüberschiebung.

Scheinbare Faltenvergenzumkehr bei verkehrten Serien: Es ist wichtig, noch auf einen Umstand hinzuweisen, der leicht zu Täuschungen Anlaß geben könnte. Wenn die Unterlage der Decke nicht aus normaler Serie besteht, sondern bei der Überschiebung aufgebürstet und unter der höheren Decke abgerollt als verkehrte Serie vorliegt, so wird die Schlepplaltenbildung durch die hierbei schichtparallelen Verschiebungen wie in einem verkehrten Schenkel einer liegenden Großfalte geprägt. Hierdurch bleiben wie in einem zusammengebogenen Kartenspiel (vgl.

Abb. 57: Profil durch das Hornbachtal im Grenzgebiet von Allgäu- und Lechtaldecke in den Allgäuer Alpen; gezeichnet (Fig. A) in autochthoner Deutung als Pilzfalten-Beutelmulden-Paar (V. JACOBSSHAGEN, 1958, Taf. 5, Fig. B) bzw. im Sinne des Deckenbaues (Fig. B) nach A. TOLLMANN, 1971 b, Beil. 12.



H. BECKER, 1932, S. 561, Abb. 1) jeweils die höheren Schichten der verkehrten Serie zurück, es kommt in der verkehrten Serie hierbei zu einer gegen die Schubrichtung der überfahrenden Masse gerichteten Schleppeffaltenbildung, auch mit etlichen metergroßen Einzelfalten (vgl. z. B. B. ENGELS, 1959, S. 50, Abb. 45; H. TEISSEYRE, 1959, Abb. 1; W. SCHWAN, 1967, S. 625, Abb. 4) – Abb. 56. Ein sehr anschauliches kalkalpines Beispiel hierfür bietet die verkehrt lagernde Naßköhr-Zwischenschuppe in Mürztaler Fazies entlang der Fortstraße SE Frein in Steiermark, die unter der Last der darüber nordbewegten Schneebergdecke von Süden her von der unterlagernden Mürzalpendecke entnommen und abgerollt wurde. Die Vergenz dieser unsymmetrischen Falten entlang dieser Straße östlich oberhalb der Mürzschlucht ist durchwegs gegen Süden orientiert, da beim Aufbürsten und Umrollen der Naßköhrschuppe jeweils die hangenden Glieder gegenüber dem Kern der verkehrten Serie relativ zurückblieben, sich also trotz der generellen Nordvergenz Relativbewegungen der Schichten vom Hangenden gegen Süden ergeben.

Eine scheinbare Ausnahme in der Formung gegenüber der allgemein (primären) Bewegungsrichtung bilden natürlich Rückfalten.

Kalkalpine Beispiele für die Ableitung der Deckenbewegungsrichtung aus der Faltenvergenz im Bereich der Überschiebungsfäche: Dem zuvor erörterten Prinzip der vergenteten Mitprägung der an die Überschiebungsfäche angrenzenden Zonen, in den Kalkalpen namentlich der unterlagernden plastischen Jungschichtenzonen, kommt hier eine ganz besondere Bedeutung zu. War doch gerade im letzten Jahrzehnt ausgehend von den Mitteilungen von E. KRAUS (1949, S. 31), C. KOCKEL (1954, S. 531), M. RICHTER & R. SCHÖNENBERG (1955) und W. ZEIL (1959, S. 96) über die Nichtexistenz von Deckengrenzen in den entscheidenden Abschnitten der westlichen Kalkalpen schließlich ein Deckenbau dieses Gebirgszuges seitens der deutschen Bearbeiter fast ausnahmslos grundsätzlich in Abrede gestellt worden und waren alle Deckschollen dieser Region als autochthone Klippen, alle Fenster als Beutelmulden umgedeutet worden. Aus der Faltenvergenz des bei der Überschiebung mitverformten Untergrundes dieser Schollen ist aber nach dem oben Ausgeführten eine Entscheidung leicht zu fällen. Bei pilzförmiger Ausfaltung oder bivergentem Ausheben der Klippen müßte jeweils unter dem Südteil südbewegter Faltenwurf, unter dem Nordteil nordvergenter herrschen. Bei seitlicher nordvergenter Fernverfrachtung der Schollen aber ist theoretisch durchgehend nordvergenter Faltenwurf, auch unter dem Südflügel der Schollen, zu fordern. Die ersten kleintektonischen Beobachtungen mit dieser Fragestellung durch B. ENGELS (1961, S. 334 f.) erwiesen bereits für zwei Schlüsselpositionen (Hornbach-Halbfenster in den Allgäuer Alpen, Hasenfluh-Klippe NW vom Flexenpaß in Vorarlberg) eine klare Faltenvergenzrichtung, die für generellen Nordschub dieser Schollen spricht. Eine Revision aller kritischen Stellen durch den Verfasser (1970 b; 1971 b) zeigte dann, daß der Deckenbau durch die durchgehend gegen Norden gerichteten Faltenvergenzen auch in allen Südrandabschnitten von Deckschollen bzw. Nordrandabschnitten von Halbfenstern und Fenstern eindeutig bestätigt werden kann. Die Methode der Faltenvergenzprüfung ist besonders dort geeignet, wo – wie in zahlreichen Abschnitten der Kalkalpen – eine durchgehende tiefgreifende einheitliche Prägung der Falten mit Achsen rechtwinkelig auf die allgemeine Transportrichtung der Decke vorhanden ist, wo also nicht mehrphasige

Systeme verschiedener Vergenz einander gleich mächtig durchdringen oder überlagern. Im letzteren Fall, der in bestimmten Abschnitten lokal begrenzt in den Kalkalpen ebenfalls auftritt, ist dann natürlich eine Diskussion über die Zuordnung der einen oder anderen Faltenysteme zum Überschiebungsakt nötig.

Zwei Beispiele sollen diese vielerorts, von den Vilsener Alpen im Norden bis zur Auflagerungsfläche der Inntal- und Krabachjochdecke im Süden, angestellten Vergenzbeobachtungen veranschaulichen. Im Grenzbereich Allgäu-Lechtaldecke war z. B. die Halbklippe des Hochvogel und das Halbfenster des Hornbachtals zu gebundenen Strukturen, Pilzfalten und Beutelmulden, umgedeutet worden (V. JACOBSHAGEN, 1958, Taf. 5, Fig. B) – vgl. Abb. 57, Fig. A. Am Südrand der Halbklippe gegen das Hornbachtal war daher südvergente und demnach südgerich-

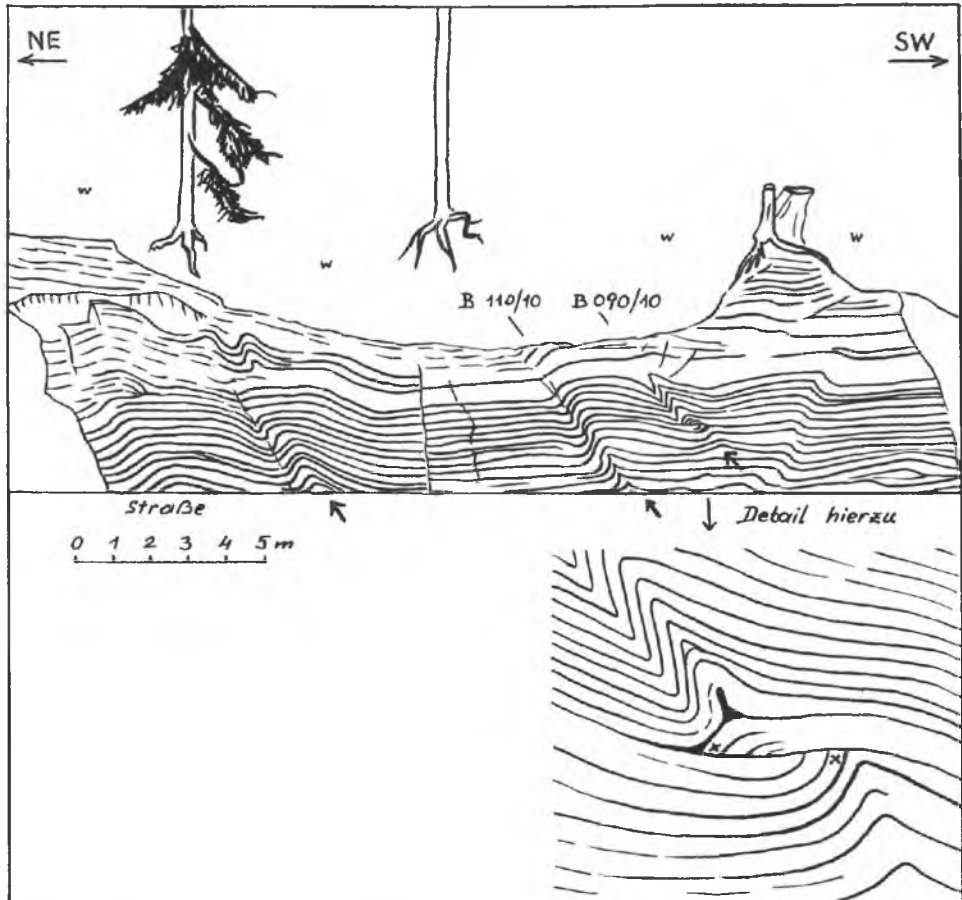


Abb. 58: Nordvergent geschleppte Falten in den plastischen Liasfleckenmergeln (Allgäuschichten) nördlich vom Hornbachtal in den Allgäuer Alpen zeigen die tiefgreifende Prägung der durch die Lechtaldecke des Hochvogelmassivs nordgerichtet überschobenen Jungschichtenzone der Allgäudecke. Nach A. TOLLMANN, 1971 b, Abb. 5.



Abb. 59: Photographischer Ausschnitt aus der vorstehend gezeigten Skizze der Allgäuschichten im Hornbadgebiet, die Vergenz gegen Norden (im Bild links) zeigend.



Abb. 60: Nordvergentes Faltensystem (Achsebene um 70° südfallend, Faltenachsen f. Osten in Richtung um 100° einfallend) unter dem Ostende der Kanzberg-Deck: Hornbachtal, gleiches wie die vorhergehende Abbildung aussagend. Nach A. TOLLMAN Abb. 4.

tete Kleinfaltung in den von dem Hauptdolomit der Scholle überfahrenen Ju-
ten postuliert worden (V. JACOBSSHAGEN, 1961, S. 188). Die Prüfung der Falte
des stark durchgearbeiteten Liasfleckenmergelmaterials unter der Überschi-
den Hängen nördlich des Hornbachtals durch den Verfasser zeigt aber
nahmslos und nur sehr selten lokal gestört die durchgreifende nordvergente
faltung mit langem, in Richtung der Bewegung ansteigendem und kurze-
schlagenem, absteigendem, verkehrtem Faltenschenkel bei einer gegen die Be-
richtung einfallenden Achsebene (Abb. 58-60). Die Deutung der gesamten
kann daher nur in der auf Abb. 57, Fig. B, ausgeführten Weise, also als
Nordüberschiebung, vorgenommen werden.

Als zweites Beispiel sei der tektonische Kontakt zwischen Lechtal- und Inntaldecke beim Ausheben letzterer im Ruitelspitzmassiv in den Lechtaler Alpen angeführt. Seit R. SCHÖNENBERG (1955, S. 74) diese Hauptdolomitscholle der Inntaldecke gegen Westen bei der Grieslalm als Faltenkern der umgebenden Jungschichten der Lechtaldecke unter diese abtauchen ließ, war die Scholle demnach als Sattel, als parautochthone Struktur, aus der Tiefe ausgeschoben, gedeutet worden (D. BANNERT, 1970, S. 103 f.). Die Prüfung des Kontaktes der Ruitelspitzscholle zu den Jungschichten der Lechtaldecke bei der Grieslalm zeigte aber deren Ausheben (A. TOLLMANN, 1971 b, S. 331, Abb. 39), so daß dieser Bestandteil der Inntaldecke keineswegs mit dem Untergrund verwurzelt ist. Die Frage des beiderseitigen Ausschubes oder des seitlichen Einschubes der Ruitelspitz-Hauptdolomitscholle, die sichtbar auf den Jura-Kreideschichten der Lechtaldecke aufrucht, ist durch die Vergenzprüfung der ausgezeichnet aufgeschlossenen Falten beim westgerichteten Ausheben der Scholle zu entscheiden (Abb. 61). Die tiefgreifend unter der Überschiebungsfäche durchbewegten, in Schleppfalten geworfenen Jungschichten der Unterlage sind an W-E streichenden Faltenachsen durchgehend nordvergent geprägt, auch unter dem Südabschnitt der Scholle, wo bei autochthoner Deutung Südvergenz zu fordern gewesen wäre. Daß in südrandnäheren Teilen der Lechtaler Alpen auch jüngere südvergente Aufschuppungen und südvergente Faltungen auftreten, sagt über diese Frage in unserem Raum nichts aus.

Gerade beim letztgenannten Beispiel der Ruitelspitz-Halbklippe der Inntaldecke tritt noch eine weitere, vergenzanzeigende Faltenstruktur unter dem ja für die Frage der generellen Bewegungsrichtung entscheidenden Südrand dieser Scholle auf: die durch O. AMPFERER (1932, S. 95 f.) berühmt gewordene sogenannte „Rollfalte von Madau“, die als tektonische Großform ebenfalls als guter Vergenzanzeiger verwertbar ist. Es handelt sich hierbei zwar um keine zur Rollwalze abgetrennte Faltenform, sondern um eine im Stiel ausgedünnte, mit dem verdickten Kopf überkippt gelagerte Tauchfalte aus Allgäuschichten im Kern und der jüngeren jurassischen Serie herum, die unter der Wucht der überschobenen Inntaldecke aus der Jungschichtenhaut der Lechtaldecke abgezogen, nordvergent verschleppt und in die dort vorhandenen Kreideschiefer der Unterlage stirnend eingepreßt worden ist (Abb. 7). Gerade die neue Prüfung der Madauer Tauchfalte durch D. BANNERT (1970, S. 93, Taf. 8, Fig. g) zeigt trotz gegenteiligen Textes klar das Stirnen, das am Querhang gegen unten und Norden hin sichtbar werdende Schließen der Antiklinalumbiegung. O. AMPFERER (1939 b, S. 189) hatte die Rollfaltenbildung als Anzeichen für die Überwindung eines Hindernisses beim Anstieg des Deckenvorderteiles gedeutet.

Weitere schöne Beispiele für Tauchfalten und daher zugleich für vergente Falten liefern die tauchenden Falten am Vorderen Seekopf östlich des Parseiertales in den Jungschichten der Lechtaldecke, die auf Abb. 30 zu sehen sind.

Stark asymmetrische Knickfaltung kann ebenso wie die übrigen erwähnten vergenten Falten typen die Bewegungsrichtung anzeigen (z. B. vergenzanzeigende „Schichtstauung“ bei H. SCHOLTZ, 1930, S. 284 f., Abb. 28). Die langen aufsteigenden und nach dem Knick im Scheitel kurzen absteigenden Schenkel sind gegenüber der Bewegungsrichtung gleich orientiert wie die entsprechenden Faltenflügel bei Schleppfalten, d. h. die langen Schenkel steigen in Richtung der Bewegung an. Als ein Beispiel für viele aus den Kalkalpen sei die südvergente Knickfaltung in den Kreideschiefern der

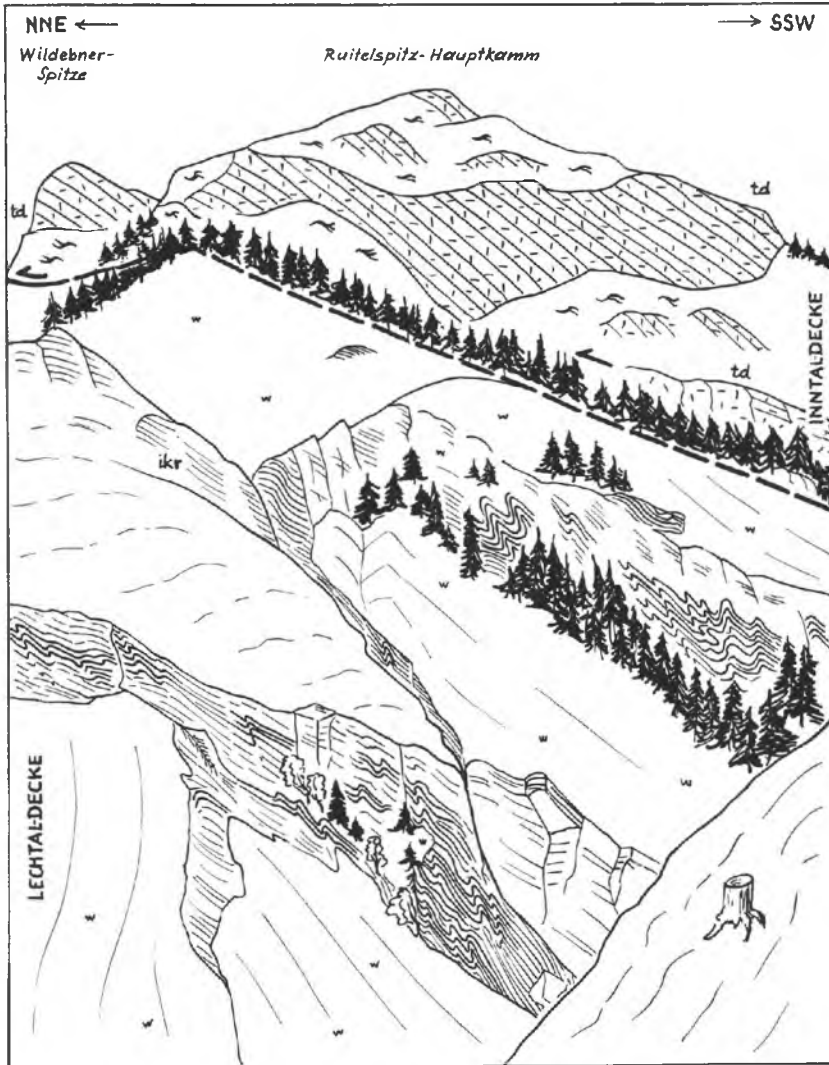


Abb. 61: Die einheitlich nordgerichtete Schleppfaltenvergenz in den Jungschichten der Allgäu-
decke unter der Hauptdolomit-Überschiebung des Ruitelspitzmassivs der Innentaldecke zeigt den
tangentialen Einschub der Decke in nördlicher Richtung an. Nach A. TOLLMANN, 1971 b, S. 332,
Abb. 40.

Patrolmulde der Lechtaldecke in den Lechtaler Alpen erwähnt, die J. WESTRUP (1970,
S. 109) beschrieben hat – Abb. 62.

F l a m m e n (flammas; flames): Eine spezielle Art der Schleppfaltung, bei der
die in Richtung der Bewegung geschleppten Faltensättel in unmittelbarer Nähe einer
Hauptüberschiebungsfläche gegen oben hin spitz ausgezogen werden, so daß sie

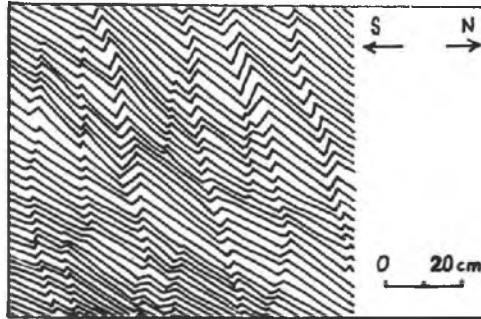


Abb. 62: Knickfaltung in den Kreideschiefern der Patroldulde am Mittelrücken in den Lechtaler Alpen. Nach J. WESTRUP, 1970, Abb. 23. Die stark asymmetrische Faltenausbildung mit langen, gegen Süden aufsteigenden Schenkeln zeigt Südbewegung des Hangenden an.

gleich Flammen schräg in der Bewegungsrichtung aufzüngeln, ist von A. PENCK (1908, S. 9, Abb. 1–2) als „Flammen“ bezeichnet worden. Er hat als Typusbeispiel die in Form solcher Flammen in den Lochseitenkalk eingeschleppten Eozänschiefer der Unterlage der Glarner Deckenüberschiebung abgebildet. Ostalpine Beispiele hierfür sind eher in den Zentralalpen als in den Kalkalpen zu finden, so etwa im Unterostalpin der Radstädter Tauern in den Bergen östlich des Tappenkarsees, wo ein intensives flammenartiges Emporzüngeln der Antiklinalkerne nahe der Deckenbasis beeindruckt.

Wirbelbildung (tourbillons; eddies), Spiralfaltung (pli spiral; spiral fold): Eine weitere spezifische Faltungsart in sehr plastischem Material zwischen festeren

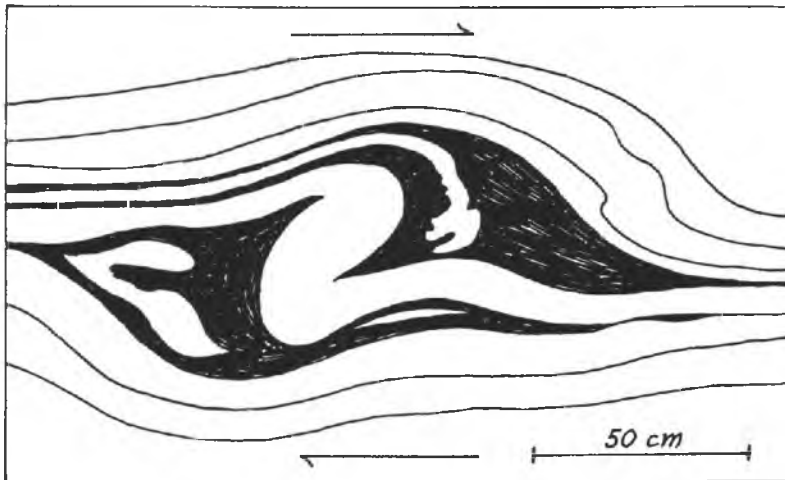


Abb. 63: Vergenzenanzeigende Wirbelbildung in einem Bitumenmergel des Plattenkalkes bei Seefeld in Tirol nach G. FISCHER, 1957, Abb. 10.

Schichten stellt die Wirbelbildung dar, die ähnlich wie etwa die Wirbelbildung bei Einschlüssen in Kristallen der kristallinen Schiefer die Bewegungsrichtung während der Genese ablesen läßt. Auch bei der Wirbelbildung im bildsamen Sedimentgestein zeigt der Drehungssinn um die Achse des Wirbels (der Spiralfalte) den Relativsinn der Bewegung von Hangend und Liegend an. Ein schönes Beispiel eines derartigen vergenzanzeigenden Faltenknotens hat G. FISCHER (1957, S. 68, Abb. 10) aus den Bitumenmergeln im norischen Plattenkalk von Seefeld in Tirol zur Darstellung gebracht - Abb. 63.

e) S c h l e p p u n g (retroussement, rebroussement; drag)

Das gleiche Phänomen, das wir einerseits an vertikalen oder steilen bruchtektonischen Strukturen erkennen und das uns den Bewegungssinn der Schollen zueinander ablesen läßt, das wir andererseits hundertfältig an kleintektonischen Bewegungsflächen verschiedener Art als Richtungsanzeiger erkennen können, tritt gelegentlich auch an flachen Überschiebungsbahnen größeren Ausmaßes in Erscheinung: es ist die Schleppung, die die unmittelbar an die Schubfläche angrenzenden Partien des Liegenden und Hangenden erfassen kann, wobei die Enden der betreffenden Gesteinspakete in der Liegendscholle in Richtung des Bewegungssinnes umgebogen mitgeschleppt werden, während sie in der Hangendschubmasse der Reibung entsprechend nach hinten, also gegen den Bewegungssinn zeigen (vgl. H. CLOOS, 1936, S. 239, Abb. 190).

Noch wichtiger vielleicht ist die Vergenzanzeige durch Schleppung in den an die Hauptbewegungsbahn angrenzenden Gesteinspartien, die von zur Hauptbahn parallelen bis subparallelen Scherflächen durchzogen sind, an denen sich hundertfältig die Richtung der Schleppung, die Bewegungsrichtung von Hangend gegenüber Liegend an den S-förmigen Verbiegungen der betroffenen Schichten entlang jeder einzelnen Scherfläche erkennen läßt.

Als ein kalkalpines Beispiel sei die Schleppung des oberen Hauptdolomites der Liegendscholle (Lechtaldecke) südlich unterhalb des Hinteren Seekopfes in den Lechtaler Alpen erwähnt (Abb. 30), wo der in großer Breite seiner stehende Hauptdolomit unter der Einwirkung der nordbewegten Seekopfscholle auf $175^{\circ}/50^{\circ}$ gegen Norden umgeschlagen wurde. Die erwähnte Schleppung im Kleinbereich hingegen ist vielerorts entlang gut aufgeschlossener Schubbahnen zu beobachten.

Schleppung größeren Ausmaßes tritt keinesfalls immer an Überschiebungsbahnen auf. Ihre Ausbildung hängt von mehreren Faktoren ab. Kommt ein sehr plastisches, z. B. tonig-mergeliges Gestein unter eine rigide Schubmasse zu liegen, so äußert sich die Verformung im grenznahen Bereich eher durch Schlepplaltung und intensive Zerschierung. Tritt ein dünnschichtiges, schieferdurchsetztes kalkiges oder kieseliges Gestein in der Unterlage heran, so dominiert die Faltung, obgleich auch hier die Beispiele von Schleppung des Oberrandes der Liegendscholle in Bewegungsrichtung nicht selten sind (vgl. Abb. 31, Allgäuschichten im Liegenden des Wildenkares - allerdings auch als abgeschnittene Schlepplaltung zu deuten). Am ehesten scheint sich in den Kalkalpen Schleppung an Deckengrenzen in gut geschichtetem, nicht massivem Gestein bei nicht zu starkem Plastizitätsunterschied zwischen Liegend- und Hangend- scholle zu entwickeln.

f) Transversalschieferung (schistosité; cleavage)

Auswertbarkeit der Schieferungslage: Bekanntlich gewährt auch die Lage der Schieferung in Beziehung zu den Schichtflächen die Möglichkeit, die herrschende Vergenz festzustellen, falls man in einer Region mit überkipptem Faltenbau arbeitet. Da die Schieferung im Idealfall etwa parallel zu den Achsenebenen der Falten, sonst aber fächerförmig verläuft (siehe S. 218), so kann man auch ohne sichtbar aufgeschlossene Sattel- und Muldenumbiegungen aufrechte und verkehrte Schenkel der Falten und damit die Orientierung und Vergenz der Faltung ablesen, da ja im normallagernden Faltenflügel die Schieferungsflächen steiler als die Schichtflächen, im verkehrtlagernden Schenkel aber flacher als sie liegen (vgl. z. B. B. ENGELS, 1959, S. 67) – Abb. 64. Die Schieferungsflächen werden demnach bei einem durch die

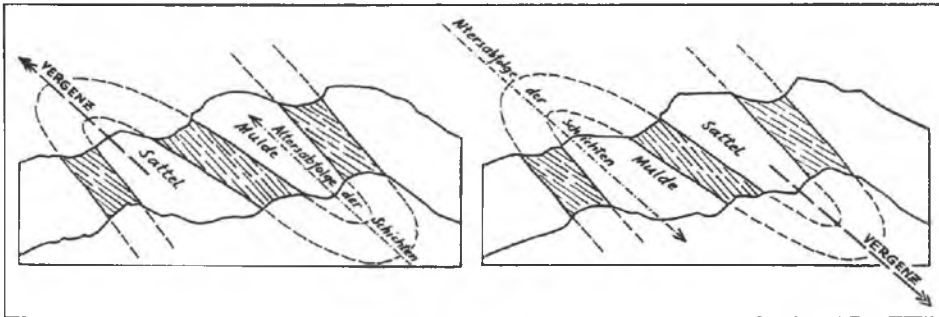


Abb. 64: Verhältnis von Schieferungsflächen und Schichtung bei überkippten und tauchenden Falten nach W. SCHWAN, 1967, S. 633, Abb. 11. Ohne zusätzliche Kenntnis von Schichtalter bzw. von aufrechtem und verkehrtem Sedimentgefüge wäre nur auf Grund der Schieferung-Schichtung-Beziehung weder das Sattel-Mulden-Verhältnis noch die Vergenz bestimmbar.

darüber bewegte Decke einheitlich beanspruchten Material analog den Achsenebenen gegen die Bewegungsrichtung des Deckenschubes einfallen. Auch aus der Beobachtung der Art der „Brechung“ (S. 218) der Schieferung beim Übertritt in eine materialverschiedene Schicht kann man auf Hangend- oder Liegendschenkel schließen (siehe Abb. 108): im Verkehrtshenkel einer überkippten Falte ist das Einfallen der Schieferung in den schlechter schieferbaren Schichten geringer, im Aufrechtshenkel stärker als in gut schieferbaren Schichten.

Es erscheint aber wichtig, darauf hinzuweisen, daß diese Regeln nur gelten, wenn man sich in einer im großen gesehenen normallagernden Serie befindet, bzw. wenn man weiß, daß man es nicht mit Tauchfalten zu tun hat. Daß dieser von vielen Autoren früher übersehene Umstand wesentlich ist, haben z. B. W. PLESSMANN (1959, S. 518), G. WILSON (1961, S. 503), J. RODGERS (1962, S. 90 ff.), W. SCHWAN (1967, S. 627 ff.) etc. betont. Liegen Tauchfalten vor, so sind bei gleichem Lagerungsverhältnis von Schieferung und Schichtung Sattel und Mulde vertauscht, die Vergenzrichtung umgekehrt (Abb. 64). Für eine eindeutige Vergenzbestimmung mit Hilfe der Schieferung gehört also – ebenso wie bei der Vergenzbestimmung mit überkippten Falten angeführt –

noch das Wissen um die aufrechte oder verkehrte Schichtlagerung in den untersuchten Flügeln dazu, die durch sedimentologische Kriterien (siehe S. 208 ff.) im Feld oder im Schliff dazu ermittelt werden muß.

Schließlich muß auch noch daran erinnert werden, daß bei Falten mit starkem Achsengefälle (bereits über 30°) große Vorsicht bei der Auswertung der Schieferungsrichtung in bezug auf die Schichtung anzuwenden ist, wie bei J. RODGERS (1962, S. 89) des näheren ausgeführt wird.

Besondere Beachtung verdient der Umstand, daß gerade mit großen Überschiebungen eine von der dem Faltenbau symmetrisch zugeordneten Schieferung unabhängige, eigene, schräg verlaufende, durch die Überschiebung selbst erzeugte Überschiebungsschieferung* (clivage de charriage, schistosité de dislocation, B. ADERCA, 1960, S. 101; thrust cleavage, R. BLOOMER & H. WERNER, 1955) auftreten kann. Diese ist in spitzem Winkel zur Überschiebungsfläche geneigt und fällt steiler als die Schubfläche entgegen der Bewegung ein. G. WILSON (1961, S. 477 ff., Abb. 27) gab eine zusammenfassende Übersicht über diesen interessanten Schieferungstypus, geknüpft an Überschiebungen.

Unterscheidung von Schieferung und Schubklüftung: Bei Festlegung der primären Hauptvergenz mit Hilfe der Transversalschieferung ist darauf zu achten, daß gelegentlich eine zweite, sekundäre Schieferung besonderer Art auftreten kann, die von der Hauptvergenz durchaus abweicht und von H. SCHOLTZ (1930, S. 244) erstmalig als Schubklüftung (schistosité de fracture; fracture cleavage) bezeichnet worden ist (vgl. S. 219). Darunter versteht man im Sinne des Autors und von H. CLOOS (1936, S. 336), B. ENGELS (1959, S. 73) etc. Scherflächensysteme, die im allgemeinen entgegengesetzt zur Transversalschieferung einfallen, mit ihren Einzelzügen meist in relativ großen Abständen (cm- bis m-Bereich, selten feiner) auftreten und nicht eine bis zur mikroskopischen Feinheit reichende Spaltbarkeit der Schiefer wie die Schieferung erzielen, gegenüber der Transversalschieferung stets sekundär, relativ spät tektonisch entstanden sind und meist eine deutliche Schleppung der durch sie betroffenen Schieferungs- bzw. subparallelen Schichtungsflächen bewirken, so daß der relative Bewegungssinn an dieser Einzelzufe gut abgelesen werden kann (Abb. 65). Eine derartige Schubklüftung kann also nicht zur Bestimmung der primären Deckenüberschiebungsrichtung und der damit verbundenen Gefügeprägung verwendet werden. In den Kalkalpen treffen wir diesen Typus der Durchscherung besonders in den tonig-schieferigen Gesteinen, und er zeigt die erwähnte, von der Hauptschubrichtung und der ss subparallelen ersten Schieferung abweichende Orientierung. Als Beispiel sei die Schubklüftung in den Allgäuschichten N vom Hornbachtal in den Allgäuer Alpen zitiert (B. ENGELS, 1960, S. 350, Abb. 11; A. TOLLMANN, 1971 b, S. 284, Abb. 6).

Kalkalpine Beispiele für vergenzanzeigende Transversalschieferung: Schöne Beispiele über die Auswertung der Schieferungslage zur Vergenzbestimmung hat B. ENGELS (1960, Abb. 10, 15, 16; 1970, Abb. 2, 3, 4) aus den Allgäuschichten im Hornbach-Halbfenster in den Allgäuer Alpen und aus den Kreideschiefern im Liegenden der Krabachjoch-Deckscholle in den Lechtaler Alpen gebracht. In beiden Fällen läßt die Bestimmung der Bewegungsrichtung auf den nordvergenten Deckentransport im Hangenden der durchgeschieferten Serien schließen und spricht klar gegen die hier ver-

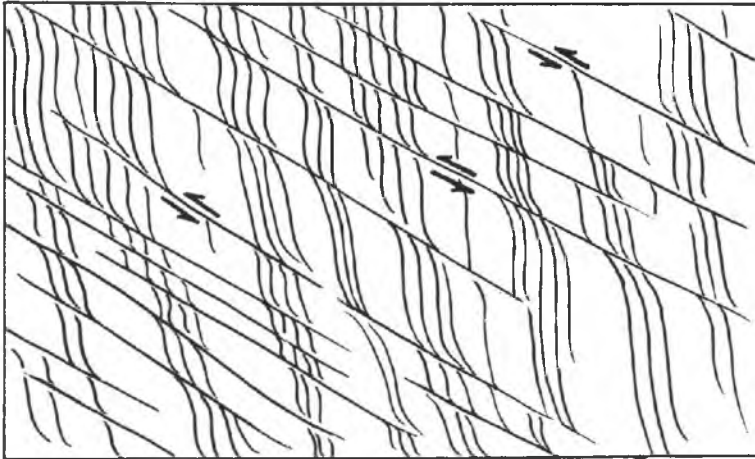


Abb. 65: Schematische Darstellung der Schubklüftung.

suchte gebundene Tektonik. Im Beispiel der Krabachjoch-Deckscholle etwa war bei der Deutung als Pilz eine allseitige, gegen auswärts aufsteigende, um die Scholle herumlaufende Transversalschieferung in den angrenzenden Kreideschiefern der Lechtaler Hauptmulde zu erwarten. Statt dessen hat B. ENGELS (1970, S. 171 ff.) unter der Krabachmasse eine durchlaufende W-E streichende und gegen S, also gegen die – demnach nordvergente – Bewegung einfallende Transversalschieferung vorgefunden, auch am Südrand der Deckscholle (Abb. 66).

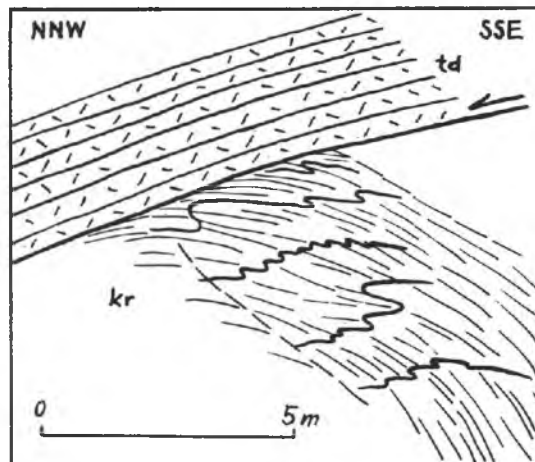


Abb. 66: Nordvergenz von Transversalschieferung und Faltung im Liegenden der Überschiebungsfläche am Südrand der Krabachjoch-Deckschollengruppe in den Lechtaler Alpen, den seitlichen Einschub der Deckscholle beweisend. Nach B. ENGELS, 1970, S. 173, Abb. 3.

g) Rutschstreifen, Striemungsrichtung, Rillung (stries; striations)

Die Striemungsrichtung bzw. die Anordnung der Rutschstreifen auf den Schubflächen gibt analog den entsprechenden Schleifspuren auf den Harnischen der bruchtektonischen Strukturen den Bewegungssinn der übereinander verschobenen Einheiten an. Ebenfalls analog zur Aussagekraft der Einzelbeobachtung von Striemungsrichtungen auf Harnischen ist jene aus Schubflächen: in beiden Fällen kann über den großräumigen Bewegungssinn nur dann bestimmt ausgesagt werden, wenn genügend reiches Beobachtungsmaterial statistisch ausgewertet vorliegt, um über die Zufälligkeiten der lokalen Teilbewegungen hinwegzukommen. Frühe Auswertung von Rutschstreifen (Striemung) für die Festlegung der Bewegungsrichtung einer Decke finden wir bei E. SUSS (1905, S. 721, 723). Striemung als Richtungsanzeiger der Bewegung auf aneinander vorbeigeglittenen Schichtflächen gefalteter Gesteinspakete sind ja seit langem bekannt (vgl. hierzu historische Übersicht bei G. WILSON, 1961, S. 441).

Daher haben H. P. CORNELIUS (1919, S. 306) ebenso wie V. JACOBSHAGEN & K. KOCH (1959, S. 65) festgestellt, daß Rutschstreifen auf Schubflächen kein befriedigendes Mittel zur sicheren Vergenzbestimmung darstellen, auch daß eventuell vorhandene primäre Striemungen durch spätere Nachbewegungen vielfach überlagert sein können. Die Existenz von Rutschstreifen auf den Überschiebungsflächen ist jedenfalls durch die erwähnten Arbeiten auch in den Kalkalpen sichergestellt. Daß genügend zahlreiche Beobachtungen eine Auswertung zulassen, steht außer Zweifel. In anderen Gebieten hat sich ja die Festlegung der Bewegungsrichtung auf Grund der auf den Schubflächen festgestellten Striemungen gut auswerten lassen (B. ACCORDI, 1955, S. 175: Bewegungsflächen im Dachsteinkalk der Dolomiten). An kalkalpinen Beispielen seien nur die Beobachtungen von R. ROSSNER (1972, S. 31: „Rillung“) hervorgehoben.

Von Interesse wird sein, ob man neben der Rutschstreifung auf Bewegungsflächen auch halbmondförmige Druckmarken (lunules; crescentic grooves) – vgl. E. WEGMANN & J. SCHAEER (1957, S. 491 ff.) und G. WILSON (1961, S. 441) – analog jenen bewegungsrichtungsanzeigenden Marken auf Schichtflächen in gefalteten Schichtstößen als Vergenzanzeiger antreffen kann.

h) Fiederspalt en (diaclasses en échelon; tension gashes en échelon)

Struktur und Entstehung der Fiederspalt en sowie ihre Bedeutung für die Vergenzaussage: Fiederklüfte und die größeren Fiederspalt en sind spaltenartige Zerrfugen, die schräg angeordnet in parallelen Scharen entlang von Bewegungsflächen in Gesteinspaketen entstehen, wobei die Öffnungsrichtung des spitzen Winkels zwischen der Bewegungsfläche (Scherfläche) und den Fiederklüften jeweils gegen die Bewegungsrichtung der betreffenden Scholle gerichtet ist (Abb. 67). Die Erscheinung ist im Kleinbereich entlang von Verschiebungsflächen wohl bekannt, dort durch die Verheilung der Klüfte durch weißen Kalzit meist betont und daher auffällig (H. CLOOS, 1936, S. 235 ff.) und aus alpinem und außeralpinem Bereich vielfach beschrieben. Bei noch leichter Andauer der Bewegung nach Aufreißen (und Füllung mit Kalzit) kann noch eine leichte Schleppung beim Ansatz der Fiederklüfte eintreten, den Bewegungssinn der Scholle unterstreichend (Abb. 67). Wie K. MERTZ

experimentell unterbaute Studie über die Fiederkluft-Genese von W. RIEDEL, 1929, hinzuweisen ist.

Fiederspaltenspalten sind aber ebenso wie an den kleineren Scherflächensystemen an den großen Überschiebungsflächen zu erwarten und würden bei Vorhandensein auf den Bewegungssinn der Schubfläche hinweisen, der erwähnte spitze Winkel würde sich wiederum gegen die Bewegungsrichtung öffnen.

Kalkalpine Beispiele: Diese Möglichkeit der Vergenzermittlung wurde erstmalig von V. JACOBHAGEN & K. KOCH (1959, S. 66) ins Auge gefaßt und als mögliches Beispiel das entgegengesetzt zur Überschiebungsfläche einfallende Spaltensystem im Hauptdolomit des Mutlerkopfes östlich der Kemptener Hütte im Allgäuer Hauptkamm angeführt (Abb. 68). Der Hauptdolomit dieses Berges liegt an der Basis der Überschiebung der Lechtal- über die Allgäudecke, und die von den Autoren ins Auge gefaßte Deutung der Schrägflugschar als vergenzanzeigende Fiederspaltenspalten wird sicherlich zutreffen.

i) Verkeilung (invection*; invection*)

Bedeutung: Als ausgesprochener Richtungsanzeiger an Überschiebungsflächen ist als eine Weiterentwicklung der zuvor erwähnten Fiederspaltenspalten die Verkeilung anzuführen.

Definition und Erläuterung: Bei Verkeilung wird durch Aufreißen von spitzwinkelig zur Bewegungsfläche angelegten Fiederspaltenspalten entlang einer Bewegungsbahn oder durch Aufblättern eines Schichtstoßes entlang dieser Überschiebungsfläche das schräge keilförmige Eindringen des plastischen Gesteines der Gegenscholle in die spröder reagierende Serie ermöglicht bzw. das Eintreiben von Keilen des sprödereren Gesteins in die plastischere Masse bewirkt. Plastische oder rigide Keile können entweder in die Unterlage oder auch in die Basis des hangenden Schubkörpers eindringen, da ja die Fiederspaltenspalten sich zu beiden Seiten der Bewegungsfläche entwickeln. Die Keile weisen mit ihren Spitzen in die Transportrichtung. Für die Bestimmung der Bewegungsrichtung sollen Keile verwendet werden, die noch mit der Hauptmasse des Schubkörpers in Zusammenhang stehen und nicht, wie im Spätstadium der Ausgestaltung, als abgerissene Schollen und Späne allseits im weicheren Material eingehüllt isoliert sind (Abb. 69). Als Bewegungsrichtung kann mit V. JACOBHAGEN & K. KOCH (1959, S. 68) die Senkrechte auf die Schnittgerade zwischen Schubbahn und der aufgeblätternen Fiederspaltenspalte, also die Senkrechte auf die Keilschneide, zur Keilspitze weisend, bestimmt werden.

Nomenklatorisches und Historisches: Die Erscheinung der Verkeilung hat zuerst F. KERNER (1909, S. 260 ff.) an den grandiosen Beispielen der bis über Kilometer langen, im Jura („Rhät“ bei KERNER) steckenden paläozoischen Quarzphyllit-Keile im Bereich des Gschnitztales in den Stubaier Alpen erfaßt und 1911 (S. 385–452) die dort in den Sockel getriebenen Späne unter der Bezeichnung „Keile“ (Abb. 3, S. 400; Abb. 8, S. 423; S. 449 etc.) oder „Einschiebungskeile“ (S. 450, 452) erläutert. Spätere Bearbeiter der Stubaier Alpen haben diese Beobachtungen bestätigt (O. SCHMIDEGG, 1956, S. 281 f.; Taf. 1) und bei genaueren Aufnahmen noch bedeu-

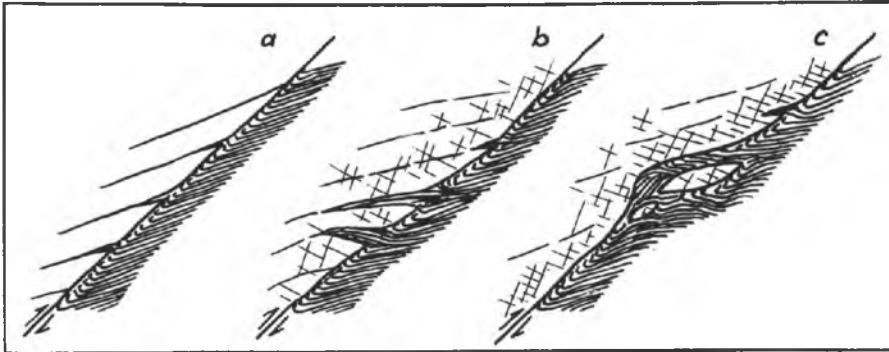


Abb. 69: Verkeilung als Vergenzanzeiger an Überschiebungsflächen. Die schematische Darstellung nach V. JACOBSHAGEN & K. KOCH (1959, Abb. 2) zeigt fortschreitende Stadien der Aufblätterung an der Basis einer Schubmasse: a) Aufreißen von Fickerspalten, b) Verkeilung, c) tektonische Linsen- und Spanbildung.

tendere Dimensionen dieser Keile ermittelt: die Quarzphyllitkeile können 100 m Mächtigkeit und 2 km Ausdehnung erreichen (J. GEYSSANT, 1971, S. 354).

Wird eine Gesteinsserie mit der Unterlage durch enge faltende Einpressung miteinander verkeilt, so daß die scharfen Scharniere keilförmig miteinander verzahnen, so spricht man seit G. STEINMANN (1898, S. 270) und O. WILCKENS (1912, S. 15) von *Einkellung*, wobei allerdings hier nicht wie bei der Verkeilung fremde Elemente in eine andere Einheit einspießen, sondern auch eine in sich verfaltete, zerrissene und verespigte Normalserie unter diesem Begriff subsumiert wird.

Im Jahr 1951 (S. 62) beschrieb W. QUENSTEDT das Phänomen der Verkeilung ohne Kenntnis der oben angeführten vergleichbaren Erscheinung unter der Bezeichnung „Invektion“ neu, worunter er einen „tektonischen Einschub viel älterer ... Gesteine in wesentlich jüngere in schmalster Mächtigkeit“, oft auf hunderte Meter weit verfolgbar, verstanden wissen wollte. Der Keil wird hierbei als „Invekt“ bezeichnet. Der Vorgang, wie er von QUENSTEDT beschrieben wurde, ist ident mit dem Prozeß der Verkeilung. Hinzuzufügen ist allerdings, daß QUENSTEDT die Erscheinung möglicherweise am ungeeigneten Objekt definierte: Sein Typusobjekt sind rote Kalklagen des mittleren Malm, die im Ampelsbachtal NE Achenkirchen in Tirol in die oberstithonen Tiefentaler Schichten eingelagert sind. Wenn die Alterseinstufung nicht absolut gesichert wäre, würde man an schichtparallele submarine sedimentäre Spaltenfüllungen in S-Spalten oder an neptunische Spaltenfüllungen, wie sie ja gerade aus dem SE davon gelegenen Sonnwendgebirge J. WENDT (1969, S. 232; 1971, S. 139 ff.) beschrieben hat, erinnert.

W. STENGEL-R. (1958, S. 198 und Abb. 8), besonders aber V. JACOBSHAGEN & K. KOCH (1959, S. 67 ff.) gaben dann Beispiele für Verkeilungen als Richtungsanzeiger für Überschiebungen aus den westlichen Kalkalpen. Der Verfasser (1966 a, S. 189) wies auf zerrissene Verkeilung in den niederösterreichischen Kalkalpen westlich von Annaberg hin.

Kalkalpine Beispiele: Die besten Beispiele für Verkeilung in den Nördlichen Kalkalpen stammen aus dem Deckenüberschiebungsbereich zwischen Allgäu-

und Lechtaldecke in den Allgäuer Alpen sowie von der Basis der Krabachjoch-Deckscholle s. l. östlich des Flexenpasses in den Lechtaler Alpen, mitgeteilt durch V. JACOBSHAGEN & K. KOCH (l. c.). An dem hier wiedergegebenen Beispiel vom Krottenspitz in den Allgäuer Alpen zeigt die Richtung der Verkeilung (Abb. 70) gegen NNW hin eine vollkommene Übereinstimmung mit der durch die ENE streichenden Faltenachsen bei Vergenz gegen NNW ableitbaren Bewegungsrichtung.

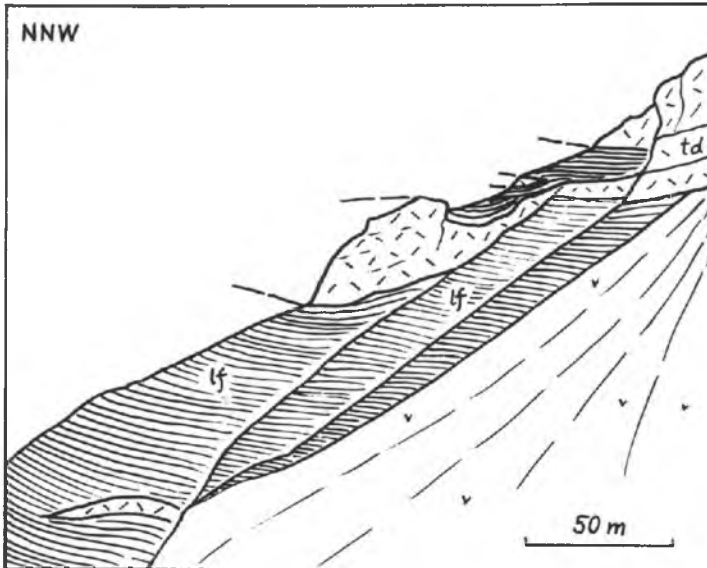


Abb. 70: Verkeilung des Hauptdolomites der Basis der Lechtaldecke am Krottenspitz im Allgäuer Hauptkamm mit dem Liasfleckenmergel der Allgäudecke. Die W-E orientierte Ansichtsskizze verläuft fast in der Längsrichtung des WSW-ENE streichenden Hauptkeiles, der von abgerissenen Spänen begleitet ist. Nach V. JACOBSHAGEN & K. KOCH, 1959, Abb. 3.

j) Exotische Schürflinge ableitbarer Herkunft (lambeaux exotiques de seconde espèce; exotic dislodged slices of the substratum)

Bedeutung für den Allochthonie- und Transportrichtungs-Nachweis: Während auf das Phänomen der Schürflinge, die gelegentlich flächenmäßig in Form eines Reibungsteppichs an der Basis von großen Deckenüberschiebungen auftreten, in einem eigenen Abschnitt eingegangen worden ist (S. 104 ff.), liefern exotische Schürflinge charakteristischer Zusammensetzung, die sich aus nur einem bestimmten Heimatgebiet ableiten lassen, naturgemäß wesentliche Hinweise auf den Weg ihrer Verfrachtung, also auf die Bewegungsrichtung der sie als passive Elemente durch Schleppung an der Basis mitführenden Decke, wie schon Alb. HEIM (1922, S. 867) vermerkt hat.

Als altberühmtes, die Kalkalpen betreffendes Beispiel sei die unter dem Westabschnitt der Kalkalpen in ganzer Breite bei ihrem einstigen Weg über die Zentralalpen gegen Norden mitgeschleppte Serie exotischer Schollen und Schürflinge der

Arosazone erwähnt (Abb. 71). Diese durch basische Eruptiva und andere Merkmale gut identifizierbare Einheit unterlagert bekanntlich, noch zusammenhängend aus ihrem zentralalpinen Ostschweizer Heimatgebiet bis unter den Rhätikon hinüberreichend, den Kalkalpen-Westteil bis nach Oberstdorf und Hindelang im Allgäu vordringend. Diese Schollenreihe war, historisch gesehen, auch namhaft für die Erkenntnis der Allochthonie der Kalkalpen verantwortlich. Ihr Fernschub aus dem Süden war ja gerade hierdurch von M. LUGEON (1896, S. 39 f.) geahnt und von G. STEINMANN (1898, S. 258; 1906, S. 37 ff.) in klarer Weise erfaßt worden. Die Bedeutung dieser Arosa Schürflinge, neuere Literatur hierüber, moderne Kritik und Antwort hierauf sind in einer Studie vom Verfasser (1970 c, S. 335 ff.) erst jüngst behandelt worden, worauf hier verwiesen wird. Sichtbar wird der exotische Schleppschollenteppich unter diesem Teil der Kalkalpen einerseits durch deren westliches Ausheben am Westrand, andererseits durch sekundäres Aufpressen an Aufbrüchen oder Aufschieben in Schürflingsfenstern im Inneren, wodurch Kunde über den Untergrund empordringt.

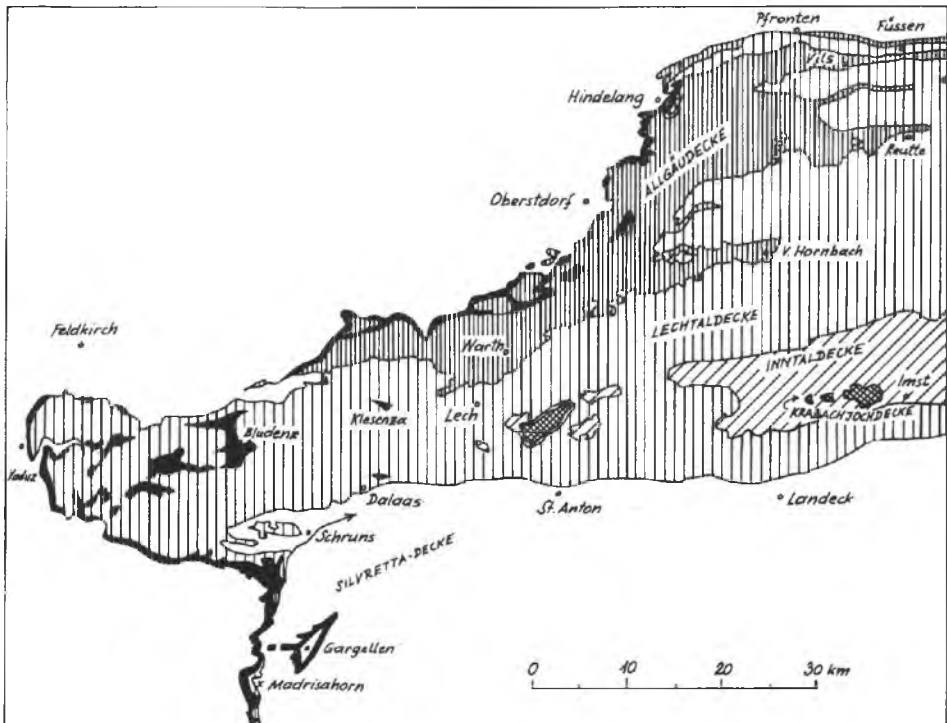


Abb. 71: Der Arosa-Schürflingsteppich (schwarze Signatur) unter dem Westteil der Kalkalpen zwischen Rhätikon und Hindelang. Nach A. TOLLMANN, 1970 a, Taf. 3. Nach einem Bericht von Kl. MÜLLER (1972, S. 14) über das Randcenoman dieser Region erscheint dem Verfasser wahrscheinlich, daß ein beträchtlicher Teil der bisher als Arosa-Schürflinge ausgeschiedenen Mittelkreide der Randcenomanschuppe angehört.

Die besondere lokale Bedeutung dieses Teppichs liegt darin, daß er nicht nur Vergenz der Schubrichtung der Kalkalpen, von Süden kommend, über das Heimatgebiet der Arosazone gegen Norden anzeigt, sondern auch die Entscheidung in der durch E. KRAUS stets im Gegensatz zu den meisten anderen Autoren verfochtenen Ansicht der Existenz einer Nordnarbe zwischen den heutigen Zentralalpen und den Kalkalpen bringt, aus der die Kalkalpen ohne Fernschub bezogen hätten werden können: Da E. KRAUS selbst die Herkunft der von den Kalkalpen mitgeschleppten Arosaschollen aus der Arosazone der heute trotz eigener Nordvergenz hinter und südlich seiner angenommenen Nordnarbe gelegenen Linie zugegeben hatte, bleibt gar keine Möglichkeit, die Kalkalpen aus der Region nördlich der Narbe, primär frei von diesen tektonisch mitgeföbsten Schollen, zu beziehen. Man erkennt: bei der Auswertung von exotischen Schürflingen an Deckengrenzen ist neben der Vergenzableitung gelegentlich auch eine Aussage über Mindesttransportweite aus ihrem Heimatgebiet möglich, wenn entsprechende Leitgesteine zur Verfügung stehen.

Besondere Berücksichtigung der komplexen Situation bei Richtungsbestimmung der Überschiebung durch Schürflinge: Es zeigt sich, daß bei solchen Ableitungen der Bewegungsrichtung durch Schürflinge die gesamte Kenntnis der regionalen Verhältnisse und Gesteinsserien vonnöten ist. Hierauf soll das Beispiel des zweiten großen Schürflingsteppichs, im Ostabschnitt der Kalkalpen gelegen, gemahnen. Dieser östliche Schürflingsteppich läßt sich in einer Länge von über 200 km und im Raum der Weyerer Bögen in Dreiviertel der gesamten Breite der Kalkalpen von ihrem Stirnrand gegen Süden ins Innere der Kalkalpen hin erfassen, wiederum dank der an inneren Bewegungsbahnen hochgeschleppten Späne. Näheres hierüber wurde von G. HERTWECK (1961, S. 69 ff.), jüngst zusammenfassend auch vom Verfasser (1970 c, S. 331) mitgeteilt und ist auch hier bereits bei der Schürflingsfrage S. 106 f. ausgeführt worden (Abb. 50). Hier interessiert nur, daß nun das Material der Schürflinge, das eindeutig aus der faziell sehr gut charakterisierten tiefbajuvarischen (Frankenfels-Ternberger) Decke von der Nordrandzone der Kalkalpen stammt, bis weit in den Südtel der Kalkalpen eingeschleppt erscheint. Als Bewegungsrichtung aber kann hieraus nicht einfach ein südgerichteter tektonischer Transport abgeleitet werden, der in vollkommenem Widerspruch mit allen übrigen Erscheinungen stünde. Man muß vielmehr in diesem Falle in Rechnung stellen, daß das Heimatgebiet der Kalkalpen als Ganzes ja weit im Süden lag, daß der Frontalteil der Kalkalpen bei ihrem Vormarsch in die neue Heimat durch Basalabschürfung die meisten Späne verlor, die eben einen Reibungsteppich unter der dann darüber sich weiter vorschiebenden Decke bildeten. Und aus diesem, ebenfalls vom Süden herangefrachteten Reibungsteppich nahmen dann die Kalkalpen an ihren inneren Bewegungslinien Material auf und rissen vielfach Schollen und Linsen bis an die heute von der Erosion erreichte Oberfläche mit. Das Beispiel wurde zur Veranschaulichung der Komplexität von Rekonstruktionen des Bewegungsmechanismus in vielphasigen orogenen Abschnitten erwähnt. Weitere Beispiele für bewegungsrichtungsanzeigende Schürflingsschwärme aus dem Inneren der Kalkalpen sind im Kapitel über tektonische Schollen S. 102 ff. und S. 305 erörtert.

Beispiele für Schürflingsteppiche (tectonic carpets) aus anderen Regionen alpinotyper Gebirge werden bei K. Hsü (1968, S. 1065) zitiert.

k) Spurschollen (lambeaux de première espèce; dislodged slices of the nappes)

Ausgezeichnete, aber nur sehr selten erhaltene Bewegungsrichtungsanzeiger bei Deckenwanderungen sind Spurschollen entlang der einstigen Marschroute der überschobenen Massen. Spurschollen stellen das Gegenteil von Schürflingen dar: man kann darunter die auf einer Bewegungsbahn durch die Reibung mit dem Untergrund zurückgebliebenen Schollen einer Decke (eines Deckensystems) verstehen, deren Abkunft von der Decke durch eine charakteristische, übereinstimmende, sich von der Umgebung abhebende Fazies zu beweisen ist, deren Verbindung zum Hauptkörper durch eine perlschnurartige Reihe gleichartiger Relikte im günstigsten Fall möglichst dicht zu belegen ist. Spurschollen können vornehmlich aus der Basis oder von der Stirn der Deckenmasse abstammen, aber auch aus inneren Deckenelementen hervorgehen, die durch eine tektonische Verformung des Deckenkörpers die Reibungszone an der Deckenbasis noch während des Transportes erreicht haben. Ihre Erhaltung verdanken solche Spurschollen-Teppiche in erster Linie einer sekundären tektonischen Einwicklung unter einst tiefere tektonische Decken, die dann vor der Erosion schützen.

Das Typusbeispiel für derartige Deckenwanderungszeugen wurde vom Verfasser in der Madrisa-Schollenzone am Ostrand des Prätigau in den Zentralalpen beschrieben (1970 c, S. 338 ff., Abb. 1–2) und die Struktur als „Spurschollen“ bezeichnet (1971 a, S. 382). Im speziellen Fall wurde kalkalpines Triasmaterial charakteristischer Fazies entlang der einstigen Schubbahn der Kalkalpen im Zentralalpengebiet durch die nachmalige Sekundärüberfahrung durch das mittelostalpine Silvretta-Kristallin erhalten (Abb. 72). Mit der Erfassung dieser Zone war zugleich mit dem Nachweis der Schubrichtung ein weiterer Beweis für die Allochthonie der Kalkalpen als Ganzes erbracht worden.

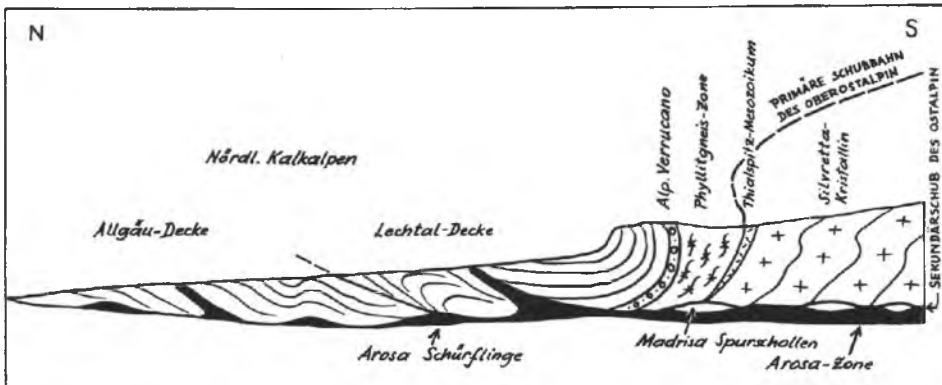


Abb. 72: Die Madrisa-Schollenzone am Ostrand des Prätigau, bestehend aus liegengebliebenen kalkalpinen Spänen auf der Überschiebungsbahn über den zentralalpinen Einheiten. Sie stellt den Typus der Spurschollen dar. Das Schema zeigt die primäre Überschiebungsbahn der Kalkalpen über das Mittelostalpin, zuletzt aber direkt über Arosazone und dann die Einwicklung der liegengebliebenen Madrisaschollen durch den sekundären Nachschub des ostalpinen Ensembles über die Spurschollen. A. TOLLMANN, 1970 c, S. 339, Abb. 1.

Die Madrisa-Schollenzone bildet ein Beispiel für kalkalpine Spurschollen südlich und außerhalb der Kalkalpen. Gegenstücke im Norden, den Kalkalpen vorgelagert und von der einst weiteren Überschiebung und Rückwitterung der Stirnzone kündend, sind sehr selten: Als einziges Beispiel kann die aus Muschelkalk (Annaberger Kalk) bestehende Hoisn-Spurscholle am Ostufer des Traunsees in Oberösterreich angeführt werden, die tief unter der Kalkalpenstirn im Flysch eingewickelt aufscheint (E. SPENGLER, 1924, S. 23).

Innere Spurschollen in den Kalkalpen findet man besonders dort, wo eine Basalabschürfung von Decken deutlich ablesbar ist: die abgerissenen Späne blieben dann auf der Schubbahn liegen. Als Beispiel kann wohl der Teppich aus Obertriaskalkschollen im Rahmen des Hornbach-Halbfensters dienen, der von V. JACOBSHAGEN (1961, S. 173 und Abb. 5–6, allerdings anders gedeutet: S. 201) erwähnt wurde, der im Verein mit der bedeutenden Basalabschürfung der davor liegenden Hochvogel-Halbklippe mit den an die Überschiebungsfläche gebrachten Obertriaskalken entlang der Luitpoldzone diese Späne geliefert haben kann. Auf die Deutungsmöglichkeit als Spurschollen (oder aber auch als Schürflinge) wurde vom Verfasser (1971 b, S. 290) aufmerksam gemacht.

Als weiteres Beispiel aus dem Kalkalpen-Inneren sei die Spurscholle aus Hallstätterkalk N Kainisch im steirischen Salzkammergut im Liegenden der Permoskythbasis der Mitterndorfer Hallstätter Decke, speziell der Röthelstein-Kamp-Deckscholle angeführt (A. TOLLMANN, 1960, S. 77, Taf. 2), wobei den weiteren isolierten kleinen Hallstätter Spänen und Schollen im Grunde des Mitterndorfer Beckens wie Kumitzberg, Schädelkogel und Hartkogel wohl eine ähnliche Position zukommt.

Historisch gesehen war wohl F. KAISIN (1936, S. 83) der erste, der eine klare Unterscheidung zwischen Spurschollen als liegendebliebene Elemente des Schubkörpers unter der Bezeichnung „lambeaux de première espèce“ und Schürflingen als die von der höheren bewegten Masse dem Untergrund entnommenen und verschleppten Späne („lambeaux de seconde espèce“) vorgenommen hat, nachdem bereits lange vorher in der von ihm ins Auge gefaßten Region der Ardennen ein Streit über die Art der Herkunft der dort seit der Beschreibung von F.-L. CORNET (1873, S. 217) bekannten Schürflinge (lambeaux de poussée) abgerollt war. Der französische Ausdruck copeaux (vgl. Definition bei A. CAIRE, 1963, S. 301) besagt nur, daß es sich um tektonische Späne handelt, und beinhaltet keine Unterscheidung zwischen Schürflingen und Spurschollen.

4. Die Bestimmung der Überschiebungsweite

a) Allgemeine Anmerkungen; Deckenabwicklung

Begriffsklärung: Es ist zunächst darauf zu verweisen, daß die Überschiebungsweite zwar häufig, aber keineswegs immer ident mit der Überlagerungsbreite zweier Einheiten ist. Der Unterschied zwischen beiden Größen ist im Fall von Abscherungsdecken dann am geringsten, wenn das abgescherterte Paket nicht in Form von Stockwerktektonik auf der gleichen Unterlage vorgeschoben wird, son-

dern als Decke über fremdes Vorland, im allgemeinen also in der ganzen erschlossenen Schubweite über jüngeren Schichten des fremden Nachbargebietes auflagert. Ein Schemaprofil von Arn. HEIM zeigt die wahren Überschiebungsbeträge in solchen Deckensystemen (Abb. 73). Das andere Extrem stellt sich bei der erwähnten Stock-

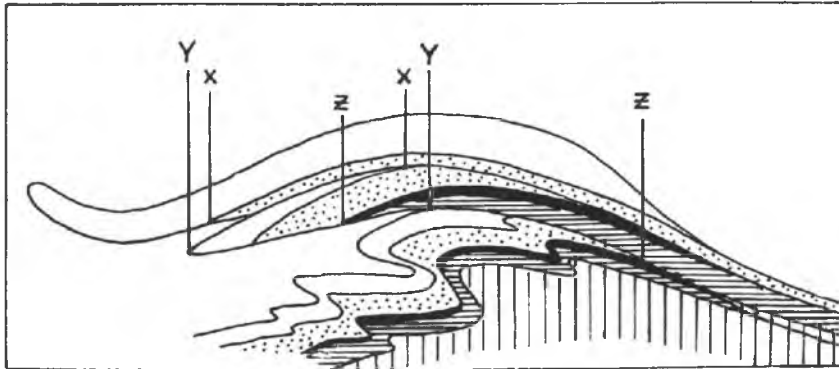


Abb. 73: Schematisches Profil zur Veranschaulichung der Schubweite zwischen den ein- und zusammengehörigen Punkten x-x, y-y, z-z eines Deckenstapels nach Arn. HEIM, 1905, Abb. 5, und 1916, Abb. 1, verfeinert durch Alb. HEIM, 1919, S. 50, Abb. 19.

werktektonik oder damit kombinierter Abscherungstektonik ein: die vorwiegend in Gleithorizonten transportierte Schubmasse kann in großer Breite eine Strecke weit gegenüber dem Rest der zugehörigen Serienabfolge verschoben sein, durch abgesetzte Schrägdurchscherungen in den härteren kompetenteren Lagen von der Heimat abgerissen (Abb. 74). In einem solchen Fall ist die tektonische Überlagerung (*recouvrement horizontal apparent; minimum breadth*) oft wesentlich größer als die wahre Schublänge (*déplacement véritable; net slip*). O. AMPFERER (1906, S. 583) verwendet für die erstgenannte Größe die Bezeichnung Schublänge, für letztere den Namen Förderungslänge. Eine Vielzahl von Beispielen dieser Art des Transportes findet man in den amerikanischen alten und jungen Kettengebirgen (vgl. Ph. KING, 1950, S. 130). Alb. HEIM (1919, S. 49) erwähnt Fälle aus den Schweizer Alpen, wo ein wenige Meter weiter Schubbetrag kilometerbreite Schubflächen erzeugt hat. Ein Beispiel aus den Kalkalpen, wo der Unterschied zwischen tektonischer Schubweite und Überlagerung deutlich wird, liefert die Schubfläche des Westteiles der Reisalpendecke bei Annaberg. Hier ist die Reisalpendecke gegenüber der sie verkehrt unterlagernden Sulzbachdecke (Abb. 2, 11) nur einen Bruchteil gegenüber der hier 10 km breiten verkehrten Unterlage vorgeschoben, da sie aus dem abgescherten Normalschenkel einer riesigen Überfalte hervorging und nur der Versatz an der Abscherungsfläche zwischen den korrespondierenden Schichten in Decke und Untergrund die wahre Schubweite darstellt. Hier ist allerdings zu berücksichtigen, daß trotzdem ein großer tektonischer Transportweg des erwähnten Deckenpaketes als Ganzes genommen vorliegt, da ja die übrige Vorwärtsverfrachtung schon in Form der zuerst gebildeten Überfalte vonstatt ging, also an die Basis der tieferen Einheit, der Sulzbachdecke, in diesem Meridian ein 10 km weiter Überfaltungsbetrag zu liegen kommt.

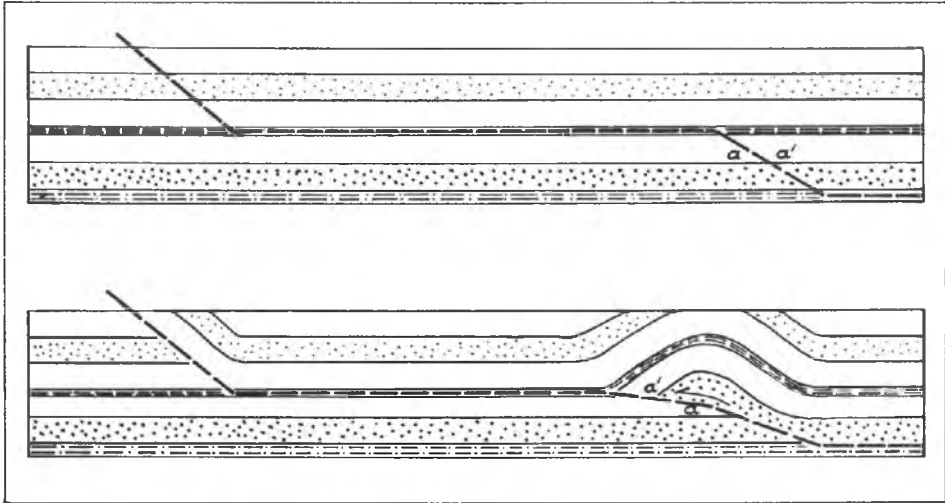


Abb. 74: Schematische Darstellung einer vorgeschobenen Bewegungsmasse, bei der die Schubweite $a-a'$ gegenüber der Überlagerungsbreite nur gering ist. In Anlehnung an Ph. B. KING, 1951, Abb. 35.

Anmerkungen zur Deckenabwicklung: Für die Erstellung einer palinospastischen Karte ist für eine zutreffende Abwicklung der Decken neben den geologischen Beziehungen in erster Linie die Schubweite der Einzeldecken wesentlich, wodurch bei derartigen Untersuchungen stets besonderes Gewicht auf möglichst fundierte Schubweitenbestimmung gelegt worden ist. Insbesondere Alb. HEIM (1878, 2. Bd., S. 211 ff.; 1919, S. 49 ff.), Arn. HEIM (1916) und E. SPENGLER (1957) haben sich mit der Frage der Abwicklung und Schubweitenbestimmung befaßt. E. SPENGLER (l. c., S. 307) hat hierbei besonders betont, daß durch flächenhafte Abwicklung eine genauere Bestimmung der Überschiebungsweite der Decke möglich ist als im Profil, da hierdurch alle Fakten im Gesamttraum der Überschiebungsfrent mitberücksichtigt und seitlich projizierend ausgewertet werden. So wird ein Überschiebungshinweis in Form eines weit hinter der Front gelegenen Fensters auch Auswirkung auf die Vorstellung des betrachteten Schubes des benachbarten, nicht durch die Erosion durchlöchernten Abschnittes einer Decke haben, da nach H. P. CORNELIUS (1949, S. 345) „eine plötzliche Änderung des Ausmaßes des Zusammenschubes im Streichen unmöglich ist“, mit Ausnahme natürlich eines als Drehbewegung ausgebildeten Schubes einer Scholle. Gegenüber dem von E. SPENGLER (1957, S. 307) hierzu aufgestellten, zwar grundsätzlich richtigen Satz: „Wenn zwei oder mehrere nahe nebeneinander gelegene Parallelprofile bei der Abwicklung zu sehr verschiedenen Mindestschubweiten führen, dann gilt die größte unter diesen Schubweiten als kleinste mögliche Schubweite der Decke“, ist aber wohl doch eine Reihe von Einschränkungen hinzuzufügen. Zunächst jene von SPENGLER selbst erwähnte, daß sich die Überschiebungsweite im Streichen an Grenzblättern senkrecht zum Stirnrand sprunghaft ändern kann, wenn der fehlende Überschiebungsbetrag im zurückgebliebenen Flügel durch innere Ver-

formung wie Faltung, Schuppung usw. kompensiert worden ist; dann im ebenfalls von SPENGLER erwähnten Fall, daß eine Masse von der Fortsetzung losgerissen durch Freigleitung sich weiter vorwärts bewegt als die Umgebung, wobei dann natürlich nicht diese Spezialbewegung durch andersartigen Zusammenschub in der Nachbarschaft kompensiert wird. Ferner aber muß man noch mehr, als SPENGLER es tat, der plastischen Verformung eines Deckenstranges in der Längsrichtung, der stärkeren oder schwächeren Vorwärtsbewegung und den damit verbundenen Längsverbiegungen Rechnung tragen und daher keineswegs den maximal sichtbaren Überschiebungsbetrag in der ganzen Länge der Decke durchziehen. Schließlich ist auch noch besonders zu berücksichtigen, daß der Stirnrand einer Schubscholle, wie etwa am Beispiel der Dachstein-Schubmasse naheliegend, nicht gerade gestreckt in Längsrichtung des allgemeinen Streichens verlief, sondern auf Grund eines faziell und mächtigkeitsmäßig stark abweichenden schräg oder gewunden verlaufenden Fazieskanales (in unserem Fall Hallstätter Kanal) mit primär lappigem Vorderrand herausgeschnitten und transportiert worden sein kann, so daß dann zur Berechnung der Schubweite keinesfalls ein seitliches Hineinprojizieren von in tiefen Buchten sichtbar werdendem überschobenem Untergrund unter die Schollenhauptmasse parallel zum allgemeinen Gebirgsstreichen für eine Schubweitenberechnung zulässig ist. Gerade die Nichtberücksichtigung der beiden letztgenannten Einschränkungen und eine zu starre Handhabung des oben zitierten Grundsatzes von E. SPENGLER hat neben einer heute nicht mehr gerechtfertigten Heraushebung der Hallstätter Zone aus dem übrigen kalkalpinen Verband bei seiner so sorgfältig durchgeführten Abwicklung der Kalkalpendecken zu übergroßen Schubweiten geführt, so daß der als Ablagerungsraum für die heute im Durchschnitt 40 km breiten Kalkalpen bis zu 226 km breite berechnete Sedimentationsraum (E. SPENGLER, 1959, S. 306) in seiner Breite wesentlich überdimensioniert ist.

Die grundsätzlichen Gedanken zur Abwicklung in oben zitierten Arbeiten, besonders nach Alb. HEIM (1919, S. 49), lassen sich folgendermaßen zusammenfassen: 1. Die Breite der Überschiebungsfäche sagt noch nichts über das Bewegungsausmaß, also die wahre Schubweite, wie oben ausgeführt. 2. Die Abwicklung der Faltung muß auf ein und denselben stratigraphischen Horizont bezogen werden, auch deshalb, da bei Zergleitung oder Verschleppung die verschiedenen Abteilungen eines ursprünglich zusammengehörigen Profiles tektonisch weit voneinander getrennt sein können. 3. Außer der Berücksichtigung der Schubweite und der Berücksichtigung und Abwicklung der nachträglichen Deckenfaltung muß bei der Abwicklung vor allem auch die Reduktion oder Anschoppung der Schichtmächtigkeit rückgängig gemacht werden, indem der Laminations- bzw. Anschoppungskoeffizient durch vergleichende Bestimmung mit ungestörten entsprechenden Serienstücken ermittelt und mit diesem die Veränderung der Schichtlängung oder Stauchung rückgeführt wird. 4. Die passiven Bewegungen (der verschleppten Schollen) müssen ausgeschaltet werden. Trotz all dieser Vorsichtsmaßnahmen kann die Abwicklung im alpinen Gebirge immer nur einen Annäherungswert an die ursprünglichen Breitenverhältnisse bringen, da noch weitere Unsicherheitsfaktoren nicht auszuschalten sind, wie etwa die Frage Zerreißen und Zerdehnung oder Zergleitung bei fehlenden Stücken in Faltschenkeln oder in Deckengebäuden oder erosive Abtragung vor, während oder nach der Faltung – wodurch sich ja ganz andere ursprüngliche Breitenverhältnisse und Überschiebungsbeträge er-

gäben: man beachte etwa diesbezüglich nur den Unterschied, der sich im oberostalpinen Stockwerk der Ostalpen ergibt, wenn man die Nördlichen Kalkalpen entweder als Schubmasse auffaßt, die durch Erosion der einstigen Zwischenstücke in den Zentralalpen von ihrer wurzelnahen Schollenzone im Drauzug und in den Karawanken isoliert ist, oder sie als unmittelbar den Wurzelschollen benachbart beheimatet denkt und durch Gleitung den Hauptweg nach Norden zurücklegen läßt.

Das Ausmaß der Änderungen des Überschiebungsbetrages im Streichen und quer dazu: Die Frage verdient Interesse im Zusammenhang mit dem Versuch der autochthonen Denkweise, Decken mit bedeutender Überschiebung in einem Abschnitt knapp daneben – dort wo zufällig durch Schrägzuschnitte gleiche Schichtglieder von Decken und Untergrund aufeinandertreffen – mit dem Untergrund zu verschweißen, also sprunghafte Abnahme von Überschiebungswerten in der Streichrichtung, ja im Extremfall sogar in der Schubrichtung selbst zu fordern. Auf der anderen Seite wurde zuvor darauf hingewiesen, daß eine Abwicklung mit zu starrem Prinzip des seitlichen parallelen Hineinprojizierens ebenfalls zu falschen Schlußfolgerungen führen kann. So ist die Frage nach dem Ausmaß der seitlichen Zunahme oder Abnahme des Überschiebungsausmaßes wohl berechtigt.

Wir können dieses Problem am besten dort überblicken, wo Decken seitlich ansetzen und auslaufen. Das ist bei Teildecken nicht so selten, bei großen Decken sehr selten beobachtbar, wie schon Alb. HEIM (1922, S. 876 ff.) ausgeführt hat, da deren Enden meist durch die Erosion verdeckt, durch seitliches Untertauchen unter ein höheres Deckensystem oder Zurückziehen hinter den Stirnrand weiter darüber vorpreschender Decken der Beobachtung nicht zugänglich sind. In den Nördlichen Kalkalpen aber gibt es doch einige gut überblickbare Beispiele von seitlichem Ansetzen und Enden von Decken: altbekannt ist der Ansatz des Tirolischen Bogens HAHNS, undeutlich im Westen in den Störungen westlich des Inns bei Kiefersfelden, sehr gut überblickbar im Osten in der Antiklinale des Sengsengebirges in Oberösterreich, die vom Abschnitt Gamsplan-Hohes Nock gegen Westen hin durchreißt und so die Überschiebungsfläche der tirolischen Decke entstehen läßt, an der noch 30 km weit im Streichen die Faltenstirnumbiegung mit einer verkehrten Serie zu beobachten ist. Die Zunahme der Überschiebungsweite scheint im Tirolischen Bogen sehr gering zu sein, der westliche Ansatz lagert im Stirngebiet über große Entfernungen hin steil, der östliche Flügel läßt auf der Strecke von der Durchscherung der Sengsengebirgs-Antiklinale bis zur Windhaag-Scholle in der Hochsalm-Gruppe, 30 km davon entfernt, erst eine Zunahme der Schubweite auf 2 km erkennen – durch Fenster und Halbfenster unter der verkehrt lagernden Windhaag-Scholle. Eine größere Schubweite ist hier möglich, aber nicht erfaßt.

Eindrucksvoller hingegen ist die Zunahme der Überschiebungsweite bei der in ihrer seitlichen Entwicklung aus einem Faltensystem der Sulzbachdecke gut beobachtbaren Ablösung der Reisalpendecke in Niederösterreich. Die Entwicklung dieser Decke, zuerst von F. TRAUTH (1934, S. 94) erkannt, wurde jüngst vom Verfasser in ihren Dimensionen näher beschrieben (1966 a, S. 180 ff.). Die Reisalpendecke löst sich (Abb. 18) mittels einer Durchscherungsfläche aus einer liegenden Falte im Abschnitt des Stierhalkkogels bei Lunz ab und erreicht unter allmählicher Zunahme des Überschiebungsbetrages im Raum von Annaberg, 20 km weit von ihrer Entstehung entfernt, eine

Schubweite von etwa 6,5 km (Abb. 11). Auch hier kann die Zunahme der Schubweite in der Streichrichtung der Decke nicht als sprunghaft bezeichnet werden, sondern der Überschiebungsbetrag vergrößert sich gegen Osten, gegen das Zentrum des Vorschubes, allmählich.

In Zusammenhang mit dem seitlichen Auslaufen der Überschiebung einer Decke ergibt sich auch eine nomenklatorische Frage der Benennung und Trennung der ja in diesem Fall unscharf abgegrenzten Einheit, die hier kurz beantwortet werden soll. Im Falle des seitlichen Auslaufens von Deckenschubflächen hängen ja dann zwei Decken seitlich miteinander zusammen, man kann ohne Querung einer tektonischen Linie aus dem Areal der einen Schubmasse in jenes der anderen gelangen. So hängen in den Kalkalpen z. B. an den zuvor erwähnten seitlich auslaufenden Deckengrenzen die benachbarten Einheiten miteinander zusammen, also Lechtaldecke und tirolische Decke im Kalkalpen-Südrandstreifen SW des Kaisergebirges, Staufenhöllengebirgsdecke und Reichramingerdecke im Ostteil des Sengengebirges NE von Windischgarsten, Annabergdecke und Sulzbachdecke östlich von Lunz in Niederösterreich. Es wäre verfehlt, im Falle der gelegentlichen seitlichen Erhaltung des Ansatzes einer Decke sich zu scheuen, diese Struktur als Decke zu bezeichnen, wenn sie im übrigen den Anforderungen, die an diesen Begriff gestellt werden, genügt – also etwa regionales Ausmaß besitzt und im zentralen Teil um einen namhaften, mindestens mehrere Kilometer weiten Betrag überschoben ist. Als seitliche Abgrenzung einer noch im Nachbarland eingebundenen Decke wird durch Konvention am besten jene gedachte Linie gewählt, die vom Punkt des ersten Aufreißens der basalen (etwa in einem Antiklinalenscheitel entspringenden) Durchschierungsfläche der Decke entgegen der Bewegungsrichtung, also etwa senkrecht zum Stirnrand nach hinten bis zum Auftreffen auf die nächsthintere Deckengrenze verläuft. Die Situation wurde vom Verfasser (1968 b, S. 56 ff., Abb. 2–3, theoretisch und anhand der erwähnten Beispiele ausführlich erläutert (Abb. 75). In nomenklatorischer Hinsicht bleibt der Name der

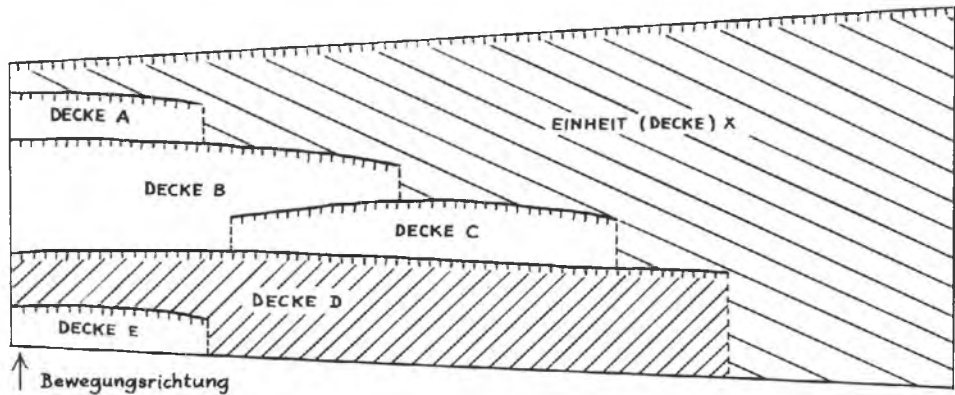


Abb. 75: Schematische Darstellung der Gliederungsmöglichkeit und Nomenklatur bei seitlich auslaufenden Überschiebungsdecken. Die konventionell festzulegende seitliche Begrenzung wird vom Auslaufen der basalen Scherfläche entgegen der Bewegungsrichtung nach hinten gezogen (strichlierte Linie).

vorderen Einheit auch noch für den gegen hinten ausspringenden Teil, aus dem sich dann seitlich die sich ablösende, selbständig zu bezeichnende Decke entwickelt.

Analog zu den nur allmählichen Abänderungen von Überschiebungsbeträgen in der Streichrichtung der Decken (von Grenzblattstörungen abgesehen) kann die Veränderung des Ausmaßes der Überschiebung in Schubrichtung ebenfalls nur allmählich, und zwar nur in jenem Ausmaß erfolgen, in dem durch innere Verfaltung der Decke der Transportweg kompensiert wird.

Die Situation bei den in der Stirnzone frei beweglichen alpinen Decken ist eine andere als bei dem Typus der *Deckplatten*, die in progressiver Überschiebung (siehe S. 97) namhafte Unterschiede der Schubweiten in den Einzelabschnitten der Schubfläche in Richtung der Bewegung zeigen, da sie gegen vorne (!) hin in Falten-systeme eingebunden sind und demnach die gesamte weiter hinten gelegene Verschiebung im inneren Falten- und Schubflächensystem aufgezehrt wird. Vorstellungen von plötzlicher Herauentwicklung einer riesigen Überschiebung aus einer knapp südlich davon ungestörten Schichtfolge in den Kalkalpen, wie sie etwa durch E. SPENGLER (1951 b, S. 191; Abb. 1, Prof. 3, S. 189) für die Ableitung der Inntaldecken-Hauptüberschiebung aus der Normalschichtfolge des Stierkopfes in den Lechtaler Alpen gefordert oder durch D. RICHTER (1958, S. 528, 547 f.) für eine lokal eng begrenzte Ausschubung der Vilser Decken angenommen wurde, haben näheren Untersuchungen nicht standgehalten.

Über die nomenklatorische Deckeneinteilung auf Grund der Schubweite ist schon S. 38 ff. berichtet worden.

b) Ungeeignete Kriterien; Scheinserien; Scheinfazieskomplexe

Noch tief verwurzelt sind bei manchen, besonders außeralpinen Geologen die Auffassungen, daß sich erstens große Überschiebungsweiten auch in einer entsprechend starken Zertrümmerung des Gesteines entlang der Überschiebungsfläche äußern müssen, daß man also aus dem Aussehen der Überschiebungsfläche Schlüsse über die Schubweite ableiten könne, daß ferner zweitens steile tektonische Grenzen gegen eine Fernüberschiebung sprächen und daß schließlich drittens das Zusammentreffen von ähnlichen oder gleichalten Gesteinen von Untergrund und Decke auf ein geringes Ausmaß an Überschiebung schließen lasse. Alle drei angeführten Denkweisen sind durchaus unberechtigt. Es seien zur Klarstellung einige Worte hinzugefügt.

1. Die tektonische Beanspruchung der überschiebungsnahen Gesteine hängt von vielen Faktoren ab, unter denen die Schubweite nur einer und nicht der entscheidende ist. Es muß allerdings sogleich vorweggenommen werden, daß eingehendere Untersuchungen über Grad und Ursache der Deformation der an der Überschiebungsfläche angrenzenden Gesteine noch ausstehen. Aus zahlreichen Beobachtungen aber ergibt sich, daß das Ausmaß der Zertrümmerung, Zerschmung, Fältelung, der chaotischen Durchmischung etc. im Überschiebungsbereich doch vorwiegend gesteinsabhängig und zusätzlich von Lokalfaktoren bedingt ist. Bestimmte Gesteinstypen reagieren auf die Beanspruchung entlang der Schubflächen intensiv durch eine der angeführten Deformationsarten. So zeigt der Obertriasdolomit an der Basis der Franken-

felser Decke im Nordwestrahmen des Flyschfensters von Brettal bei Gresten in Niederösterreich, steinbruchmäßig aufgeschlossen, eine viele Dekameter weit von der Schubfläche ins Gesteinsinnere reichende völlige Zertrümmerung, Mylonitisierung, ganz so wie man sie an der Basis der großen kalkalpinen Überschiebungen zu sehen erwartet. Die Mylonitstruktur ist aber weitgehend gesteinsbedingt, erscheint sie doch an der Basis des voralpinen Hauptdolomites, vielleicht schon in einer dem untrennbar damit gegen unten hin verbundenen Opponitzer Dolomit mit seinem spurenhafte Gipsgehalt angehörigen Partie, die zu einer derartigen tektonischen Vergesung ausgesprochen neigt. Ein anderes entsprechend mobil reagierendes Gestein ist das Haselgebirge an der Basis der weiter kalkalpeneinwärts gelegenen Decken, das z. B. an der Basis der Reisalpendecke bei Trübenbach im Ötscherland zu völlig isolierten Walzfalten, Rollfalten und Nudeln im Meterbereich deformiert ist. Unter den jüngeren Schichtgliedern, die an Bewegungsflächen intensiv reagieren, stehen z. B. die Aptychenschichten des Tithon/Neokom heraus, die in besonders stark bewegten Zonen derart durch Fältelung und Schieferung zerrissen, durch Kalzitfüllung entlang der Schieferungsflächen durchschwärmt sind, daß sie vielfach in den niederösterreichischen Voralpen das Aussehen einer aus Harnisch-gestriemten Kalkspatplättchen bestehenden Masse erreichen. Eine derartige Deformation ist aber eben nicht nur an die Deckengrenzen gebunden, sondern auch an Störungszonen anderer und auch untergeordneter Art bei solchen Gesteinstypen entwickelt. Auf der anderen Seite finden wir bei zahlreichen triadischen Karbonatgesteinen vom Muschelkalk aufwärts bis zum Rhät, auch entlang der Deckengrenzen nur eine geringe tektonische Reaktionsfreudigkeit, so daß es Deckengrenzen gibt, bei denen die tektonische Beanspruchung an der Hauptbewegungsfuge zwar durchaus deutlich ist, aber nicht nennenswert größer als die Deformation an inneren Bewegungsflächen im geschichteten Karbonatgesteinspaket erscheint. Kurz, aus dem Aussehen der Überschiebungsfläche selbst bzw. der angrenzenden Glieder ist die Schubweite nicht abzuschätzen.

2. Die früher vielfach gegen weitreichende Überschiebungen hervorgehobene steile Lagerung mancher Deckenausstriche in der Stirnzone wird heute als derartiges Argument wohl nicht mehr gebraucht, seit man durch die Entdeckung der Flyschfenster im Inneren der Kalkalpen, durch Bohrungen und durch geophysikalische Messungen die sich aus den regionalen Verhältnissen ebenfalls ergebende Tatsache bestätigt hat, daß in vielen Stirnzonen durch Sekundärnachschub des Hauptkörpers eine Steilschichtung (siehe S. 198) erfolgt ist, sich die Schubbahnen in die Tiefe aber mehr und mehr auf flach alpeneinwärts fallend legen. Allein schon der Wechsel von Abschnitten mit flacher Lagerung der kalkalpinen Stirneinheiten im Ostteil der Kalkalpen, die durch tiefgreifende Halbfenster und Fenster belegt ist (Erlaf-Halbfenster, Flyschfenster von Brettal, erosiv weit geöffnetes Fenster-Deckschollenland bei Ybbsitz etc.), mit steil geschichteten Abschnitten wie in den Weyerer Bögen hat den sekundären Charakter der Steilstellung erkennen lassen, die Tiefbohrung Urmannsau östlich von Kienberg in dieser Region die tiefgreifende flache Unterteufung des Kalkalpenkörpers durch die Randeinheiten mit ihren jüngeren Schichtgliedern bewiesen. Die vorwiegend steile Kalkalpenfront in den Bayrischen Alpen wurde durch seismische Messungen von E. VEIT (1963, S. 50) am Alpenrand als junge Umgestaltung der sich gegen innen hin flachlegenden Schubbahn erwiesen.

Als zweiter Faktor zur Bildung steiler Störungsflächen entlang von Deckengrenzen kann außer der erwähnten sekundären Auf- bzw. sogar Rückkipfung (Falkensteinzug – W) noch die Überlagerung von flachen Deckengrenzen durch spätere Brüche hinzutreten. Überlagert eine jüngere, steiler stehende Bruchfläche oder Blattverschiebung eine Strecke weit eine Deckengrenze, dann wird sie zufolge ihrer steileren Lage der Erosion gegenüber „resistenter“ sein als flach lagernde Grenzen und daher leichter als letztere erhalten bleiben. So finden wir vielerorts in den Kalkalpen das Phänomen, daß Deckengrenzen eine Strecke weit durch Bruchlinien überlagert, ersetzt, abgelöst werden.

3. **Scheinserie** (pseudosérie; pseudoserries): Sehr leicht verleitet das tektonische Zusammentreffen ähnlich alter oder gleichaltriger Schichtglieder von Decke und Untergrund zur Annahme, daß dies doch kein Zufall sein könne, sondern eben die Überschiebung in diesem Abschnitt entsprechend gering sei oder ganz auslaufe. Die Annahme, daß zueinanderpassende Profilstücke auch wirklich zueinander gehören, ist selbstverständlich als einfachste Lösung zunächst stets die erste Deutung. Nur wenn man aus den regionalen Gegebenheiten heraus gezwungen wird, die Hangendscholle über der Störung in den sonst scheinbar zusammenpassenden Serien von fernher abzuleiten, muß die einfache Deutung zugunsten der Fernverfrachtung verlassen werden. Solche zwingende Momente sind etwa Deckschollen, die dieser Stelle in Richtung der Überschiebung noch weit vorgelagert sind, durch Vergenzrichtung und andere Daten als Deckschollen gesichert und nur von der in Rede stehenden Einheit ableitbar. Es sind ferner tiefgreifende Fenster in Aufschlüssen entgegen der Bewegungsrichtung der scheinbar mit dem Untergrund verbundenen Einheit, die ebenfalls durch alle erreichbaren Daten in ihrer Fensternatur gesichert sind usw. In einer solchen Situation liegt dann der – wie sich übrigens zeigte, gar nicht allzu seltene – Fall vor, daß fernüberschoben Gleiches auf Gleiches zu liegen kommt. Der Fall ist in den Kalkalpen deshalb durchaus nicht ganz ausgefallen, da ja vielerorts und auf weiten Strecken der basale Abscherungshorizont der Decken bis in den Hauptdolomit reicht (im Tiefbajuvarikum grundsätzlich, in höheren Decken aber noch immer weithin: Lechtaldecke und Inntaldecke in weiten Abschnitten usw.) und andererseits der Hangendzuschnitt der liegenden Einheiten gelegentlich bis an die Jurabasis hinabgreift bzw. noch häufiger die liegende Einheit zu abgesicherten, überkippten Falten geformt ist, in deren Kern die Obertrias empordringt und an die hangende Bewegungsfläche gelangt.

Es ist demnach durchaus unzulässig, ohne Rücksicht auf die übrigen tektonischen Aussagen der regionalen und kleintektonischen Verhältnisse aus dem größeren oder kleineren stratigraphischen Altersabstand der Glieder von Decke und Untergrund auf einen größeren oder kleineren Überschiebungsbetrag, auf eine Zunahme oder Abnahme der Überschiebungsweite schließen zu wollen, wie dies besonders im Sinne der autochthonen Deutung in den westlichen Nordkalkalpen geschehen ist (W. ZACHER, 1966, S. 154).

Die so leicht zu Täuschungen Anlaß gebende Situation einer scheinbaren Ergänzung der Schichtfolge der einen Decke durch die tektonisch angrenzende Schichtfolge der anderen Decke hat der Verfasser als Scheinserie bezeichnet (1971 b, S. 353 f.). Solche Scheinserien können in der oben geschilderten Art mit wechselweisen Abscherungen von Hangend- und Liegendanteilen der in Kontakt kommenden Decken mit aufrechten Serien entstehen, sie können – und dann ist eine wahre geologische Falle für den

Erforscher aufgerichtet – ausnahmsweise wie im Bärigünde-Luitpold-Gebiet in den Allgäuer Alpen auch in verkehrten Serien erscheinen, sie können schließlich einfach durch bruchtektonische Verstellung gleichartiger Glieder entlang von Deckengrenzen zustande kommen.

Historische Daten: Die ausführlichste Arbeit über das Wesen von Scheinserien – noch ohne Begriffsprägung – stammt von M. BILLING (1933), in welcher er die Überschiebung von jüngeren Serien auf ältere an Beispielen aus Nordamerika beschreibt, die vielfältigen, auch dort dadurch entstandenen Irrtümer erwähnt und vor allem Kriterien zur Unterscheidung solcher tückischer tektonischer Situationen gegenüber normalen unkonformen sedimentären Auflagerungen angibt: Bewegungsmerkmale an der Grenze, diskordante Lagerung der Glieder der Hangendmasse zum Kontakt, eventuell abweichende Achsenpläne, progressives Älterwerden der Schichtglieder der Hangendmasse beiderseits vom betrachteten Punkt aus entlang des weiteren Kontaktes und schließlich regionale Verhältnisse sind die Hauptkriterien, die BILLINGS (l. c., S. 161 f.) angibt. In den Nördlichen Kalkalpen hat bereits E. SPENGLER (in: C. W. KOCKEL, 1956, S. 264) das Wesen der Scheinserien und die Auswirkung auf die tektonische Grundvorstellung erkannt, als er C. W. KOCKEL auf die S. 159 geschilderte Scheinserie im Höllenspitzen-Nordsockel westlich vom Biberkopf und noch andere Stellen aufmerksam gemacht hatte. Der Begriff „Scheinserie“ (pseudoserie; pseudoseris) stammt, wie erwähnt, vom Verfasser (1971 b, S. 353; 1972 a, S. 428).

Kalkalpine Beispiele für Scheinserien gibt es in erklecklicher Anzahl (vgl. A. TOLLMANN, 1972 e). Es sei hier, um den so leicht irreführenden Strukturtypus zu entschleiern, auf eine Reihe von solchen Beispielen der erwähnten Typen hingewiesen, von Osten nach Westen fortschreitend. Im Ötcherland kommt es im Zusammenhang mit der Überschiebung der im Raum westlich von Annaberg vielfach mit Permoskyth oder aber unter Abscherung dieses Niveaus mit Muschelkalk einsetzenden Reisalpendecke über einer kompletten verkehrten Schichtfolge der Sulzbachdecke, die vom Neokom im Norden über Jura und Trias bis zum Permoskyth im Süden reicht, stellenweise auch zu einem Kontakt von (aufrecht lagernder) Mitteltrias der Decke zu (verkehrt lagernder) Mitteltrias des Untergrundes, z. B. am Südrand der Hochstadel-Deckscholle WNW Annaberg. Der hierdurch vermutete Zusammenhang von Deckscholle und Untergrund (A. RUTTNER, 1962, S. A 58) wurde durch die Kartierung vom Verfasser (1966, Taf. 1, S. 172; 1972 e, Abb. 3, S. 436) widerlegt, das Zusammentreffen bietet ein Beispiel einer Scheinserie. Im nahe SE davon gelegenen Schmelzfenster südlich von Annaberg wiederholt sich übrigens eine analoge Situation von Scheinserienbildung zwischen Unterbergdecke (Rahmen) und Sulzbachdecke (Fensterinhalt), indem dort am Fenster-Ostrand Muschelkalk der aufrechten Einheit unmittelbar auf Muschelkalk der verkehrten Serie des Fensterinhaltes zu liegen kommt.

Besonders reich mit Scheinserien ausgestattet ist der Nordrand der Inntaldecke in verschiedenen Abschnitten. Zwei Beispiele seien aus dieser Zone gezeigt. Im Bereich der Westlichen Karwendelspitze ESE Mittenwald an der bayrisch-tirolischen Grenze lagert die Karwendel-Stirnschuppe der Inntaldecke mit der stirnnahen Gamsanger-Antiklinale mit Reichenhaller Schichten und Muschelkalk im Rahmen des Kirchelkar-Halbfensters direkt auf der ebenfalls aus Reichenhaller Schichten und

Muschelkalk bestehenden Schartenkopf-(Leitersteig-)Antiklinale der unterlagernden Lechtaldecke, so daß sich bei oberflächlicher Betrachtung scheinbar eine breite Verbindung zwischen Inntal- und Lechtaldecke ergäbe. Die genaue Kartierung aber durch H. FRISCH (1964, S. 44), zitiert in H. JERZ et al. (1966, S. 102 und geol. Kt.), hat das tektonische Übereinander der beiden Decken herausarbeiten können, noch dazu, daß an der Überschiebungsgrenze nahe westlich davon Schürflinge aus Kössener Schichten und Aptychenkalk an der Fuge im Muschelkalk den tiefgreifenden Charakter der Überschiebungsbahn belegen (Abb. 76).

Weniger glücklich war lange Zeit die Diskussion um die „reduzierte Scheinserie“ im westlichen Abschnitt der Inntal-Deckenstirn von der „Vorbergzone“ zur Puitental-Jungschichtzone der Lechtaldecke zwischen Wetterstein- und Mieminger Gebirge geblieben. Hier grenzt die Karwendel-Stirnschuppe der Inntaldecke, die die

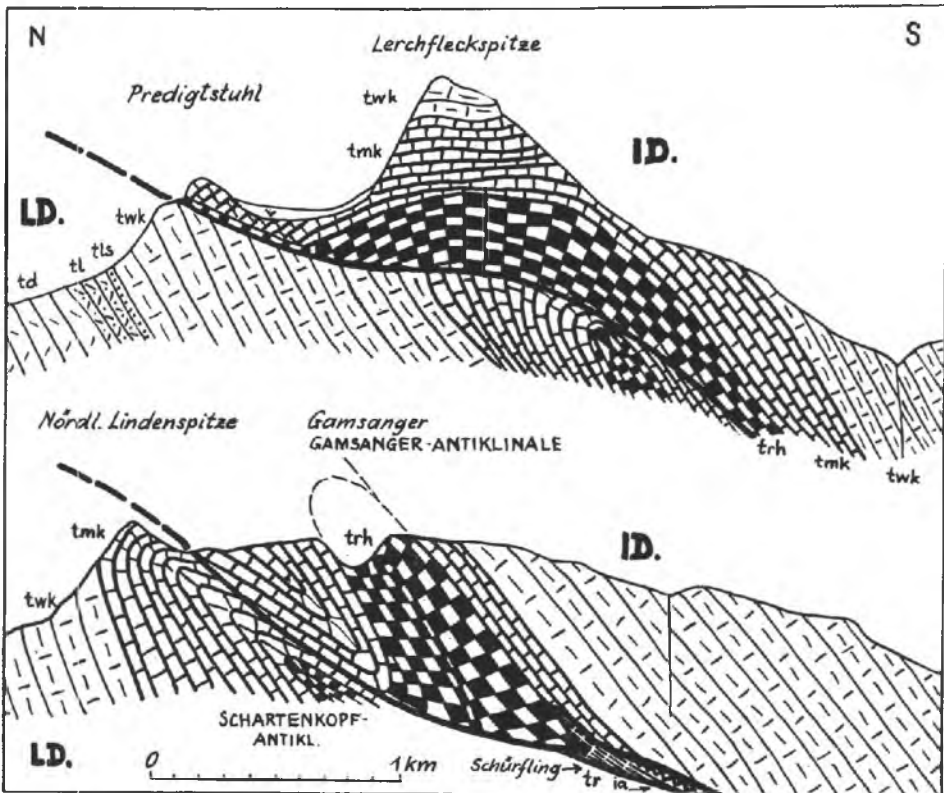


Abb. 76: Beispiel einer Scheinserie: das tektonische Zueinanderfinden einer Muschelkalk-Wettersteinkalk-Antiklinale der Inntaldecke und einer darunter auftauchenden abgesicherten Antiklinale gleicher Zusammensetzung der Lechtaldecke im Westlichen Karwendelspitz-Gebiet ESE Mittenwald. Nach H. JERZ et al., 1966, Profiltaf., in der Tiefe ergänzt; vgl. A. TOLLMANN, 1972 e, Abb. 1.

„Vorbergzone“ aufbaut, mit leichter stirnscharnierartiger nordfallender Aufstellung der Schichtfolge von Wettersteinkalk über Raibler Schichten und noch tektonisch arg reduzierte Hauptdolomitreste an die vom Rhät bis ins Neokom reichende Jungschichtenserie der Mulde davor. So war für E. KRAUS (1957, S. 146, 153) im Zuge relativ autochthoner Deutungsversuche hier ein Weiterlaufen der Serie einer Decke in jene der anderen ohne besondere Bewegungsfuge und „ohne wesentliche Unterbrechung“ gegeben. Neuere Untersuchungen durch verschiedene Autoren aber haben soviel Belegmaterial für das ununterbrochene Durchlaufen der tektonischen Grenze der Inntaldecke samt Karwendel-Stirnschuppe erbracht, haben durch Schürfling, ja sogar kleine Fenster der Jungschichtenzone unter der Mieminger Einheit die Überschiebungslinie gegen Norden bewiesen (H. MILLER, 1963, S. 308 ff.), so daß dieses ja keineswegs besonders gut zusammenpassende Zusammentreffen von Schichtgliedern (es fehlen im Osten 1000 m Hauptdolomit und Plattenkalk, im Westen auch noch das Karn, das Rhät, der ganze tiefere Jura etc.) nur mehr aus der historischen Sicht als Scheinserie, als stark „reduzierte Scheinserie“ angeführt werden kann.

Eine Scheinserie, bei der durch eine bruchtektonische Verstellung der Hauptdolomit der Lechtaldecke an jenen der Inntaldecke fast fugenlos (nur an einer Stelle steckte ein Juraklemmspan dazwischen) herankommt, liegt im Gebiet SW der Alblitalm am Hinterende des Röttales bei Madau in den Lechtaler Alpen vor. Hier war die genaue Grenzführung der beiden Decken lange Zeit unklar geblieben. Eine Revision der Verhältnisse durch den Verfasser hat gezeigt (1971 b, S. 333 ff., Abb. 42), daß durch eine Antiklinale der Lechtaldecke der Hauptdolomitkern hoch emporgetragen ist, die Jungschichten im Scheitel der Antiklinale bei der Überschiebung durch die mit Hauptdolomit einsetzende Inntaldecke abgeschert worden sind, so daß schon aus diesem Grunde Hauptdolomit auf Hauptdolomit zu liegen kam und noch dazu aber der Hauptdolomit der Inntaldecke an einem seiger stehenden Bruch abgesenkt ist, so daß er vollends die lokale Fortsetzung des Lechtaldecken-Dolomitzuges zu bilden scheint. Die tektonische Grenze ist durch einen messerscharfen, mylonit-ausgekleideten Bruch und den erwähnten Juraspan markiert. Daß diese Grenze aber nicht nur lokale Bedeutung hat, sondern die beiden Einheiten im Westen und Osten der Linie tatsächlich einander fremd sind, zeigt der regionale Überblick über den angrenzenden Bereich (Abb. 7), der erkennen läßt, daß alle Mulden der Inntaldecke an der Überschiebung abgeschnitten sind und nicht in die unterlagernde Einheit fortsetzen, zeigt vor allem aber die Gesamtübersicht, die verbietet, daß dieser Abschnitt am Südrand der Ruitelspitz-Halbklippe mit dem Untergrund verbunden sein kann, da letztere samt dem damit verbundenen Bereich der Inntaldecke um die Alblitalm eindeutig mehrere Kilometer weit nordvergent überschoben ist (Belege bei A. TOLLMANN, 1971 b, S. 329 ff.). Man erkennt: Zur Auflösung einer Scheinserie erfordert es nicht nur genaues Studium der Grenzverhältnisse selbst, die stets tektonisch sein müssen, sondern auch aller für die Klärung der Großtektonik der Umgebung wesentlichen Fragen.

Wohl das verblüffendste Beispiel einer Scheinserie aber bietet Luitpoldzone und Bärgrößel nördlich des Hochvogelmassivs in den Allgäuer Alpen. Hier ist die Lechtaldecke mit gefaltetem Hauptdolomit und Plattenkalk über ein flach liegendes Faltenystem der Allgäudecke derart gegen NNW überschoben worden, daß sie den verkehrt lagernden Schenkel der südlichen Höfats-Mulde des Untergrundes hangend

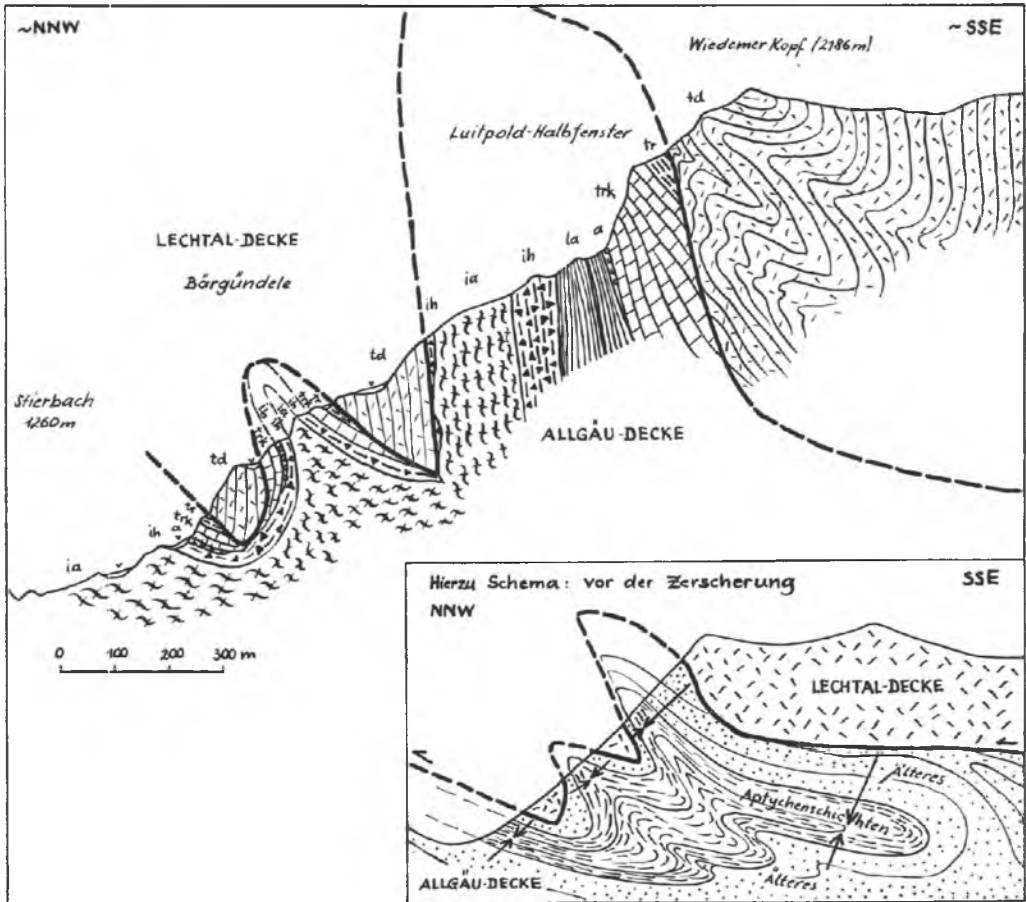


Abb. 77: Verkehrte Scheinserie am Beispiel des Luitpold-Bärgündele-Profiles nördlich der Hochvogelgruppe in den Allgäuer Alpen. Die Lechtaldecke überschiebt mit allgemein aufrechter, hier lokal stellenweise durch innere Verfaltung aber verkehrt liegender Serie die verkehrte Folge der Lechtaldecke, die durch die Abscherung des Normalschenkels einer liegenden Falte entstanden ist. Später wurden dann beide Serien noch potenziert miteinander verfaltet, wodurch das komplizierte Bild entstanden ist. Hierdurch wird die Serie der Lechtaldecke des Wiedemerkopfes mit Hauptdolomit und Plattenkalk von jener der Allgäudecke vom Rhät bis zu den Aptychenschichten hangabwärts scheinbar „normal“ fortgesetzt. Die Nebenfigur zeigt schematisch das Bild dieser potenzierten Faltung. Nach A. TOLLMANN, 1971 b, Abb. 15.

abgesichert hat, so daß Hauptdolomit (und stellenweise eingefaltete Reste von Plattenkalk) der Lechtaldecke auf die aus Rhät bis Aptychenkalk bestehende verkehrte Serie der zerrissenen Mulde zu liegen kommen. Das ganze Ensemble ist noch zum Überdruß sekundär intensiv potenziert gefaltet worden (Abb. 77). In diesem Fall ist die Scheinserie deshalb so täuschend, da sie sich ja aus zwei einander abschnittsweise fast ideal ergänzenden verkehrten Serien zusammensetzt, wie sowohl das Profil durch den

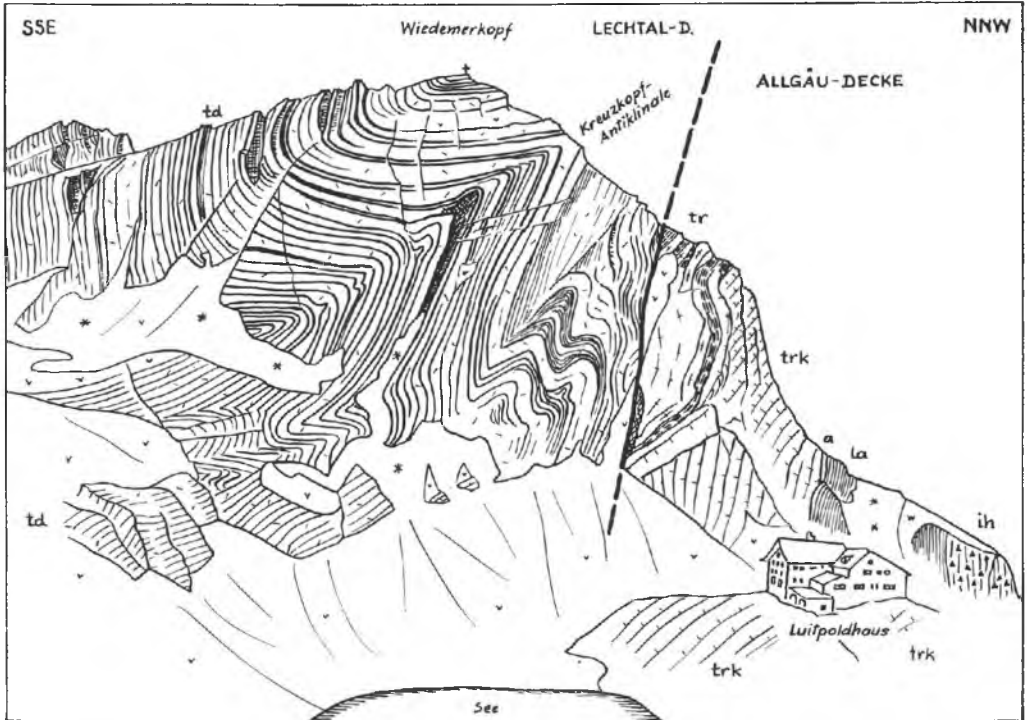


Abb. 78: Die verkehrte Scheinserie am Kontakt von Obertrias der Lechtaldecke mit unterlagernder verkehrter Obertrias-Jura-Serie der Allgäudecke im Wiedemerkopf der Hochvogelgruppe in den Allgäuer Alpen. Ansichtsprofil vom Oberabschnitt der vorhergehenden Abbildung. Nach A. TOLLMANN, 1971 b, Abb. 11.

Wiedemerkopf beim Luitpoldhaus (Abb. 78–79) als auch jenes durch den Glasfelderkopf zeigt (Abb. 80). Wiederum würde man natürlicherweise die zunächst einfacher aussehende, scheinbar selbstverständliche Zusammengehörigkeit der eben nur lokal etwas gestörten Profilstücke annehmen, wie es P. HAMANN & C. W. KOCKEL (1957) getan haben. Schon die Betrachtung der Struktur aus einiger Entfernung zeigt aber, daß es sich um keine geringfügige Störung handelt, da ja im Glasfelderkopfprofil die riesige Falte des Hauptdolomites der Hochvogelscholle am Jubiläumsweg „Im Täle“ (Abb. 80) rechtwinkelig abgeschnitten wird. Der ausgreifende Überblick aber beweist vollends durch das tief eingeschnittene und ideal gebaute Hornbach-Halbfenster 5 km südlich von der Luitpoldzone, daß bei der nachweisbar nordvergent über das Hornbachgebiet hinweg eingeschobenen Hochvogelscholle kein Zusammenhang ihrer Stirn mit dem dort angetroffenen Untergrund möglich ist (detaillierte Erörterung bei A. TOLLMANN, 1970 b, S. 88 ff.; 1971 b, S. 291 ff., Abb. 9–17). Luitpoldzone und Bärgündeles sind das beste Beispiel für eine Scheinserie in den Nördlichen Kalkalpen und haben auch Anstoß zur Aufstellung des Begriffes gegeben. Welche bedeutende Konsequenzen die Unterlassung der tektonischen Auflösung einer solchen Scheinserie mit sich bringt, hat ja ebenfalls dieses Beispiel besonders deutlich gezeigt, das letztlich den Anstoß zur Um-



Abb. 79: Die Scheinserie im Wiedemerkopf in den Allgäuer Alpen. Erläuterung bei der vorangehenden entsprechenden Skizze des Bergstockes.

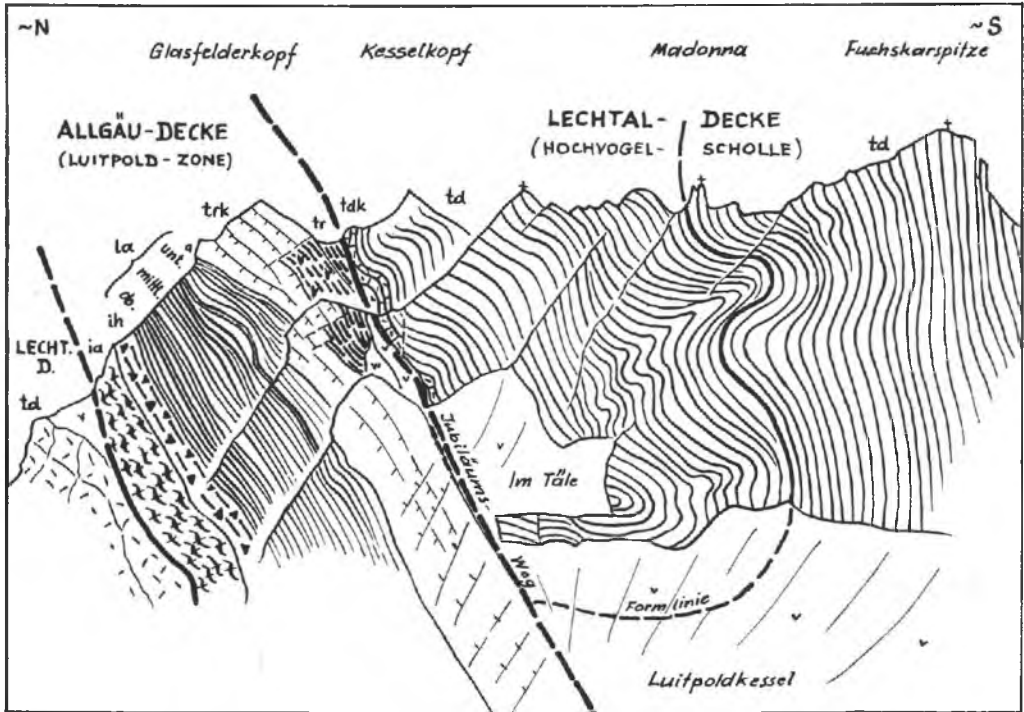


Abb. 80: Die verkehrte Scheinserie zwischen Lechtaldecke und Luitpold-Jungschichtenzone der Allgäudecke in dem zur vorigen Abbildung östlich benachbarten Kammprofil des Glasfelderkopfes. Nach A. TOLLMANN, 1971 b, Abb. 12.

deutung des gesamten westlichen Kalkalpenbaues im Sinne relativer Autochthonie gegeben hat.

Schließlich sei noch gestattet, auf ein ebenfalls historisch bedeutsames Beispiel einer eindrucksvollen Scheinserie an der gleichen Deckengrenze weiter im Westen, im Raum des oberen Lech SE Lechleiten einzugehen. Hier scheint der Hauptdolomit der Lechtaldecke im Höllenspitzen-Nordsockel nach der Karte der Lechtaler Alpen von O. AMPFERER, 1932, in breiter Front in ein Faltsystem aus Rhät und Lias der Allgäudecke überzugehen. O. AMPFERER (1930 b, S. 138; 1932, S. 105) und alle Autoren der Folgezeit hatten diese Auffassung angenommen, bis B. HÜCKEL et al. (1960, S. 92 f., Taf. 4) die tektonische Komposition dieser Serie erkannt hatten und den alten Gedankenknoten lösen konnten, indem sie das Durchlaufen der Überschiebung über die schräg heranreichende Rhät-Antiklinale des Untergrundes erfaßten. Die Struktur ist aber auch wirklich täuschend: Verfolgt man die Rinne im „Schwand“ südlich der Hohlwand (Abb. 81) entlang des Kontaktes vom Hauptdolomit zu Kössener Schichten und dem sich richtig anreihenden Oberrhätkalk, so findet man vom Lechtalgrund weg weithin aufwärts Hauptdolomit und Kössener Schichten (also die Glieder der verschiedenen Decken) schichtparallel mit ss $310^{\circ}/70^{\circ}$ hinziehen und ist über den Zufall

des „Ferntreffens“ und Zueinanderfindens der passenden Glieder natürlich erstaunt. Aus der Entfernung aber betrachtet (Abb. 81) bietet sich ein klareres Bild: Nun sieht man, wie die Überschiebungsfläche die Falte der Unterlage im großen gesehen schräg schneidet, der Kontakt eine Strecke weit direkt entlang der abscherungsfreudigeren Kössener Schichten im Kern verläuft, dann aber aufsteigt und den Oberrhätkalk des Hangerdflügels, schließlich auch noch den Lias schräg abschneidet. Der noch weiter gesteckte Überblick zeigt dann ein eindrucksvolles diskordantes Weiterlaufen dieser Großüberschiebung sowohl im Allgäuer Hauptkamm im NE (B. HÜCKEL et al., 1960, Taf. 4–5) als auch im oberen Lechtal unterhalb von Stubenbach im SW (A. TOLLMANN, 1971 b, S. 323, Abb. 32) – vgl. hierzu Abb. 27, S. 66.

Eine besonders täuschende Situation ergibt sich ferner, wenn zur tektonischen Aneinanderfügung von Schichtserien noch eine Einwicklung hinzutritt, die die tektonische Auflösung verschleiert, wie im Falle der mit altersähnlichen Schichtgliedern in die Lechtaldecke eingewickelten Inntaldecke in der Nachbarschaft der Memminger Hütte in den Lechtaler Alpen.

Hüllentausch und Tauschhülle: Die Besprechung der Scheinserie anhand dieser Beispielreihe zeigt, daß nur die richtige tektonische Auflösung solcher Strukturen vor einer Unterschätzung der Schubweiten bewahren kann. Der Abschnitt über die Scheinserien sei nicht abgeschlossen, ohne auf die wohl extremste Form der Scheinserien hinzuweisen, nämlich den *Hüllentausch* (substitution de couverture, F. ELLENBERGER, 1958, S. 349, 436, 457, 460; cover substitution). Darunter versteht man den tektonischen Ersatz einer eigenen Sedimenthülle eines Massivkernes, einer Klippe

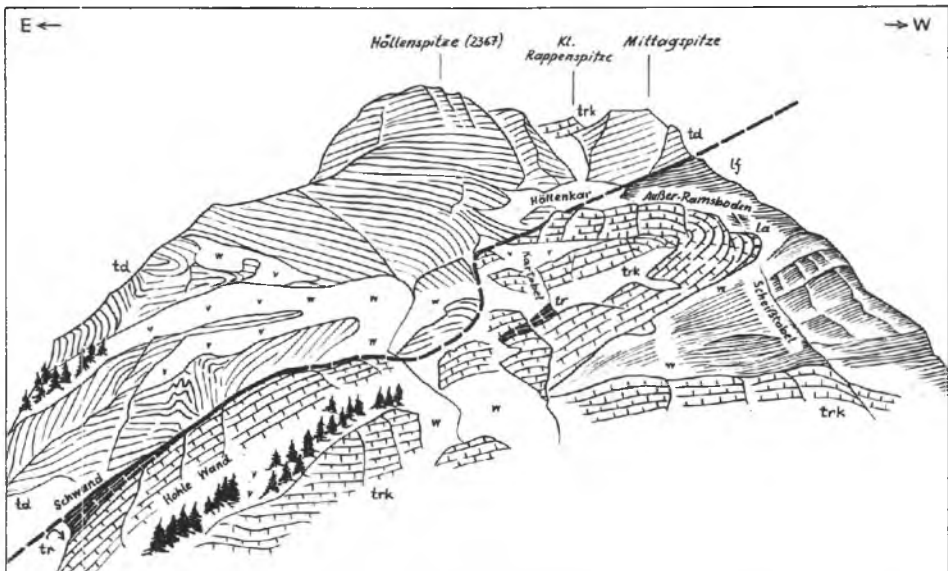


Abb. 81: Die Scheinserie zwischen Hauptdolomit der Lechtaldecke (hangend) und Kössenerschichten und Oberrhätkalk der Allgäuendecke (liegend) im Nordsockel der Höllenspitze südöstlich von Lechleiten im oberen Lechtal. Ansichtsskizze vom Norden gezeichnet nach A. TOLLMANN, 1972 e, Abb. 4, S. 437.

oder anderer Strukturen nach Abschiebung oder Erosion dieser Hülle durch eine andere, fernüberschobene, zum Untergrund stratigraphisch passende Serie. Solche „falsche Sedimenthüllen“ bleiben naturgemäß lange Zeit unerkannt, bis man dann doch hier und dort an der tektonischen Grenze geringe, stratigraphisch höher empor als das Basalglied der fremden Hülle reichende Reste der autochthonen Hülle findet. Aus den Kalkalpen sind mir bislang keine derartigen *Tauschhüllen* (pseudocouverture*; pseudocover*) bekannt. In anderen Einheiten vom Pennin der Ostalpen bis zu der piemontesischen Grestener Klippenzone kann man fast ebenso schöne Beispiele dieses Phänomens antreffen wie in den Westalpen. Gerade die subalpine *Klippenzone* vor der Front der Kalkalpen im *Ybbsitzer Raum* bietet gute Beispiele für diesen Typus der „*clippe coiffée*“, wie D. ANDRUSOV die Erscheinung in Anlehnung an das – allerdings nur durch Schwerkraft bewirkte gedachte – Phänomen des „*décoiffement*“ (M. LUGÉON, 1949, S. 261 ff.), also der oberflächlichen Schichtentfernung durch Abgleitung, gerne bezeichnet: Hier wurde die autochthone kretazisch-alttertiäre Hülle der Grestener Klippen, die in Form der Buntmergelschicht vorliegt, tektonisch weitgehend durch die sich direkt auf die Klippen legende Flyschdecke abgeschoben, so daß eine gleichaltrige, aber faziell andersartige Hülle der Klippen tektonisch aufrucht, von manchen Autoren auf Grund dieser täuschenden Situation bis jüngst noch als unmittelbar zusammengehörig gedacht („Ybbsitzer Einheit“, G. LAUER, 1970, S. 117). Eine Zusammenstellung über die berühmtesten Beispiele von Hüllentausch in den West- und Ostalpen ist unter Anführung der einschlägigen Literatur vom Verfasser 1968 d, S. 220 ff., und in Kurzform 1972 e, S. 443 ff., gegeben worden.

4. *Scheinfazieskomplexe* (faux ensembles de faciès*; wrong facies complex*): Eine analoge Situation wie bei den Scheinserien kann sich gelegentlich auch hinsichtlich von scheinbar zueinanderpassenden Teilen von Fazieskomplexen ergeben, und zwar dort, wo Faziesteilbereiche mehr oder weniger gut zueinanderpassend über Deckengrenzen hinwegzugreifen scheinen. Dann kommt es ebenfalls häufig zu unrichtigen Schlußfolgerungen bezüglich der Überschiebungsweite, da man unter Außerachtlassung der übrigen relevanten Merkmale zu einer autochthonen Deutung verleitet werden kann. Die Vergleichbarkeit solcher fazieller Merkmale kann etwa in ähnlicher petrographischer Zusammensetzung bestimmter klastischer Horizonte einer Serie liegen, sie kann sich in gut zueinanderpassenden Mächtigkeiten äußern, vor allem aber durch das Aneinanderpassen von Teilstücken von Faziesgroßkomplexen, wie sie etwa ein gegliedertes Riff oder das Ensemble Becken – Riff – Lagune bilden. Der Begriff „Scheinfazieskomplex“ wurde vom Autor im Jahre 1972 aufgestellt (1972 c, S. 69).

Anhand einiger typischer Beispiele aus den Nördlichen Kalkalpen sei der Begriff näher durchleuchtet.

4 a) Die Erkenntnis, daß über dem Hallstätterkalk und Reiflingeralk der Hallstätter Deckscholle am Krahnstein 4,5 km NE Mitterndorf im steirischen Salzkammergut malmischer Plassenkalk und nicht unternorischer Riffkalk auflagert, wie vom Verfasser auf Grund der ihm gelieferten artlichen Bestimmung einer „unternorischen“ Makrofauna aus diesem Riffkalk angenommen worden war (vgl. A. TOLLMANN, 1960, S. 78), hat E. FLÜGEL (1964, S. 28) veranlaßt, vom Plassenkalk gegen Osten über den bedeutenden Krahnstein-Bruch hinweg zu den malmischen Oberalmer Schichten des unterlagernden tirolischen Sockels eine Verzahnung zu postulieren (Abb. 82), und zwar

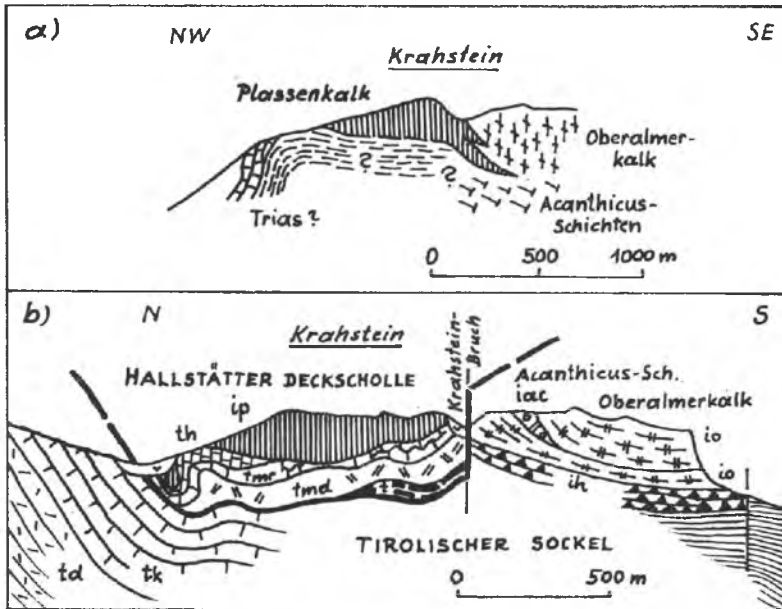


Abb. 82: Die Deutung des Krahsteinsockels NE Mitterndorf im steirischen Salzkammergut als zusammengehöriger malmischer Riffkomplex durch E. FLÜGEL, 1964, Abb. 11 b (Fig. a). Tatsächlich aber handelt es sich um einen Scheinfazieskomplex, der durch das tektonische Nebeneinander von Plassenriffkalk im Krahstein und von scheinbar dazupassendem Oberalmerkalk als Beckenfazies vorgetäuscht wird. Die Zugehörigkeit zu verschiedenen tektonischen Einheiten, den Gegensatz der Hallstätter Trias im NW zum Jura des tirolischen Sockels im SE des Krahsteinbruchs zeigt Fig. b, entnommen der Profiltafel von A. TOLLMANN, 1960, Taf. 3, berichtigt in der Einstufung der Krahstein-Gipfelmasse als Plassenkalk.

zufolge des Umstandes, „daß die Oberalmer Kalke auf Grund ihrer mikrofaziellen Merkmale als Sedimente eines an die ‚Riffregion‘ anschließenden flachen Beckens zu betrachten sind“. FLÜGEL hat weiterhin auf Grund dieser heute räumlichen, aber klar getrennten nebeneinanderliegenden Schichtglieder die Datierung der gesamten triadischen Schichtfolge der Hallstätter Deckscholle des Krahsteins in Frage gestellt und zufolge dieses scheinbaren Zusammenpassens zweier Schichtglieder bereits als feststehend erachtet, daß eine Deckengrenze (zwischen der Hallstätter Deckscholle und dem tirolischen Sockel) nicht existiere. Die Widersprüche, die sich bei Aufstellung eines solchen Scheinfazieskomplexes von faziell scheinbar leicht miteinander vereinbaren Gliedern des Riff-Becken-Komplexes unabwendbar ergäben, wurden vom Autor 1965 dargelegt und diese Konstruktion auf Grund mehrerer Fakten widerlegt. Wie bei Scheinserien darf man sich bei Scheinfazieskomplexen nicht nur durch räumlich nahe tektonisch aneinandergebrachte Einzelglieder zu sehr beeinflussen lassen, wenn alle übrigen Beobachtungen einer Zusammenziehung entgegenstehen.

4 b) Ein Musterbeispiel eines Scheinfazieskomplexes in der Mitteltrias wird in der Arbeit von M. SARNTHEIN (1967, S. 116 ff.) zur Rekonstruktion der Paläogeographie im Meridianstreifen von Innsbruck vorgeführt, indem er den Versuch

unternimmt, „bestehende großtektonische Theorien vorerst einmal außer Acht zu lassen“ und in einem solch komplizierten tektonischen Raum wie dem Westteil des Tauernfensters, seines Rahmens und den auflagernden frei schwimmenden Kalkalpen zwei Riffkomplexe mit eingeschalteten Partnachbecken in situ über alle (heute ja im Rahmen des Tauernfensters doch schon eindeutig und mit minutiöser Kleintektonik und gefügekundlichen Beobachtungen belegten) Deckensysteme hinwegzukonstruieren: Von der negierten Inntaldecke über Lechtaldecke hinweg und über das Stubai-ostalpin der Zentralalpen bis zum Unterostalpin der Tarntaler Berge wird alles in diesen Scheinfazieskomplex einbezogen (Abb. 83) und so eine einfach anmutende Paläographie um Innsbruck zusammengestellt. Das Beispiel zeigt anschaulich die Gefahr der unrichtigen paläogeographischen Rekonstruktion unter Außerachtlassung der tektonischen Gegebenheiten.

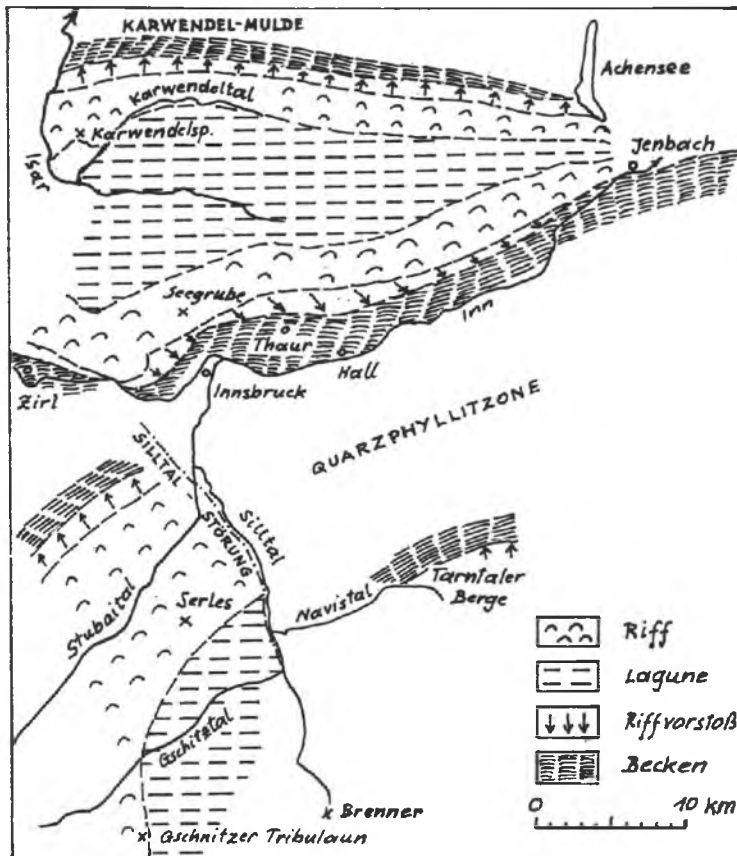


Abb. 83: Konstruktion eines Scheinfazieskomplexes in der Mitteltrias im Raum um Innsbruck durch Unterlassung der Einarbeitung der zahlreichen bekannten tektonischen Beobachtungen im weiteren Rahmen des Tauernfensters durch M. SARNTHEIN (1967, Abb. 4).

4 c) Als Beispiel für Faziesbindung über die Deckengrenzen von Lechtal- und Inntaldecke hinweg im Raum des Karwendels wird von Münchner Seite (nicht allerdings von E. OTT selbst) gerne die Arbeit von E. OTT (1967, Abb. 7, S. 73) zitiert, die in so prägnanter Weise die Faziesverteilung im mittleren Wettersteinkalk des Karwendelgebirges unter Eintragung der riffbauenden Organismen und der verschieden weit vom Riff weg sich aneinanderreihenden Algenzonen veranschaulicht. Hierbei kommt das Bild eines längsovalen Atolles zustande, einer Schüssel, die mit Lagunensedimenten im Inneren erfüllt ist. Die Darstellung sagt in ihren Hauptzügen aber nichts aus über eine Bindung der Inntaldecke an das Umland, da das zum Gesamtbild passende nördliche Randriff des Atolls ja noch in der Karwendel-Stirnschuppe der Inntaldecke liegt, also dieser Einheit zugehört. Nur zwei Fundpunkte von Rifforganismen SE von Mittenwald aus der tektonischen Unterlage, der Lechtaldecke, könnten für eine autochthone Deutung verwendet werden – dies hieße aber wiederum aus einem echten Riffkomplex einen Scheinfazieskomplex auf ganz schwacher Basis zu konstruieren, was auf Grund der unvergleichlich stärkeren widersprechenden Argumente gerade im Ostrahmen der Inntaldecke durchaus ungeschickt wäre.

Als Gegenbeispiele zu diesen obigen Exempeln von Scheinfazieskomplexen sei die tektonisch vielsagende Verzahnung des Dachsteinkalk-Riffkomplexes mit Zlambach-Beckenfazies im steirischen Salzkammergut SE vom Grundlsee erwähnt, die W. SCHÖLLBERGER (1971, S. 144) beschrieben hat, da diese Verzahnung mitbestimmend für die Vorstellung der relativen Autochthonie der Zlambachfazieszone des östlichen Salzkammergutes wurde – entgegen der früheren, zuletzt vom Verfasser (1960, S. 94 f.) vertretenen Annahme eines Fernschubes als Teil einer „Zlambachdecke“. Hier ist die Verzahnung zwar nicht lückenlos, aber doch weitgehend aufgeschlossen SW vom Kleinen Zwickerkogel sichtbar und es kommen ferner wesentliche, auch tektonische Neu-beobachtungen durch W. SCHÖLLBERGER für diese relativ autochthone Deutung hinzu.

Die angeführten Beispiele für und wider die Auswertbarkeit von Fazieskomplexen für die Mitbestimmung bei der Entscheidung über gebundene Tektonik oder Fernüberschiebung und Deckenbau zeigen, wie komplex und schwierig die richtige Auswertung und Einschätzung bestimmter fazieller Gegebenheiten für deckentektonische Fragen ist, wie verschiedenwertig die Aussagen der Fazieskomplexe sein können und wie wichtig eine Gesamtbeurteilung der Situation auf Grund aller erfassbaren Fakten und nicht nur auf Grund bestimmter fazieller Hinweise in einem Schichtglied ist.

c) Brauchbare Kriterien

Nachdem wir uns ausführlich mit den unzureichenden Kriterien für die Bestimmung der Schubweite befassen mußten und auch darauf verwiesen haben, daß keine Möglichkeit besteht, an der Schubfläche selbst die Überschiebungsweite abzulesen oder abzuschätzen, sind die positiven Kriterien zur Erfassung der Deckenschubweite rasch aufgezählt.

1. Fenster, Klippen und tiefe künstliche Aufschließungen: Bei Decken, die noch mit ihrer Wurzelzone in Zusammenhang stehen und nicht durch Gleittransport oder Erosion davon isoliert sind, sind vorgelagerte Klippen, die auf Grund der Fazies, des Fehlens anderer Einordnungsmöglichkeiten und des durch

Vergenzprüfung nachgewiesenen Einschubes sicher von der in Betracht stehenden Decke abstammen und nicht selbständige Gleitbewegungen erkennen lassen, sowie Halbfenster und Fenster, die von der Deckenfront entsprechend weit zurückreichen, die besten Mittel zur Feststellung des Durchreichens der Überschiebungsfäche sowie der Ermittlung der Überschiebungsweite. Liegt eine Decke von ihrer isolierten Deckschollenklippe angefangen bis zu den hintersten sichtbaren Untergrundaufschlüssen in Fenstern stets mit älterer Basis über jüngeren Serien überschoben, so ist die sichtbare Breite der Überschiebungsfäche zugleich der Mindestbetrag der Schubweite. Stellen sich aber im Untergrund in den Fensteraufschlüssen bereits Schichtglieder ein, an welche jene der Deckenstirn angeknüpft werden können (Beispiel: Reisalpendecke gegenüber der unterlagernden Sulzbachdecke im Raum der Annaberger Fenstergruppe, Abb. 2), so gilt nur die zwischen den Korrelaten in Decke und Untergrund auftretende Strecke als Schubweite, während die Überschiebungsbahn ja noch tief gegen die Wurzelzone hin weiterreicht. So hilft auch das Aufspüren vom Weiterlaufen von Überschiebungsfächen im Untergrund durch geophysikalische Messungen nicht direkt zur Ableitung der Schubweite, sondern dazu ist auch die Kenntnis der Schichtfolge und der Gesamtstruktur vonnöten.

Bei freischwimmenden schollenförmigen Decken – wie z. B. die Berchtesgadener Decke und ihr Hallstätter Schollenkranz (Abb. 13) – ist die nächstmögliche für ihre Herkunft verwertbare Bezugsfuge im Untergrund entgegen der herrschenden Bewegungsrichtung für ihre Ableitung und damit für die Berechnung der Mindestschubweite maßgebend; im konkreten Beispiel zumindest erst der Südrand der Kalkalpen, da die Torrenerjoch-Kerbe gegen Westen hin erlischt.

Gleiche Bedeutung wie natürlichen Tiefenaufschlüssen in Fenstern kommt naturgemäß auch künstlichen tiefen Aufschließungen wie Stollen, Tunneln und vor allem Tiefbohrungen zu, die etwa so wie das Beispiel Urmannsau in den niederösterreichischen Kalkvoralpen (Abb. 6) oder die Bohrung Windischgarsten in Oberösterreich (B. PLÖCHINGER & S. PREY, 1968, Taf. 1, Prof. 3) wesentlich zur Kenntnis der Schubweite der Decken beitragen. Ferner bringt die Anlage der heute in zunehmendem Maß ausgeführten Basisstollen und -tunnel aus verkehrstechnischen und wasserwirtschaftlichen Gründen oft entscheidende Daten über Art und Ausmaß von Überschiebungen – so jüngst etwa der Schnealpenstollen in den Mürztaler Kalkalpen (F. BAUER, 1969).

Während bei Fensteraufschlüssen mit Vergenznachweisbelegen kein Einwand hinsichtlich der Schubweitenbestimmung erhoben werden kann, hört man gelegentlich über tektonische Deckschollen-Auslieger, die zur Schubweitenbestimmung herangezogen werden, die Einwände, daß diese Schollen durch allseitiges *Zergleiten* von einer Zentralscholle weg oder daß die vor der Stirn liegenden Schollen durch einsinniges *Weggleiten* von ihrem Ursprungsort eine größere Schubweite der Decke vortäuschen könnten. Sosehr diese Möglichkeit grundsätzlich (besonders unter glazialen, aber auch unter anderen Klimabedingungen) in Erwägung zu ziehen ist, so eindeutig kann im Fall der meisten herangezogenen Beispiele der Kalkalpen dieser Einwand durch sichtbare Strukturen entkräftet werden (A. TOLLMANN, 1962, S. 198 ff.): Die Hallstätter Schollenlandschaft im Salzkammergut, der Schollenschwarm der Schneebergdecke in den Mürztaler Alpen und der Deckschollen-Klippenstreifen der Frankenfesler Decke am Stirnrand der Kalkalpen wurden so interpretiert, um Schubweite zu sparen.

Im Falle der echten Hallstätter Deckschollen des Salzkammergutes kann am Beispiel des Mitterndorfer Schollenschwarmes gezeigt werden, daß die im Mitterndorfer Becken isoliert im Talgrund liegenden klippenartigen Hallstätter Schollen (Kumitzberg, Schädelkogel, Hartkogel) nicht von dem großen, im NW darüber aufragenden Kamp-Röthelstein-Bergstock aus Hallstätter Gesteinen abgeleitet werden können: Der kleine Schollenschwarm besteht vorwiegend aus Hallstätterkalk unmittelbar über Werfener Schiefer. Die Hauptscholle im Kamp-Röthelsteinstock hingegen umfaßt eine vollkommene Schichtfolge der Trias und noch ein Jurastockwerk darüber und zeigt keinerlei Anzeichen von Gleitflächen oder Ablösungsflächen innerhalb der Triasschichtfolge, aus der die isolierten Schichtglieder durch Abrutschen gegen SE herausgeglitten sein könnten. Die Schollen unterscheiden sich ferner durch ihre Fazies mit gelegentlich erhaltenen Pötschenkalktypen von der Hauptscholle, und schließlich konnte der Verfasser noch am Südrand unter dem Hauptstock des Röthelstein bei Außere Kainisch einen diesen Stock unterteufenden, noch darunter eingeklemmten Hallstätterkalkspan auffinden (1960, S. 96), so daß der Nachweis erbracht war, daß die isolierten Späne im Mitterndorfer Becken einer unteren Schuppe der Mitterndorfer Hallstätter Decke angehören, deren tektonische Unterlagerung eben noch an der Spurscholle in Form des Spanes bei Kainisch sichtbar ist.

Auch der schöne Deckschollenschwarm aus 17 verschieden großen Schollen in der Position und Fazies der Schneebergdecke über der Mürzalpendecke samt ihrer Naßköhrschuppe in den Mürztaler Alpen und angrenzendem Gebiet (Abb. 84) wurde

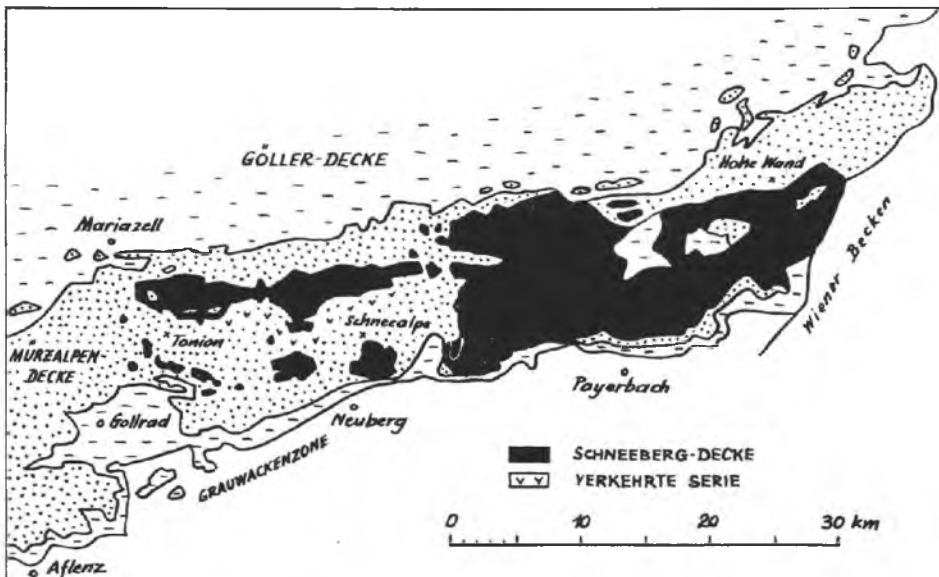


Abb. 84: Der Deckschollenteppich der Schneebergdecke in den Mürztaler Alpen nach A. TOLLMANN (1971 a, Abb. 2), der nach dem Zeugnis der darunter nordvergent mitgewalzten verkehrten Serie der Naßköhr-Zwischenschuppe durch Überschiebung und Erosion, nicht durch Zergleitung entstanden ist.

durch divergierende Zergleitung einer Hauptscholle zu deuten versucht. Diese Hypothese wird aber wiederum durch die Struktur des Untergrundes widerlegt: Unter der Last dieser später erosiv in Einzelschollen zerteilten Schneebergdecke wurde ja gerade in den Mürztaler Alpen eine gewaltige Verkehrtserie in Mürztaler Fazies der Hallstätter Entwicklung abgewalzt und diese als Naßköhrschuppe bezeichnete verkehrte Serie bis unter die vordersten, nördlichsten Deckschollen bei allgemeiner nordvergenter Formung mittransportiert (A. TOLLMANN, 1962, S. 201; 1967 b, Abb. 7, S. 722). Für eine multivergente Schollenzergleitung fehlen hingegen jegliche Zeugen.

Das dritte derartige Beispiel liegt in den Deckschollenklippen der Frankenfelserdecke im Abschnitt Gresten - Ybbsitz, von wo A. RUTTNER (1959, S. A 68; 1960, Taf. 8) bestimmte Schollen als jung verrutschte Gleitblöcke oder überhaupt als Bergsturzschutt gedeutet hat. Am Beispiel des diesbezüglich untersuchten Deckschollen-Klippenschwarme bei Ybbsitz konnte der Verfasser ausführlich begründen (1962 a, S. 199), daß die Klippen noch im Zuge der orogenen tektonischen Hauptformung über den Flysch überschoben, durch jüngere Nachschubphasen aber dann noch gleichsam stirnartig steil in den Flysch eingeschuppt und eingewickelt worden sind (NW Ybbsitz), so daß hierdurch junge, etwa pleistozäne Gleitung oder Schutttransport auszuschließen sind. Allein die topographische Übersicht etwa über den kalkalpinen Ybbsitzer Deckschollenschwarm zeigt ja in seiner vorderen Begrenzung weitgehende Analogie zu der östlich davon noch erhaltenen Kalkalpenfront, wo auch die Auflösung des dahinterliegenden Teiles durch die Erosion im Brettlfenster bis auf den Flysch fortgeschritten ist, aber noch keine Isolation der Einzelabschnitte erfolgt ist. Schreitet dieser erosive Prozeß des nicht zerglittenen, zusammenhängenden Frankenfels Deckenbereiches gegenüber der Situation im Rahmen des Flyschfensters von Brettl etwas weiter fort, dann stellt sich eben ein im Rahmen schon vielfach durchlöcherter „Fenster“ wie im Raum von Ybbsitz ein (Abb. 85).

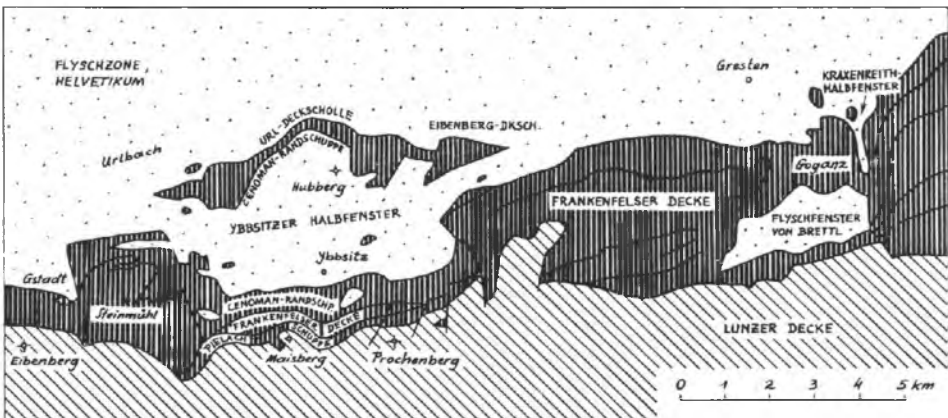


Abb. 85: Brettlfenster und Ybbsitzer Kanalfenster (Halbfenster) am niederösterreichischen Kalkalpenrand zeigen den fortschreitenden erosiven Auflösungsprozeß der ursprünglich 5 km breiten (im Ostteil noch zur Gänze erhaltenen) Frankenfels Decke. Nach A. TOLLMANN, 1967 a, Taf. 1-2, unter Verwendung der Aufnahme von G. LAUER, 1970, Taf. 3.

Als Ergebnis zur Frage des Schollenzergleitens in früher oder später Phase läßt sich demnach zusammenfassen: Von Zergleitung soll nur gesprochen werden, wenn zuordenbare Strukturen zu sehen sind, nicht aber wenn Überschiebungs-, Einwickelungserscheinungen und Untergrundstrukturformung dagegen sprechen.

2. Bei frei schwimmenden Deckenresten und Deckschollen, deren Allochthonie aus den oben angeführten Kriterien bewiesen ist, kann der zurückgelegte Transportweg (nun hier ohne Diskussion über die Frage Gleit- oder Schubtransport) nur durch Feststellung der nächsten für die Ableitung möglichen und wahrscheinlichen Bezugsnarbe in Richtung der Schollenherkunft ermittelt werden. Anhand unserer kalkalpinen Beispiele erläutert, bedeutet das, daß jene Deckschollen, südlich deren sich im Bereich der Kalkalpen keine Narbe für eine Auspressung findet, als Mindestbetrag die Strecke bis hinter den Kalkalpensüdrand gelten muß (Beispiel Krabachjoch-Deckschollen, Abb. 17), der wahre zurückgelegte Weg ist auf Grund der Abtragung aller südlich benachbarten oberostalpinen Strukturen nicht mehr zu ermitteln.

Findet man auf der Wegstrecke dazwischen eine mögliche Bezugsnarbe, so ist diese auf ihre Eignung für die Schollenableitung zu prüfen: So müssen die Berchtesgadener Decke und ihr Hallstätter Schollenkranz (Abb. 13) nach den zahllosen heute vorliegenden faziellen, mächtigkeitsmäßigen und tektonischen Kriterien einschließlich neuer Fenster und der tiefreichend unterlagernden Saalach-Stirnschuppe von Süden her fernüberschoben bezogen werden. Als erste Bezugsnarbe für die Hallstätter Schollen käme, wie erwähnt, scheinbar zunächst die Torrenerjoch-Lammertalzone in Frage, die ja Hallstätter Gesteine in relativ autochthoner Position führt. Sie scheidet trotzdem als Bezugsquelle aus, da erstens die Fazies in ihr als Zlambachentwicklung sich deutlich vom Halleiner Raum mit Hallstätterkalk-Fazies-Vormacht unterscheidet, zweitens die Bezugsnarbe im Raum des Königssees gegen Westen hin ausläuft und sich innerhalb des Tirolikums schließt, und drittens der Deckschollenschwarm an Hallstätter- und Dachsteinkalkfaziesschollen in Begleitung der Berchtesgadener-Halleiner Schubmasse noch über diese Torrenerjochzone nach Süden reicht und auch noch das Steinerne Meer von Schollen übersät ist (und selbst noch im Hochköniggebiet eine derartige Scholle bekannt wurde) – vgl. Taf. 1 bei A. TOLLMANN, 1969 a. Wiederum zeigt sich an diesem Beispiel der sich hart hinter dem Nordrand der Kalkalpen mit dem Untersberg aufbauenden Berchtesgadener Decke, die demnach fast die ganze Kalkalpenbreite überschoben hat, wie komplex die Beantwortung der Frage nach der Schubweite von isolierten Schollen sein kann.

3. Zur indirekten Bestimmung des zurückgelegten Mindestschubweges kann ferner in günstigen Fällen das Vorhandensein von exotischen Mitbringseln, also Schürflingen fremder Serien an der Deckenbasis, von Wert sein, wofür als klassisches Beispiel der zuvor in Zusammenhang mit der Bewegungsrichtungsbestimmung erwähnte Teppich aus Arosa Schlepsspänen an der Basis des westlichsten Kalkalpenabschnittes gelten kann. Einerseits hierdurch, andererseits auch durch die auf dem alten Transportweg in den Zentralalpen zurückgelassenen Spurschollen der Kalkalpen am Ostrand des Prätigau (vgl. S. 140) ist ein Mindesttransportweg ablesbar: So sind die heute bei Hindelang im Allgäu liegenden Arosa Schürflinge, wenn man sie im Mindestfall vom heutigen Nordrand der zusammenhängenden Arosadecke ableitet, über 40 km weit nach Norden verschleppt worden; Spurschollen der Kalkalpen reichen von ihrem Hinterrand in

den Zentralalpen bis vor Klosters 13,5 km weit zurück. Gegenüber der Gesamtschubweite des Oberostalpins sind dies Minimalbeträge, aber sie haben den Vorzug, an Zeugen direkt ablesbar zu sein.

d) Beispiele für Überschiebungsweiten kalkalpiner Decken

Zwei Untersuchungen haben sich bisher speziell mit der Frage nach der Schubweite der Decken in den Nördlichen Kalkalpen befaßt, jene von E. SPENGLER, 1928 b, und die vom Verfasser von 1971 a; dort können ausführlichere Begründungen für die Berechnung der Deckenschubweiten in den Kalkalpen nachgelesen werden. Hier mag es daher genügen, die ermittelten Beträge in ihrem Ausmaß zusammenzustellen, um einen Überblick über die Schubweiten der betrachteten Region zu gewinnen. Historisch gesehen hat sich die Vorstellung von der Schubweite mancher gerade als weither verfrachtet gedachten juvavischen Decken durch ihre mehr oder weniger nahe Einwurzelung innerhalb der Kalkalpen gegenüber der Deutung von E. SPENGLER, der mit einer Heranfrachtung der Hallstätter Elemente von jenseits des Kalkalpensüdrandes gerechnet hat und sie dann noch mancherorts eingewickelt zeichnete, in Richtung mäßigerer Förderbeträge verschoben. Eine Übersicht über die Hauptförderweiten zeigt folgendes Bild: Die Überschiebung der Lechtaldecke über die Allgäudecke in den westlichen Kalkalpen ist im Meridian des Hornbach-Halbfensters unter Abwicklung der Deckenfaltung und Einbeziehung der sekundär überschobenen Vilser Stirnschuppe der Lechtaldecke mit einem Mindestbetrag von 35 km zu veranschlagen. Diese Überschiebungsfläche zwischen Tief- und Hochbajuvarikum bleibt auch im Osten der Kalkalpen zwischen Frankenfesler- und Lunzerdecke stets eine tiefgreifende Bewegungsbahn, wenn sie auch hier in ihrem Gesamtbetrag auch nicht annähernd erfaßt werden kann – das Fenster von Urmannsau erschließt dort nur 5 km Schubweite, die Bohrung Urmannsau weist indirekt durch mächtiges Anschwellen der Frankenfeslerdecke auf namhaftere Beträge hin.

Die Überschiebungen und Überfaltungen zwischen Bajuvarikum und Tirolikum sowie innerhalb des Tirolikums sind (von der Inntaldecke mit einer Mindestschubweite von 20 km abgesehen) relativ mäßig, ja es gibt, wie erwähnt, Zusammenhänge von Bajuvarikum und Tirolikum westlich und östlich des „Tirolischen Bogens“, wo eine Überschiebungsbahn zwischen diesen beiden Einheiten also vorübergehend ganz aussetzt. Im Tirolikum Niederösterreichs werden durch das Schwechatfenster und die Fenstergruppe von Annaberg Mindestüberschiebungs- und Überfaltungsbeträge von 5 bis 10 km mehrfach sichtbar.

Bedeutendere Beträge stellen sich, so wie in den Nordranddecken, wiederum bei den dem Südrand entstammenden juvavischen Decken ein: durch Fensteraufschlüsse läßt sich ein 10 bis 20 km weiter Transport der Mürzalpen-Hohe Wand-Decke belegen, die Schneebergdecke ist über mehr als ein Dutzend Kilometer nordwärts verfrachtet. Im Salzkammergut ist die Mitterndorfer Hallstätter Schollengruppe (ehemalige „Obere Hallstätter Decke“) durch Fernschub eingeschoben, während die Grundlsee-Zlambach-Lammerzone mit ihrer Dominanz der Zlambachfazies sich heute mehr und mehr als parautochthones Element erweisen läßt. Die Stellung der Dachsteindecke ist gerade derzeit so umstritten, daß sich die Schubweite nicht sicher genug festlegen ließe.

Hingegen hat die Berchtesgadener Decke allein über dem Tirolikum bereits einen Weg von über 40 km Länge zurückgelegt, wozu noch der Betrag der zunächst überschobenen und dann als Schleppschollen mitgenommenen Halleiner Hallstätter Decke kommt, die also ihrerseits eine fast ebenso weite Verfrachtung wie die Berchtesgadener Decke erlitten hat. Die „Ultradecke“ des Westens, die Krabachjochdecke, läßt – vom heutigen Kalkalpensüdrand weg – nur einen wenige bzw. etliche Kilometer weiten Transportweg erkennen, die wahre Schubweite ist natürlich nicht mehr sicher zu ermitteln. Es ergibt sich zusammenfassend, daß die kalkalpinen Decken im zentralen Längsstreifen der Kalkalpen bei dessen wechselnder innerer deckentektonischer Gliederung geringe Überschiebungsweiten von 5–10 km unter gelegentlichem Auslaufen bis auf null Kilometer erlitten, daß aber im Vorderabschnitt interne Schubweiten bis zu 35 km und bei juvavischen Decken vom Südrand her Schubweiten bis über 40 km ablesbar sind. Dabei sind alle Beträge Minimalwerte, die realen liegen in wechselndem Maße höher.

5. Die Überschiebungsgeschwindigkeit

a) Allgemeines

In bezug auf die Geschwindigkeit der Deckenbewegung haben wir weltweit noch keine gesicherten Daten, sondern nur erste Anhaltspunkte zur Schätzung der Größenordnung. Dabei ist besonders zu beachten, daß man zu realen Bewegungsgeschwindigkeiten von Decken und Deckensystemen nicht einfach durch Teilung der zurückgelegten gesamten Wegstrecke durch den Zeitraum zwischen Bewegungsbeginn und Ankunft der Decke in ihrer heutigen Position gelangen kann, da gerade die großen Überschiebungsvorgänge vielfach mehrphasig abrollen, getrennt durch Zeiten relativer Ruhe, wie in bezug auf die Ostalpen vom Verfasser, 1966 b, S. 4 ff., ausgeführt worden ist – vgl. Abb. 22. Daten über mögliche Durchschnittsgeschwindigkeiten, wie für die Ostalpen z. B. mit 1–2 mm pro Jahr von H. FLÜGEL (1954, S. 134) angegeben, helfen nicht weiter in bezug auf die realen Geschwindigkeiten der Deckenbewegungen in den einzelnen Teilphasen. Es ist vielmehr nötig, die Geschwindigkeiten zu ermitteln, die während einer Hauptbewegungsphase geherrscht haben. Aber auch in solchen Fällen ist es uns günstigstenfalls nur möglich, die Minimalgeschwindigkeit zu bestimmen, dann nämlich, wenn einerseits durch die Aufschlußverhältnisse die zurückgelegte Wegstrecke einwandfrei erfaßbar ist und andererseits die Bewegungszeit durch jüngste, vom Deckenkörper überschobene Altsedimente und älteste, nach der Überschiebung die Deckengrenzen transgressiv übergreifende Schichtglieder faßbar ist, um die Dauer der Bewegung gut einzuengen. Daß es sich hierbei trotzdem nur um Minimalwerte der Bewegungsgeschwindigkeit handelt, erhellt daraus, daß ja das Ende der Sedimentation nicht unbedingt gleichbedeutend mit dem Beginn des Transversalschubes sein muß, sondern die Sedimentationsunterbrechung ja auch etwa auf eine Heraushebung zurückgeführt werden kann, gefolgt z. B. erst später durch den Transversalschub, der dann wesentlich rascher die gesamte Überschiebungsstrecke hinter sich bringen würde, als man aus der Zeitdauer der Schichtlücke vermutet hätte. Das

bedeutet, daß man besonders auf die Art der beteiligten Sedimente achten wird und den Beginn des Transversalschubes wenn möglich auch aus einem Umschlag des normalen Sedimenttypus in einen orogenen Typus mitberücksichtigen soll.

Gegenüber diesen zuvor ins Auge gefaßten Geschwindigkeiten von Deckenüberschiebungen ist noch auf zwei weitere Typen von Deckenbewegungen aufmerksam zu machen, deren Geschwindigkeit grundsätzlich von jener der Schubdecken abweichen wird: der Typus der deckengroßen Riesenschollen, die am Rücken eines Olisthostromes vorwärtsgetragen und verfrachtet sind, und ferner der Typus der echten Gleitdecken.

Die Geschwindigkeit von Schollen in Olisthostromen ist von K. GÖRLER (1967, S. 77) und K. GÖRLER & K. REUTTER (1968, S. 495 ff.) aus den durch Bohrungen gut bekannten jungen Olisthostromen am Außenrand des Apennin berechnet worden und ist erstaunlich gering. Es ergaben sich Bewegungswerte von 0,3–3 mm/Jahr.

Ganz anders hingegen scheint die Situation bei Gleitdecken zu liegen. Nach den jüngsten Beobachtungen von M. KIEKEN (1972, S. 576) ergeben sich am Beispiel der algerischen Gleitdecken des Tell-Atlas extrem hohe Geschwindigkeiten. Auf Grund der Feststellung, daß dort die Mittlere Telldecke von der Bibanschwelle im Norden kommend das südlich benachbarte Miozän-Becken durchfuhr und jenseits der Beckentiefe im Süden bis an den Sahara-Atlas angebrandet ist, hat KIEKEN den Vergleich mit einer Lawine angestellt, die kraft ihrer Beschleunigung am Gegenhang des Tales emporsteigt. KIEKEN vermerkt ferner, daß bei so raschen Bewegungen nach J. GOGUEL (1969, S. 157 ff.) das Porenwasser im Bereich der Gleitbahn durch die Reibungswärme verdampft und sich so ein Dampfpolster bilden kann, der den Reibungskoeffizient bei derartigen Gleitvorgängen entscheidend herabsetzen würde und daher einen weitreichenden und raschen Transport noch weiter fördern würde. Für Gleitdecken wäre also die Möglichkeit einer gänzlich anders gearteten Bewegungsgeschwindigkeit ins Auge zu fassen. Doch kehren wir zu unseren Beispielen der Schubdecken zurück.

b) Ein kalkalpines Beispiel zur Berechnung der minimalen Deckenschubgeschwindigkeit

Am Beispiel der Überschiebung der Lechtaldecke über die Allgäudecke der westlichen Kalkalpen hat der Verfasser (1972 b) die Geschwindigkeit der Bewegung des Hochbajuvarikums in der vorgosauischen, mediterranen Phase des Turon zu ermitteln versucht (Abb. 86). Die durch eine Reihe von tiefen Halbfenstern sichtbare Überschiebungsweite der Lechtaldecke beträgt im Meridian des Hornbach-Halbfensters in Tirol 23 km. Berücksichtigt man ferner die bedeutende Überfahung des Stirnteiles der Lechtaldecke in Form der Vilser Stirnschuppe durch den Hauptkörper der Decke und außerdem die Faltung der Einheiten nach dem Ferntransport, so erhält man hier einen Gesamtüberschiebungsbetrag von 35 km (E. SPENGLER, 1928 b, S. 5; A. TOLLMANN, 1971 a, S. 366 f.). Den Bewegungen während der vorcenomanen austrischen Phase wird heute innerhalb der Kalkvorpalpen keine nennenswerte Transversalbewegung zugeordnet, so daß der Hauptschub in die Zeit vor der mit dem Coniac einsetzenden Gosau-transgression zu liegen kommt, welche alle deckentektonischen Hauptelemente der Kalkalpen bereits vorfand.

Folgende Daten liegen zur Berechnung der Schubgeschwindigkeit vor (Einzel-

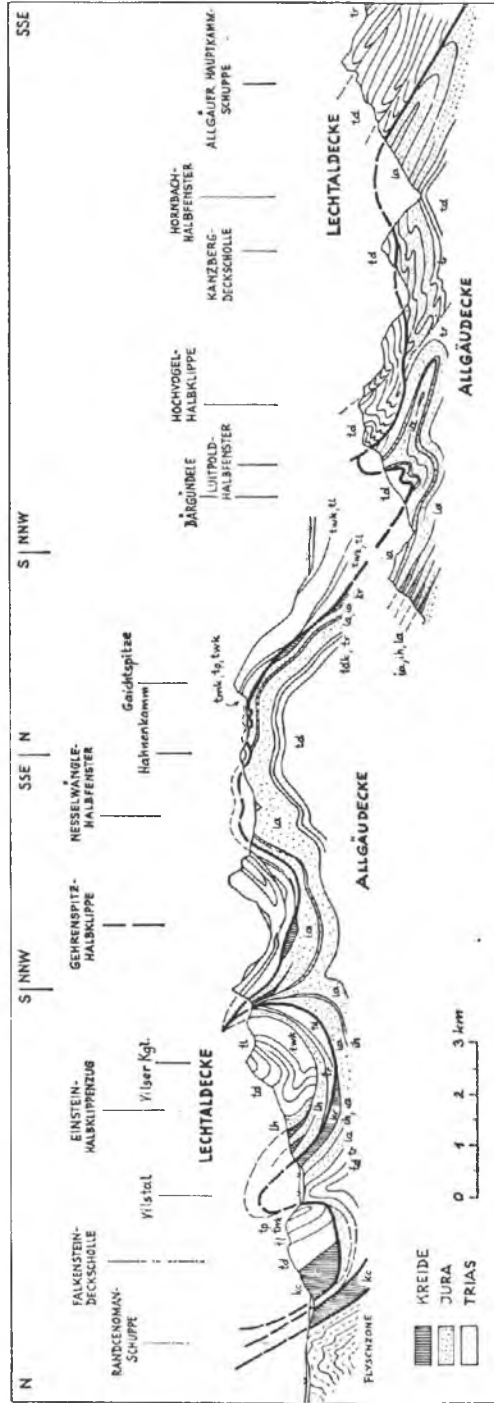


Abb. 86: Das für die Berechnung der Überschiebungs-Geschwindigkeit der Lechtaldecke zugrunde gelegte Profil in den Vilsener/Allgäuer Alpen nach A. TOLLMANN, 1971 b, Beil. 12.

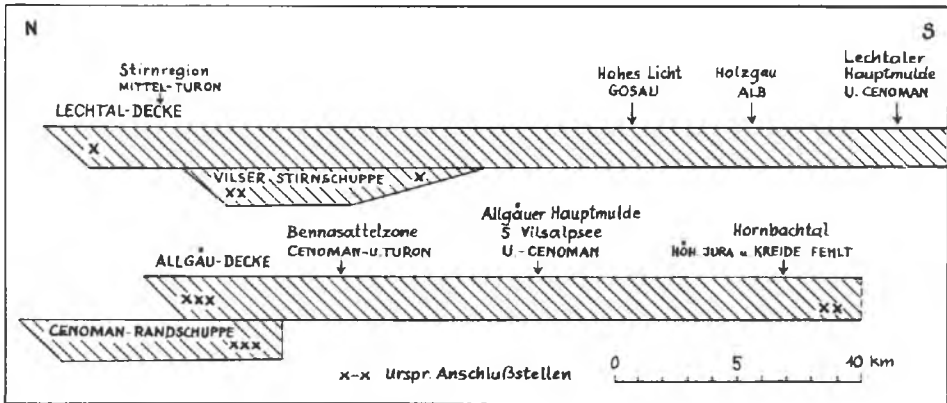


Abb. 87: Schematische Darstellung der Überlagerungsbreite der ausgeglätteten bajuvarischen Decken in den Allgäuer und Lechtaler Alpen im Lechgebiet unter Eintragung der jeweils erhaltenen jüngsten Schichtglieder. Die Skizze soll die Grundlage für die Einschätzung der Bewegungsgeschwindigkeit der Lechtaldecke in der vorgosauischen Bewegungsphase bilden, wie im Text erläutert.

heiten bei A. TOLLMANN, 1972 b – vgl. Abb. 87): rund 16 km weit von der Lechtaldeckenstirn überschoben trifft man Untercenoman in den Vilser Alpen SSE Tannheim an, 8 km weit hinter der Stirn zurückliegend Unterturon in der Bennadeckensattelzone. Noch weiter im Süden fehlen Kreideschichten unter der Überschiebungsbahn. Als Zeitraum mag nach W. B. HARLAND et al. (1964, S. 261) pro Stufe dieses Abschnittes der Oberkreide (Cenoman, Turon, Coniac etc.) im Mittel die Spanne von 6 Millionen Jahren gelten (nach J. v. HINTE, 1972, S. 3, Fig. 1 differiert die Dauer der Stufen etwas). Auf dieser Basis lassen sich folgende Überlegungen anstellen: berücksichtigt man das 8 km weit überschobene Unterturon, so muß der Mindestbetrag des Schubes 1,3 mm/J. sein; berücksichtigt man das 16 km weit überschobene Untercenoman, ergäbe sich ein minimales Bewegungsausmaß von 1,6 mm/J.; hält man dafür, daß der Gesamtbetrag von 35 km nachuntercenoman zurückgelegt wurde, ergäben sich 3,5 mm/J.; bei einer Bewältigung des Gesamtbetrages erst nach dem Unterturon sogar ein Ausmaß von 18 mm/J. Trotzdem also das gewählte Beispiel gut überblickbar ist, bleibt noch immer ein Spielraum für die Minimalgeschwindigkeit von 1,3 mm bis 18 mm/J., während die wahre Geschwindigkeit heute letztlich noch nicht zu erfassen ist. Das vorgeführte Beispiel – einer der gut analysierbaren Fälle der Kalkalpen – zeigt demnach mehr die heute noch nicht überwundenen Schwierigkeiten als die Möglichkeiten einer sicheren Fixierung von Werten.

c) Vergleichsbeispiele von Geschwindigkeitsberechnungen von Deckenschüben aus anderen Regionen

Auch aus anderen Abschnitten der Alpen oder aus anderen Orogenen liegen nur wenige und letztlich allesamt nichts Endgültiges aussagende Daten zur Geschwindigkeit der Deckenbewegung vor. Hier seien vergleichsweise einige wichtige Bei-

spiele mitgeteilt. Aus den Ostalpen wurde das Beispiel der Randüberschiebung des Flysches auf die Molasse anhand der Aussage der Bohrung Urmannsau bei Gaming in Niederösterreich (A. KRÖLL & G. WESSELY, 1967) in bezug auf die Möglichkeit einer Bestimmung der Schubgeschwindigkeit vom Verfasser (1972 b) analysiert. Im hinteren Teil der rund 20 km tief erfaßbaren Überschiebung wird Aquitan, im Vorderteil Burdigal überwältigt. Das Alter der Überschiebung ist entweder (H. KÜPPER, 1960, S. 459) unmittelbar nachburdigal oder eventuell erst nachhelvet (nachkarpat). Im ersteren Falle wäre bei einem zur Verfügung stehenden Zeitraum von 4 Millionen Jahren eine minimale Deckenbewegungsgeschwindigkeit von 5 mm/J. ableitbar, im letztgenannten Falle betrüge sie im Minimum 3 mm/J.

Eine analoge Einschätzung der Flyschdecken-Bewegung über das Altmiozän am Außenrand der Westkarpaten durch ZD. ROTH (1960, S. 385) erbrachte ebenfalls den Wert von einigen Millimetern/J. Aus den Karpaten stammt ferner die Angabe von D. ANDRUSOV (1965, S. 241) über die Bewegungsgeschwindigkeit der im Zeitraum des Turon (bzw. angeblich noch Coniac) 80–90 km weit überschobenen zentralkarpatischen Križnadecke: als Grenzwerte werden 6–22 mm/J. genannt. Nach der heute gültigen revidierten Zeitskala von W. B. HARLAND et al. (1964, S. 261) müßte diese Zahl derzeit in 10–22 mm/J. abgewandelt werden. Der Verfasser (1972 b) hat allerdings zu bedenken gegeben, daß für diese Datierung nur die letzten paar Kilometer in der Stirnzone durch unterlagerndes Unterturon der Tatriden eine Zeitmarke nach unten hin setzt, während die Bewegung über die Hauptstrecke dahinter nicht durch Jungsedimente näher fixiert ist.

Schließlich sei noch die Angabe von J. AUBOUIN (et al. 1968, S. 57) über die Geschwindigkeit des Schubes der Pindus-Decke in den Helleniden zitiert, die in oligozäner und nacholigozäner Bewegung angeblich 10 mm/J. betragen haben soll, worüber allerdings wiederum eine Diskussion nötig wäre. Man erkennt also zusammenfassend, daß sich im Durchschnitt minimale mögliche Überschiebungswerte von wenigen mm/J. ergeben, daß daneben eine zweite Zahlengruppe von 10–20 mm/J. vielleicht auf die realen Geschwindigkeiten hinweist. Eine ähnliche Größenordnung ergab ja auch die Berechnung des Zusammenschubes der Schweizer Alpen in der Hauptphase an der Wende Eozän/Oligozän, also der vor 39 ± 3 Millionen Jahren stattgehabten pyrenäischen Phase, der sich nach R. TRÜMPY (1972, S. 23) auf 50 mm/J. beläuft und bei einer Aufteilung auf die Hauptdeckensysteme wiederum mit etwa 10 mm/J. pro Deckensystem zu berechnen wäre. Überlegungen über die Geschwindigkeiten der grundlegenden geologischen Phänomene hat jüngst A. PERRODON (1972) angestellt.

B. Der Rücken der Decke

(dos, partie dorsale; back, dorsal limb)

1. Allgemeines

Das Hauptproblem der Ausgestaltung des Deckenrückens, also der einstigen Oberfläche einer Decke, die bei Überlagerung durch eine höhere Schubmasse erhalten geblieben ist, liegt in der vielfach beobachtbaren Tatsache, daß der ursprüngliche Umfang der Decke, der ungestörte Schichtverband einschließlich der jüngsten Ablagerungen, nur selten mehr oder weniger unversehrt erhalten geblieben ist (Primär-rücken). Es fehlen hingegen oft bedeutende Anteile der Hangendpartien der einstigen Deckenmasse, so daß in all diesen weltweit in Deckengebirgen verbreiteten Fällen sich sogleich die oft sehr schwer beantwortbare Frage erhebt, ob Abtragung vor der dann als Reliefüberschiebung ausgebildeten Überfahung oder ein tektonisches Relief (D. ANDRUSOV, 1968, S. 116), also ein tektonischer Hangendschrägzuschnitt durch Abschürfung und Abquetschung durch die höhere Schubmasse während des Überschiebungsvorganges, die Ursache für solch ein Defizit darstellt. Wir werden uns daher im folgenden Abschnitt zunächst mit der Frage nach der Umgestaltung der ursprünglichen Deckenoberfläche zu beschäftigen haben.

Als zweites zieht die Art der Deformation der obersten Deckenpartien im Bereich des Deckenrückens die Aufmerksamkeit auf sich, da hier von oben her eingreifende Veränderungen wie Schlepfpaltung, Dachschuppenbildung etc. auch noch bei heute erosiv fehlender tektonischer Auflast Hinweise über die einstige Verformungsart und über einst darüber hinwegbewegte Elemente geben können.

In bezug auf die großtektonische Gestaltung des Deckenrückens im Zusammenhang mit der axialen Kulmination und Depression des Deckenkörpers sei noch der für die domförmige oder uhrglasförmige Rückenaufwölbung seit M. LUGEON (teste P. TERMIER, 1906, S. 14) eingeführte französische Begriff *carapace* (Rückenschild – vgl. A. SCHIEFERDECKER, 1959, S. 192; *carapace*) erwähnt. Unter *Joch* (E. SUESS, 1909, S. 605) hingegen versteht man eine in der Streichrichtung hinziehende Kulminationszone der Decke, so daß die von H. BECKER (1939, S. 49) verwendete Bezeichnung Scheitelung eher als Synonym zu *Joch*, denn zu *carapace* aufzufassen ist, wie BECKER meinte.

2. Das Ausmaß der Umgestaltung der ursprünglichen Deckenoberfläche vor und während der Überschiebung

a) Primär-rücken* (dos primaire*; primary back*)

Dieser Ausdruck stellt einen hier neu eingeführten Begriff für einen mehr oder weniger ungestört erhaltenen Rücken einer Schubmasse dar, deren gesamte junge Schichtanteile noch in vollkommenem Verband unter der demnach schichtparallel oder subparallel erfolgten Überschiebung der höheren Einheit bewahrt worden ist. Als Bei-

spiel aus der bisherigen Literatur kann der bei H. BECKER (1939, S. 56, Abb. 51) dargestellte spezielle Fall einer parallelen Oberflächenüberschiebung von algonkischen Kalken und Tonschiefern auf die Kreide am Ostrand der Rocky Mountains dienen.

In den Kalkalpen sind Primärrücken bei Decken im nördlichen voralpinen Gebiet selten anzutreffen, eher begegnet man ihnen im südlichen Teil der Kalkalpen, wo die großen frei schwimmenden Decken oder Deckschollen gelegentlich über mehrweniger unversehrt erhaltenen Serien der tieferen Einheit parallel aufgeschoben vorliegen. Als Beispiel sei die Einlagerung der großen Deckschollen der Inntaldecke östlich vom Flexenpaß, nämlich die in der Kreide der Lechtaler Hauptmulde schüsselförmig eingeschobene Rüfispitz-Krabachjoch-Doppeldeckscholle erwähnt (O. AMPFERER, 1932, Karte).

b) H a n g e n d a m p u t a t i o n (troncature sommitale; back truncation)

Begriffserläuterung: Als genaues Gegenstück zur Basalamputation (siehe S. 62) ist der Begriff Hangendamputation die genetisch unbelastete rein deskriptive Bezeichnung für den Sachverhalt einer (nicht postkinematisch bedingten erosiven, sondern einer) primären Zustutzung des Rückenabschnittes einer Decke. Analog zur Basalamputation kann diese dorsale Zustutzung durch eine schräge Scherungsüberschiebung (*charriage cisailant; scissions-thrust*) bereits primär tektonisch angelegt sein, sie kann durch dorsale Abwetzung (*rabotage dorsale; back planing*) unter der Wucht einer höheren Schubmasse erfolgt sein (einer der häufigsten Mechanismen bei der Hangendzustutzung kalkalpiner Decken), sie kann aber schließlich noch im Gegensatz zur Basalamputation durch eine der Überschiebung vorangehende Erosion bedingt oder weitgehend mitbedingt sein. In bezug auf die Einführung der hier verwendeten Begriffe sei auf die Ausführungen S. 62 f. verwiesen. Das Phänomen der tektonischen Hangendabtragung ist in der Literatur wiederholt zur Sprache gekommen. O. AMPFERER (1911, S. 451) hat anschaulich die Erscheinung der tektonischen Abtragung und Ablagerung beschrieben, F. HERITSCH (1927, S. 89) hierfür die erwähnte Bezeichnung bzw. im Englischen (1929, S. 21) den Ausdruck „tectonic erosion and deposition“ verwendet. Später kommt mehr der Ausdruck tektonische Denudation in Sprachgebrauch, da ja in der Morphologie Denudation für Abtragungen aller Art, Erosion aber als Unterbegriff einem speziellen exogenen Vorgang zugeordnet wird: so im Englischen *tectonic denudation* (L. U. DE SITTER, 1956, S. 270), im Französischen *denudation tectonique* (z. B. bei H. & G. TERMIER, 1956, S. 61) und im Deutschen *tektonische Denudation*, A. TOLLMANN (1966 c, S. 462). Dabei sind die beiden fremdsprachigen Ausdrücke in eingeschränktem Sinne für Abtragung durch Schwerkraftgleitung verwendet worden, während der deutsche Begriff vom Verfasser umfassend ohne Einschränkung auf den tektonischen Mechanismus angewendet wird.

Kalkalpine und ostalpine Beispiele der Hangendamputation und Erläuterung ihrer Problematik: Mit der Berührung dieser Frage schneiden wir eines der noch ungelösten großen alpinen tektonischen Probleme an, ohne für die markantesten Beispiele eine einleuchtende Erklärung abgeben zu können. Bei vielen Deckensystemen der Alpen und anderen Gebirgen der Erde fehlen bedeutende dorsale Anteile der einstigen Serien unter den deckenden höheren Schubmassen, die ursprüng-

lich vorhanden waren, wie lokal erhaltene Reste von durchlaufenden Serien beweisen. Als auffälligstes Beispiel etwa sei die mittelostalpine Schubmasse der Ostalpen angeführt, in welcher über einem mächtigen kristallinen Sockel ganz zerstreut und isoliert Reste der permomesozoischen Bedeckung in ganz verschiedenem Umfang erhalten sind, z. B. bis in die Mitteltrias reichend (Thörl), nur bis in die basale Trias aushaltend (Rannachserie), lokal bis in den Jura aufsteigend (Stangalm- und Brennermesozoikum) etc. Da die Schichtfolgen in ungestörten Abschnitten komplett sedimentiert sind, ist eine nachträgliche Reduktion für die Verstümmelung verantwortlich. Das enge Nebeneinander von mächtigen mesozoischen Serien, auch tektonisch angeschoppt, und das völlige Fehlen dieser alpidischen Serien unmittelbar daneben unter ein und derselben Schubmasse – im gewählten Beispiel des Mittelostalpins etwa unter der Schubmasse der Gurktaler Decke, die weithin auch direkt dem Kristallin aufliegt, zeigt deutlich, wieviel Material vom Rücken dieser mittelostalpinen Deckenmasse vor Abschluß der oberostalpinen Überschiebungsbewegung entfernt worden ist. Ungeheure Kubaturen sind hier noch vor oder zur Zeit der kretazischen Überschiebung verschwunden, ohne daß wir heute von der Art ihrer Entfernung Zeugen vorfinden: es sind nirgends die bei Erosion zu erwartenden entsprechenden Aufbereitungsprodukte abgelagert, es sind nirgends die bei tektonischem Abschub unter dem Oberostalpin in der Stirnregion der Deckensysteme zu erwartende Anschoppungen des Materials vorhanden. Nirgends im Gesamtbereich ist etwa Erosionsschutt unter der oberostalpinen Schubmasse eingeklemmt erhalten, sondern die heute sichtbaren hangenden Grenzen der überschobenen Masse sind stets als tektonische Amputation ausgebildet. Ganz analoge Verhältnisse wie im Mittelostalpin herrschen auch im Unterostalpin der Ostalpen: allein im Bereich des Semmeringsystems endet die mesozoische Hülle gegen oben hin stets durch tektonischen Hangendzuzchnitt, teils mit Rhät, teils mit Mitteltrias, oft auch schon im Permoskyth-Komplex. Verschieden umfangreiche Partien der Trias, der gesamte Jura und jüngere, aus den Verhältnissen in der Fortsetzung in den Karpaten zu vermutende Ablagerungen, verschwanden hier spurlos. Als ein das Verständnis hier besonders erschwerender Umstand kommt hinzu, daß die aus vielen geologischen Beobachtungen zu fordernde tektonische Überfahung der tieferen ostalpinen Einheiten durch das Oberostalpin zufolge der heute erkannten durchlaufenden marinen Serie in der Stirnzone der Kalkalpen, dem Tiefbajuvarikum, unter Meeresbedeckung hätte vor sich gehen müssen, man aber im Hauptabschnitt der Ostalpen keinerlei Anzeichen für ein marines Milieu zu dieser Zeit in den tieferen ostalpinen Einheiten antrifft.

Gleiches wie oben für die tieferen ostalpinen Decken angedeutet, gilt auch für die Überschiebung zahlreicher kalkhochalpinen Decken und Schollen über die am Südrand der Kalkalpen vielfach im Hangendabschnitt extrem amputierte tirolische Einheit. Beide angedeuteten Möglichkeiten sind in anderen orogenen Abschnitten nachweisbar: es gibt bedeutende erosive Reduktionen, die durch Reliefüberschiebungen konserviert sind, wie S. 78 ff. ausgeführt, es gibt Beispiele für grandiose tektonische Entfernung von sedimentären Hüllen (*t e k t o n i s c h e H ü l l e n e n t f e r n u n g*; *décoiffement*, M. LUGEON, 1949, S. 261 ff.) beträchtlicher Massive, die sich in äußeren Teilen des Orogens wiederfinden, während die entblößten Sockel durch tektonischen *H ü l l e n t a u s c h* (*substitution de couverture*; *cover substitution*) eine neue „falsche

Bedeckung“ erhalten (vgl. S. 159). Eine Zusammenstellung der bekanntesten Beispiele dieser Art, vom klassischen Beispiel der vor der Schistes lustrés-Decke des Südpennin vom Mittelpennin der Westalpen abgeschobenen und außen liegenden Préalpes romandes angefangen, wurde vom Verfasser, 1968 d, S. 220 ff., gegeben. In den ostalpinen Beispielen aber ist die Entscheidung über den Mechanismus der Hangendamputation vielfach nicht einfach.

Gute Beispiele für tektonische Dorsalabquetschung (Dorsalamputation) in den Kalkalpen sind vom Verfasser aus dem Ötscherland in Niederösterreich beschrieben (1966 a, S. 192 f.; Taf. 3). Eine auffällige, dort hierdurch bedingte Erscheinung ist die Bildung von lang hinstreichenden Halbantiklinalen, die eindeutig nur durch tektonische Abquetschung des Südflügels von symmetrischen Antiklinalen unter einer heranschiebenden Deckenstirn zur Ausbildung gelangt sind, so z. B. die Nestelberg-Halbantiklinale vor der Ötscher-Deckenstirn, die sich im Westen – nach vorübergehender Überföhrung – in die Maiszinken-Halbantiklinale weiterverfolgen läßt. Hier kann eine erosive Entfernung der einen Antiklinalhälfte durch die so lange im Streichen gleichbleibenden Verhältnisse ausgeschlossen werden. Ein anderes Beispiel für tektonische Dorsalamputation bildet der an gleicher Stelle beschriebene (l. c., S. 193) bis zur völligen Abquetschung reichende Zuschnitt des Deckenhinterrandes der Reisalpendecke im Rahmen des Schmelzfensters unter der Auflast der Ötscherdeckenmasse.

Die bedeutendsten Beispiele von Hangendabquetschung aber, nach Erachten des Verfassers tektonisch und nicht erosiv bedingt, liegen in der fast vollkommenen Reduktion großer Teile des Tirolikums unter der Mürzalpendecke, ferner der Mürzalpendecke selbst unter der Schneeb ergdecke vor, wie E. KRISTAN-T. & A. TOLLMANN (1962, S. 25 f.) beschrieben haben. Das hierzu in der kritischen Arbeit von A. THURNER (1963, Abb. 2, S. 72) entworfene schematische Längsprofil veranschaulicht gut diese Situation der vom Hangenden her ausgequetschten tektonisch jeweils tieferen Einheiten – Abb. 88. Daß eine derartige Abquetschung nicht tektonische

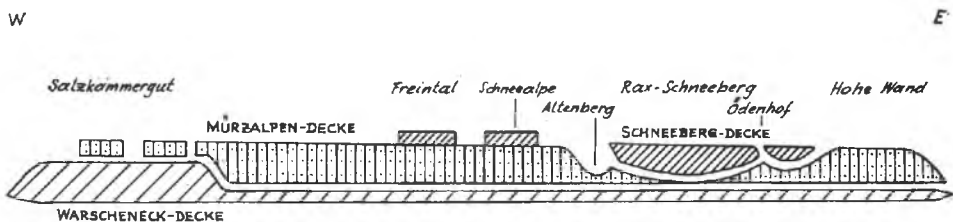


Abb. 88: Die Abquetschung der Hangendpartien der Decken im Bereich der östlichen Kalkhochalpen nach der Auffassung von E. KRISTAN-TOLLMANN & A. TOLLMANN (1962), dargestellt durch A. THURNER (1963, Abb. 2).

Konstruktion, sondern Realität ist, zeigen in diesem Raum die Fensteraufschlüsse im Ostteil der Schneebergdecke: die Decke der Hohen Wand (=Mürzalpendecke) versinkt mit bedeutender Mächtigkeit im Bereich der Hohen Wand und des Emmerbergzuges am Ostrand der Kalkhochalpen gegen Süden hin unter die Schneebergdecke, sie nimmt den Inhalt des dem Abtauchen zunächst liegenden Höfleiner Fensters noch völlig ein, erscheint im weiter westlich gelegenen Odenhoffenster südlich von

Puchberg am Schneeberg noch unter dem Ostrahmen des Doppelfensters als ein innerer, gegen Westen aber noch innerhalb des Fensters vollkommen auskeilender Rahmen (S. 317, Abb. 148). Sie tritt im Hengstfenster östlich vom Schneeberg selbst nur mehr in geringen Scherben entlang der Schneebergdecke in Erscheinung. In beiden letztgenannten Fenstern bildet eben das faziell andersartige Tirolikum den unter der ausdünnenden und vorübergehend endenden Mürzalpendecke aufscheinenden tieferen Untergrund (Abb. 14).

Durch diese tiefe siebartige Durchlöcherung des Ostteiles der Schneebergdecke durch die geschilderten Fensteraufschlüsse kann aber auch die Hangendabquetschung des eigentlichen Sockels, nämlich der tirolischen Gölledercke, gut erfaßt werden: bei ihrem tektonischen Abtauchen unter die hochalpinen Decken zeigt die Gölledercke an ihrem freiliegenden Südrand im Bereich des Miesenbachtals noch Rhät-Lias-Schichtglieder als Hangendstes, im 4 km südlich davon gelegenen Ödenhofenfenster erfüllt sie vorwiegend mit Dachsteinkalk, aber auch noch Rhät-Lias führend den Fensterinhalt, abermals 4 km weiter im Süden aber erscheint sie unter dem aushebenden Südrand der Schneebergdecke und dem schmalen abgequetschten Mürzalpendeckestreifen nur mehr mit tieftriadischen Gliedern (Geol. Kt. Hohe Wand – B. PLÖCHINGER, 1964 und Erl., 1967, Abb. 9, S. 69). Die Situation dieser Fenster ist der Abb. 14 zu entnehmen.

Spielen in diesem Beispiel neben Hangendzuschnitt auch Ausdünnung und Abquetschung der Deckenkörper als Ganzes mit, so gewährt das Beispiel der kleinen Gupfdeckscholle in der Gupfmulde über der Schneebergdecke am Westrand des Rax-Stockes guten Einblick über kräftigen Hangendzuschnitt beim Deckeneinschub der Gupfmasse. Der am Raxplateau vielhundert Meter mächtige Wettersteinkalk wird unter der Gupfdeckscholle im Süden auf 200 m, weiter im Norden noch stärker abgestutzt (H. P. CORNELIUS, 1936, Geol. Kt. und Erl. des Raxgebietes, S. 36, Abb. 3). Weitere gute Beispiele für Hangendabquetschung bietet der Südrand der Mürzalpendecke unter der Rauhenstein-Deckscholle (Schneebergdecke) und den Hüpflinger Deckschollen (Gesäuse).

c) *Erosive Hangendabtragung* (erosion sommitale, erosion dorsale; back erosion)

Die Reduktion der hangenden Schichtglieder und der tektonisch höchsten Partien einer Decke durch eine der Überschiebung vorangehende Erosion wurde als dritte Grundausbildungsart des Deckenrückens zuvor erwähnt. Die Erhaltung der Altlandschaft unter einer Reliefüberschiebung, bei der die morphologischen Kerben allerdings mit Material der Deckensohle der überschiebenden Einheit ausgefüllt sind, die Härtlingsrippen tektonisch in verschiedenem Umfang abgehobelt werden, belegt diese vortektonische Erosionsphase.

Aus den Kalkalpen mag wohl noch die klassische Lokalität der Reliefüberschiebung über die abgetragene Wettersteinkalk-Antiklinale des Stanser Joches im östlichen Karwendel in Tirol als wahrscheinlichstes Beispiel für eine erosive Hangendabtragung in der tektonischen Unterlage des Inntaldecken-Komplexes gelten (Abb. 35, 37). Die allerdings sehr hypothetische Hangendabtragung von Schichten, die ungefähr ober-



Abb. 89: Hangendamputation der intensiv gefalteten Allgäuschiefern der Allgäu-Decke (linke Bildhälfte mit dem Leithorizont der schwarzen mittleren Allgäuschiefer) unter dem Hauptdolomit der Lechtal-Decke (heller gebankter Gipfelzug in der rechten Bildhälfte) am Rappenspitze in den Allgäuer Alpen.

flächenparallel lagern, dachte sich M. LUGEON (1949, S. 261 ff.) allein durch ein von der Schwerkraft diktiert Abgleiten ermöglicht, das er – wie erwähnt – als *décoiffement* (Schwergleit-Hangendabtragung) bezeichnet hat – vgl. S. 160.

3. Die innere Deformation der obersten Deckenpartie

a) Schleppfaltung und begleitende Phänomene (*plissement rebroussé; drag folds*)

In jenen Fällen, wo die betrachtete Decke noch eine Überfahung durch eine höhere Schubmasse erlitten hat, sind ihre Dorsalpartien mit gegen die Überschiebungsfläche zunehmender Intensität durchbewegt und im größeren Bereich sowie im kleinteutonischen Ausmaß umstruiert worden. Bei plastischem Material am Deckenrücken kann die Umprägung viele hundert Meter tief in den Deckenkörper eingreifen.

Die auffälligsten Erscheinungen stellen intensive Schleppfaltungen und ähnliche, diese Strukturen begleitende Phänomene dar. Wir sind bereits in Zusammenhang mit der Bewegungsrichtungsbestimmung des Deckenschubes auf derartige, zugleich vergenzanzeigende Strukturen zu sprechen gekommen und können uns daher hier mit einem Hinweis darauf beschränken (siehe S. 119 ff.). Schleppfaltung, Tauchfaltenbildung und Schleppung sind die markantesten tektonischen Formen, die sich unter Einwirkung der gerichteten Deformation am Deckenrücken ausgeprägt haben und die an angegebener Stelle auf Grund von kalkalpinen Beispielen vor Augen geführt worden sind.

b) Gipfelfaltung (*plissement sommitale**; *summit dislocation, summit thrusting, summit folding* DE SITTER 1956, S. 70)

„Gipfelfaltung“ betrifft die obersten Partien einer tektonischen Einheit, ist in der Vergangenheit häufig auch auf die Umgestaltung des Deckenrückens durch eine darüberbewegte höhere Einheit zurückgeführt worden und soll daher hier im Zusammenhang mit der Besprechung der Formung des Deckenrückens Erwähnung finden.

Begriffserläuterung: Unter Gipfelfaltung versteht man im ursprünglichen Sinne des von E. SUESS (1909, S. 198) geprägten Begriffes die selbständige Faltung einer in der Gipfelpartie eines Bergmassivs auftretenden Serie, die einem ruhigen, ungefalteten Sockel aufruht, ohne daß hierbei eine genetische Deutung impliziert war. E. SUESS hatte die eigenartigen Faltungen des obersten Stockwerkes eines Gebirges mit relativ ruhigem Unterbau auf den Einfluß der Rotation der Erde zurückführen wollen (L. KOBER, 1938, S. 147). KOBER selbst hingegen (l. c.) dachte alle diese „Gipfelfaltungen“ als unter der Last einer höheren Decke entstanden.

Nun ist ein derartiger Begriff für selbständig gefaltete höhere Partien eines Deckenkörpers recht unglücklich gewählt, da ja solche Strukturen keineswegs gerade an heutige, morphologische Gipfelauftragungen gebunden sein müssen, sondern in allen Positionen vorkommen können. Würde eine normale, unter der Auflast einer höheren Decke entstandene partielle Verfaltung einer höheren Etage vorliegen, so hätte eine eigene Bezeichnung, auch wenn die Struktur heute in hypsometrisch hoch-

gelegenen Gebirgspartien auftritt, kaum eine Berechtigung. Man könnte höchstens von Stockwerktektonik sprechen. Nun hat sich aber gerade an der von E. SUSS gewählten klassischen Lokalität des Sonnwendgebirges in den Tiroler Kalkalpen gezeigt (Abb. 90), daß die dortige, vielfach zitierte Gipfelfaltung aller Wahrscheinlichkeit nach

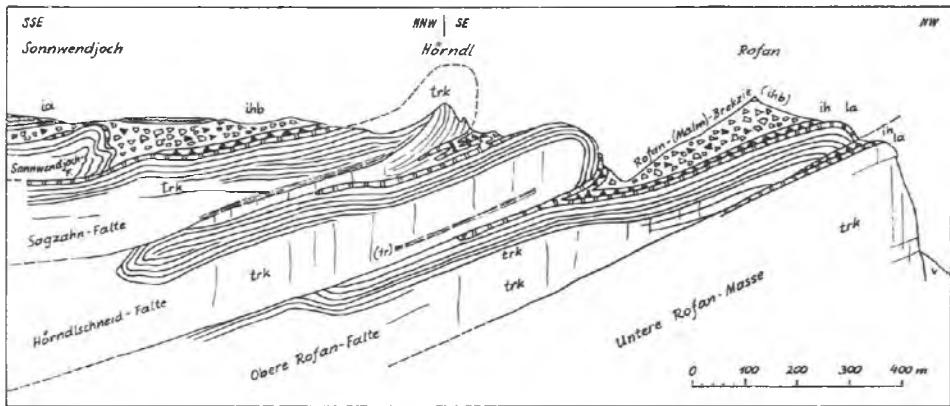


Abb. 90: Die Gipfelfaltung des Sonnwendgebirges in Tirol als Beispiel für einen als Gleitfaltensystem gedeuteten Faltenhaufen. Nach F. WÄHNER, 1903, Abb. 82, S. 303.

einem im Malm stattgehabten submarinen Gleitfaltenbau entspricht, über welchen die berühmte malmische Rofan-Hornstein-Brekzie bereits hinwegtransgrediert.

All die neueren italienischen Arbeiten, die sich in den durch ihre Gipfelfaltungen (dislocazioni delle cime, corrugamenti di vetta) berühmten Südtiroler Dolomiten intensiv mit diesem Phänomen anhand zahlloser Beispiele befaßt haben (in neuerer Zeit z. B. B. ACCORDI, 1955, S. 179; 1957, S. 4; R. COLACICCHI, 1960, S. 45; P. LEONARDI, 1967, S. 478 f., 506 etc.), kommen zum Schluß einer gravitativen gleittektonischen Entstehung dieses Falten Typus, der durch den lokalen Charakter der betroffenen Partien unterstrichen wird. Dabei wird in diesen Arbeiten eher an eine spätere gravitative Tektonik, nicht an sedimentäre Gleitfaltung gedacht, die aber bei zahlreichen Bildern viel näher liegt (es wird auch eine Reihe nicht gravitativ entstandener Strukturen in den genannten Arbeiten mitabgebildet). B. ACCORDI (1955, S. 65) hat übrigens ferner den schon vor ihm eingeführten Begriff Gipfelüberschiebung präzisiert als einen ebenfalls auf Gleitvorgänge zurückzuführenden, häufig im Liegenden Gipfelfaltungen bewirkenden lokalen Dislokationsakt über ruhigem Sockel.

Auf Grund der angeführten Fakten erscheint es sinnvoll, den Begriff Gipfelfaltung, wenn er – was zu bezweifeln ist – weiterhin beibehalten werden soll, nur dort anzuwenden, wo eine spezielle Art von lokal begrenzter tektonischer Formung durch Gleittektonik zu beweisen ist. Ansonsten fällt die Erscheinung unter den Begriff disharmonische Faltung bei Faltungsstockwerken im großen (H. BECKER, 1939, S. 77).

Unter den kalkalpinen Beispielen für Gipfelfaltung der älteren Literatur bleibt demnach eigentlich nur der berühmte Faltenbau des Sonnwendgebirges, am ausführlichsten durch F. WÄHNER (1903) dargestellt, bestehen – Abb. 90. Andere Faltenzüge im Gipfelbereich verdienen nicht diese Bezeichnung, wie z. B. E. SPENGLER

(1911, S. 227) mit Recht bereits für das Schafberg-Faltensystem des Tirolikums festgestellt hat bzw. wie entgegen der Darstellung von L. KOBER (1912 b, S. 363, 365) für die „Gipfelfalten“ der Öttscherdecke und jener von F. F. HAHN (1913, S. 338) auch für die nur scheinbar dem „starren“ Dachsteinkalkplateau des Steinernen Meeres eingefaltete Funtenseemulde gilt.

c) Rückenschuppen, Dachschuppen (écailles sommitales²; back lobes)

Der Begriff „Dachschuppe“ wurde von G. HERTWECK (1961, S. 40 und Taf. 2, Prof. 11, 14–18) am Beispiel der Gaisruck-Dachschuppe am Oberrand der Reisalpendecke vor der Stirn der Unterbergdecke NW von Pernitz in den niederösterreichischen Kalkvoralpen geprägt – Abb. 91. Er ist allerdings ein jüngeres Synonym des schon

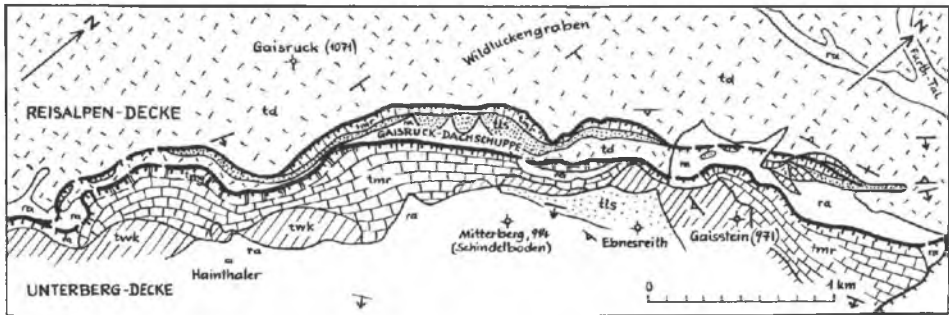


Abb. 91: Die Gaisruck-Dachschuppe am Oberrand der Reisalpendecke in den niederösterreichischen Kalkvoralpen NW von Pernitz stellt den Typus für die Struktur „Dachschuppe“ dar. Nach G. HERTWECK, 1961, Kt.

bestehenden Ausdruckes Rückenschuppe, den z. B. R. STAUB (1949, S. 349) verwendet hat. Man versteht darunter eine Schuppe, die aus dem Rücken einer tieferen Einheit unter der Last einer darübergehenden bewegten Decke abgeschürft wurde und die entweder durch den partiellen Zusammenhang mit der unterlagernden Einheit (im Fall des oben erwähnten Beispiels ist die seitliche Verbindung zur Untergrund-Antiklinale gegeben) oder durch eine nur dem Untergrund und nicht der Decke zuordenbare Fazies oder durch andere Kriterien als sicher der tieferen Einheit entstammend zu erkennen ist.

Die Dachschuppe ist demnach ein genaues Gegenstück zu den Basisschuppen oder Stirnschuppen einer Decke, die lokale Absplitterungen von der Unterseite des Hauptkörpers der Decke darstellen, während die Dachschuppe dem Deckenrücken entnommen ist.

Anhand einer Reihe von kalkalpinen Beispielen wurde dem Strukturtypus „Dachschuppe“ vom Verfasser (1967 b, S. 724 ff.) eine eigene kleine Studie gewidmet. Die oben erwähnte Gaisruck-Dachschuppe besitzt bei einer Länge von 4,5 km eine Breite von 100–250 m. Eine Schuppe ganz analoger Position liegt rund 5 km weiter westlich in der ebenfalls unter der Unterbergdecke aufgeschuppten Kieneck-Dachschuppe der Reisalpendecke vor, über der die Reihe von

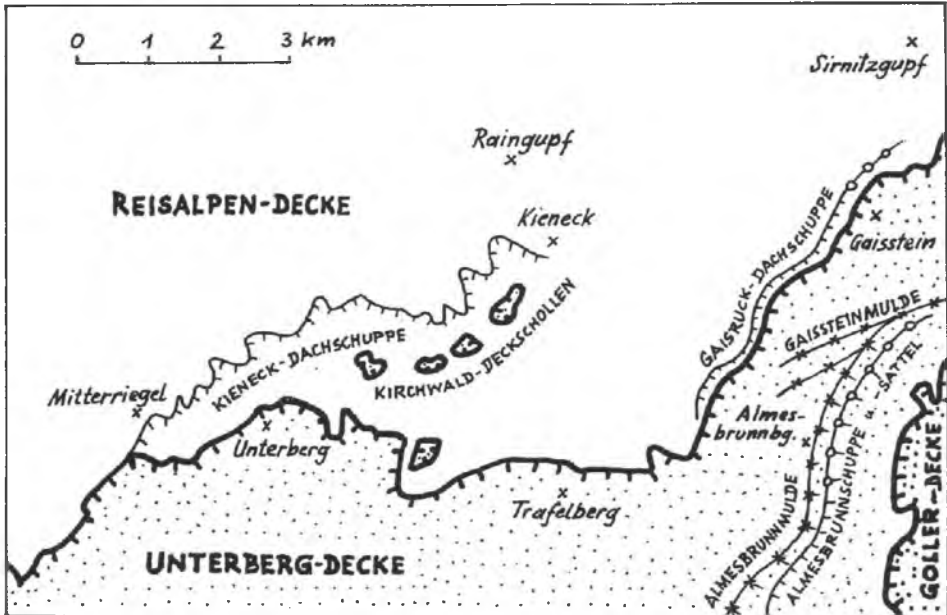


Abb. 92: Die Position der Kieneck-Dachschuppe am Oberrand der Reisalpendecke in den niederösterreichischen Kalkvorales. Aus A. TOLLMANN, 1967 a, Taf. 1.

Altriasdeckschollen der Unterbergdecke im Kirchwald (W. STEINHAUSEN, 1956, S. 106) auf den einst weiteren Vorstoß des Stirnrandes der höheren Einheit hinweist, dem die Abhebung der Kieneck-Dachschuppe zu verdanken ist (Abb. 92).

Sehr instruktive Beispiele für Dachschuppen bieten die 17 km lange *Tribein-Dachschuppe* und die zugleich mit ihr entstandene untergeordnete *Radmer-Dachschuppe* am Südrand der Gölledercke vor ihrem Untertauchen unter die hochalpine Mürzalpendecke im Raum SW von Mariazell. Bereits E. SPENGLER (1925, S. 283), der die von ihm so benannte „Wieskogel-Tribein-Schuppe“ ausgegliedert hatte, betonte ihren Zusammenhang an ihrem Westrand mit dem Dachsteinkalk der Kräuterrin der Gölledercke, so daß ihre Zugehörigkeit zum jetzigen tektonischen Untergrund belegt ist. SPENGLER (l. c., S. 285) hat ferner das nachgosauische Alter dieser Dachschuppe erfaßt, da er die Gosau noch mehrfach von ihr überschoben vorfand. Wir haben bei Besprechung der nachgosauischen Remobilisierung der vorgosauischen kalkalpinen Deckenbahnen uns bereits mit dem hier angeführten Beispiel beschäftigt (Abb. 21). Nach dem belegbar vorgosauischen Herantransport der Mürzalpendecke ist der nachgosauische Nachschub dieser Decke in (illyrisch-)pyrenäischer Phase zu Ende des Eozäns noch so bedeutend gewesen, daß ein Neuaufreißen mehrerer tektonischer Einzelfugen im Bereich um die alte, verheilte Deckengrenze eintrat und hierdurch einerseits durch die tieferen Bewegungsfugen die erwähnten beiden Dachschuppen der Gölledercke entstanden, andererseits die vom hangenden Hauptkörper der Mürzalpendecke losgetrennte Mürzalpen-Stirnschuppe in höherer Position entstand.

C. Die Deckenstirn

(front; front)

1. Allgemeines

Der Begriff „Stirn“ für den Vorderteil einer Decke wurde aus dem Begriffsinventar der Faltennomenklatur übernommen und zunächst auf Faltendecken, dann ganz allgemein auf Decken aller Art angewendet. In der Faltenterminologie hatte man ja schon seit langem bei vergenten, in eine Richtung geneigten Falten die Umbiegung und den Ansatz des steilen oder überkippten kurzen Schenkels als Stirn bezeichnet (vgl. E. de MARGERIE & Alb. HEIM, 1888, S. 54).

Das klassische, vielfach zitierte (O. WILCKENS, 1912, S. 44, Abb. 47; Alb. HEIM, 1919, S. 22, Abb. 8 etc.) Schemabild der in den Schweizer Alpen entwickelten Vorstellung von der Ausgestaltung der Stirnregion in Überfaltungsdecken und Tauchdecken stammt von Arn. HEIM (1905, S. 111, Abb. 4–5). Gerade an den westalpinen Decken sind ja wesentliche Beobachtungen über die Ausgestaltung der Stirnregion, über Art der Einrollung, Einwicklung, Tauchstirnen, über vielfältig geteiltes Digitieren, über Divertikulation und anderes seit dem ausgehenden 19. Jahrhundert angestellt worden. Eine systematische Kurzübersicht über die Gestaltungsmöglichkeiten der Deckenstirnen unter Einbeziehung der Frontalstrukturen der Abscherungsdecken der Kalkalpen (A. TOLLMANN, 1966 a, S. 182 ff.) stammt vom Verfasser (1968 a, S. 36 ff.).

Wir wollen im folgenden einen Überblick über die Hauptstrukturen der Frontalregion von Decken auf Grund kalkalpiner Beispiele gewinnen, indem wir zunächst die Grundtypen wie Stirnplatte und Stirnfalte betrachten, dann auf die Sonderausgestaltungen in Form von Stirnschuppen, durch Steilschlichtung, durch Digitation und durch weitere spezielle Formung zu sprechen kommen.

2. Stirnplatte (plaque frontale; frontal sheet)

Begriff: Die einfachste Form der Stirnausbildung einer Decke stellt eine nicht gefaltete, flachlagernde Stirnpartie einer Abscherungsdecke dar. Diese Form wurde vom Verfasser (1966 a, S. 182) als Stirnplatte (plaque frontale; frontal sheet) bezeichnet. Diese Struktur verdankt nicht nur etwa der Abwitterung eines Frontalscharniers ihre Entstehung als temporäres erosives Stirnstadium, sondern ist auch in primären, gut erhaltenen Deckenvorderrand-Streifen ausgebildet.

Varietäten: Zwei Grundtypen der Stirnplatte sind in Übereinstimmung mit den oben genannten Haupttypen des basalen Deckenzuschnittes zu unterscheiden: a) die **parallele Stirnplatte***: also eine Stirnplatte ohne basalen Schrägzuschnitt, sondern mit schichtparalleler Überschiebungsfläche längs eines Gleithorizontes; b) der **Stirnkeil*** (coin frontal*; frontal wedge), also eine Stirnplatte mit schräger Basaltrunkatur, bei der durch Abscherung oder Abwetzung eine keilförmige, sich gegen vorne verschmälernde Stirnzone ausgebildet ist (vgl. A. TOLLMANN, 1966 a, S. 182; 1968 a, S. 37).

Kalkalpine Beispiele: Es mag genügen, für diesen einfachsten Fall der Stirnausbildung je ein Beispiel für die genannten Grundtypen zu nominieren: a) eine parallele Stirnplatte besitzt z. B. die Ötscherdecke (Göllerdecke) im Raum südlich von Annaberg in Niederösterreich (vgl. A. TOLLMANN, 1966 a, Taf. 2, Fig. 1–6), die mit Haselgebirge, Werfener Schiefer oder Muschelkalk basal schichtparallel dem Untergrund überschoben aufliegt. b) Beispiele für Stirnkeile bieten vor allem die Fronten des Tiefbajuvarikums, z. B. viele Abschnitte der Cenoman-Randschuppe Bayerns mit Mittelkreidegliedern an der Stirnlinie und den älteren, sich nach unten hin ergänzenden Schichtgliedern dahinter, oder die mit Opponitzer Rauhwacke einsetzende Frankenfelder Decke, deren Schichtumfang ebenfalls gegen hinten allmählich bis zum Muschelkalk absteigt.

3. Stirnfalte (charnière frontale; brow-fold)

Begriff: Unter Stirnfalte versteht man die Einrollung an der Front einer Decke, die in Form einer basal mehrweniger stark zugeschnittenen liegenden Antiklinale entwickelt ist. In historischer Hinsicht galt die Stirnfalte ursprünglich als Prototypus der Stirnbildung, da man bei der Definition den Schweizer Faltendeckentypus als Vorbild nahm. Klassische Beispiele solcher Frontfaltenscharniere liefert reichlich das Schweizer Helvetikum (siehe Alb. HEIM, 1920, S. 410, Abb. 140). In den Nördlichen Kalkalpen hat man sich besonders seit den Hinweisen von O. AMPFERER (1915, S. 317) auf Stirnfaltenzonen der Lechtaldecke mit dieser Erscheinung beschäftigt.

Typen: Die an den heute erhaltenen Stirnrändern der Decken nicht selten sichtbaren stirnscharnierförmigen Einrollungen können drei verschiedene Entstehungsursachen aufweisen, wobei eine Unterscheidung der Bildungsart an den kalkalpinen Beispielen in vielen Fällen möglich ist (A. TOLLMANN, 1966 a, S. 183 f.).

a) Echtes, primäres Stirnscharnier (charnière frontal primaire*; primary brow-fold*)

Die Anlage erfolgte bereits im Frühstadium der Deckenbildung. In der aus einer Faltenanlage hervorgegangenen Deckenstirnpartie wird diese Faltenstruktur den ganzen Transportweg über mitverfrachtet. In ihrer Endposition kann die Faltenstirn Teil einer noch zusammenhängenden Faltendecke bilden oder durch eine Durchscherung oder Abscherung an der Basis zugestutzt erscheinen. O. AMPFERER (1937, S. 378, Abb. 4) berichtete über diesen Typus der früh angelegten und mittransportierten Stirnfalte. Der Nachweis der primären Faltenanlage ist nur dort möglich, wo entweder die Decke in regionalem Ausmaß als Faltendecke erkennbar ist oder aber durch Fenster im Deckenkörper der zugehörige, am Hinterrand der überschobenen Masse (Decke) verbleibende Falteanteil oder Verkehrtchenkel sichtbar wird (Reisalpendecke im Bereich der Annaberger Fenstergruppe in den niederösterreichischen Kalkalpen – Abb. 2, 11). Kalkalpine Beispiele für den erstgenannten Typus derartiger primärer Stirnscharniere liegen ferner in der Totengebirgsdecke vor (Abb. 9); es ist ferner die lang anhaltend eingerollte Stirnpartie des Ostabschnittes des Tirolischen Bogens hier einzureihen,

wo die Ablösung der Deckenstirn aus einer allmählich gegen Norden überschlagenen Antiklinale vom Sengsengebirge an (F. BAUER, 1953, S. 118 f.) gegen Westen hin über Kremsmauer, Falkenmauer (T. GATTINGER, 1953, Prof. Taf. 1–2), Windbergscholle in der Salmgruppe bis zum Traunstein (Abb. 93) in den oberösterreichischen Kalkvoralpen zu beobachten ist. Als westliches Gegenstück hierzu im Frontbereich des Tirolischen Bogens ist die Staufen-Stirnfalte, schön sichtbar im Bereich des Muschel-

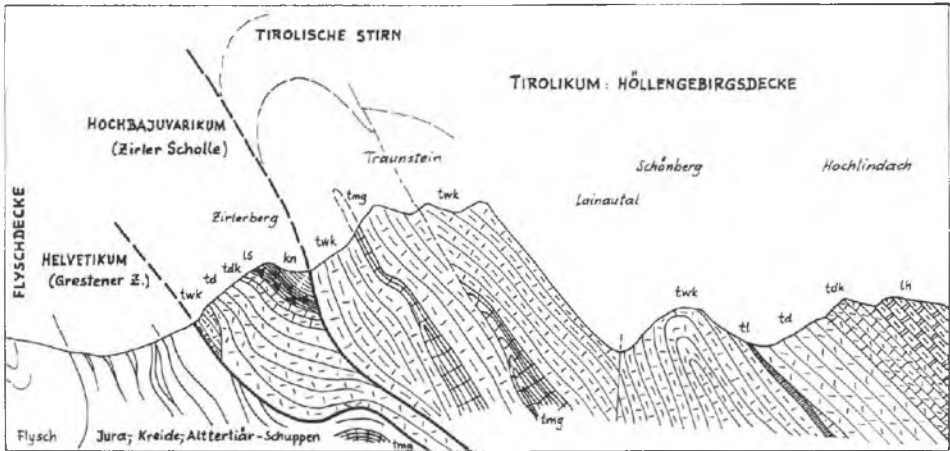


Abb. 93: Die tirolische Stirnfalte im Traunstein bei Gmunden, Oberösterreich, als Typus eines echten, primären Stirnscharniers. Nach E. SPENGLER, 1924, S. 24, Fig. 1, S. PREY, 1951, Taf. 9, Fig. 3, und F. WEBER, 1960, Taf. 2, Fig. 2; leicht modifiziert.

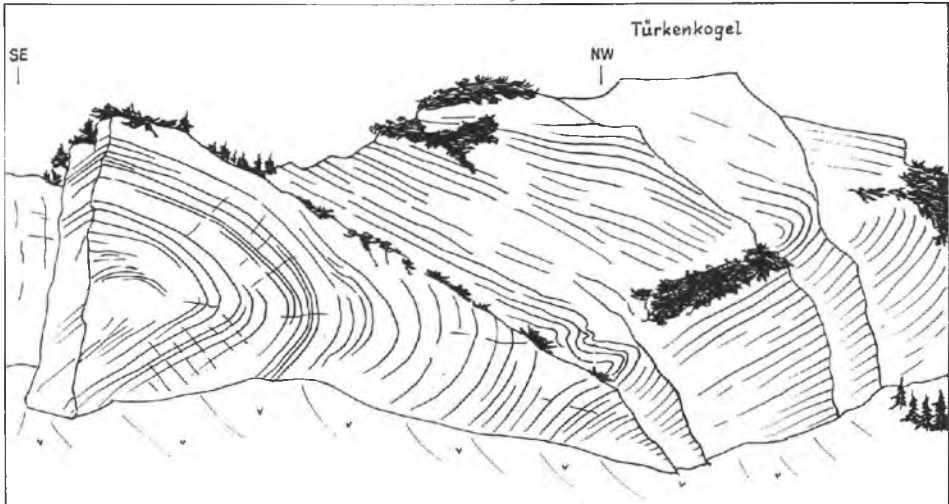


Abb. 94: Die Stirnfalte der Warscheneckdecke im Lawinenstein-Türkenkogelzug südöstlich des Grundlsees im steirischen Salzkammergut. Nach A. TOLLMANN, 1960, Taf. 4, Fig. 10, ergänzt.

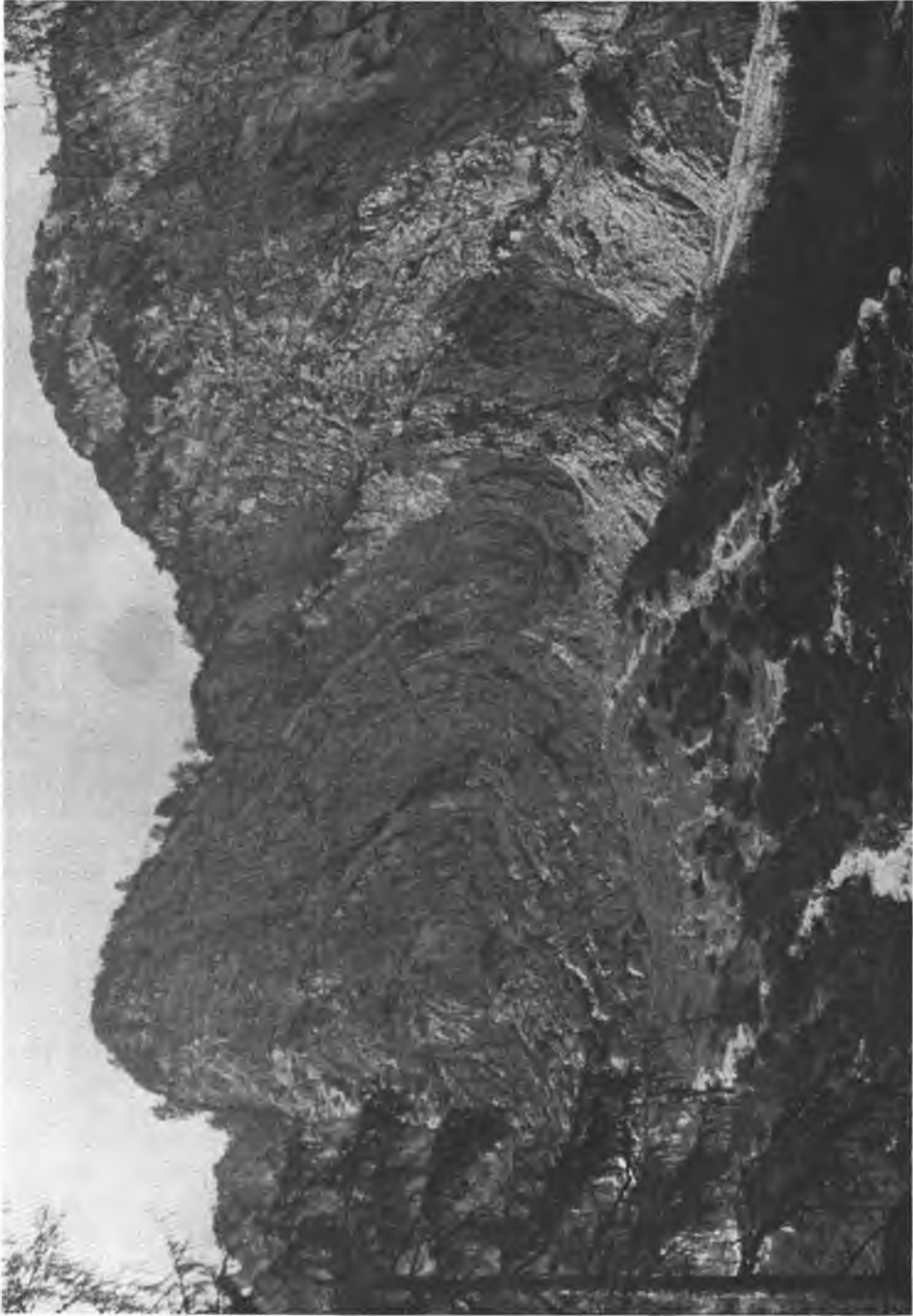


Abb. 95 : Die Türkenkugel-Stirnfalte der Warscheneckdecke zeigt im gut gebankten Dachsteinkalk eindrucksvoll das nordvergente liegende Faltscharnier. Photo zur zuvor gezeigten Skizze.

kalkes am Mittergang nördlich vor dem Hochstaufengipfel (W. ERHARDT, 1931, S. 46 und Taf. 2, Prof. 8) zu betrachten. Eine südlichere tirolische Teilfront, jene der Warscheneckdecke, zeigt im Lawinenstein-Türkenkogelzug SE des Grundlseees im steirischen Salzkammergut eine schöne Stirneinrollung in Form einer liegenden Großfalte (A. TOLLMANN, 1960, S. 97 f., S. 107, Taf. 3, Fig. 3; Taf. 4, Fig. 4, 10, 11), deren vorgosauische Anlage wahrscheinlich ist (Abb. 94–95).

b) Sekundäres Stirnscharnier (charnière frontale secondaire*; secondary brow-fold*)

Derartige Stirneinrollungen entstehen erst in einem Spätstadium des Vorschubes einer als Stirnplatte angelegten Frontzone. Man hat diese Bildungen wohl mit Recht als Reaktion auf eine verstärkte Reibung mit dem Untergrund (O. AMPFERER, 1931, S. 650; 1939 b, S. 189) zu Ende der Gesamtbewegung, des Gesamttransportes der Decke angenommen, die namentlich erst bei Verzögerung und Erlöschen des Vorschubes in Erscheinung tritt, oder sie aber auch auf ein Relief des Untergrundes zurückgeführt. In den Kalkalpen konnte der Verfasser dank der glücklichen Interferenz der Gosauablagerungen auf eine ganze Reihe derartiger Strukturen aufmerksam machen, die deutlich eine ganz späte Entstehung erkennen lassen (1966 a, S. 184; 1967 b): Gerade jene Beispiele lassen die späte, erst in einem nachgosauischen Nachschub geringeren Ausmaßes entstandene Faltenstirnumbiegung erfassen, wo der einstige Stirnteil der Decke in Form einer vorgosauisch herantransportierten, dann erosiv angenagten und durch Gosau vielfach plombierten Stirnschuppe in Form einer Stirnplatte erhalten ist (siehe S. 195) und der dahinterliegende Deckenhauptkörper bei Wiederaufleben der Bewegung in jüngerer (pyrenäischer) Phase an neuer Abscherungsfläche aufbrach und bei seinem kurzen Schubweg noch imstande war, eine solche sekundäre Einrollung zu entwickeln.

Aus der großen Zahl kalkalpiner Beispiele seien einige markante Spätstrukturen dieser Art erwähnt, hierbei von Osten nach Westen fortschreitend. Da es sich bei solchen jungen Nachschüben auf bereits vor- und nachgosauisch erodiertes Vorland vielfach um echte Reliefüberschiebungen handelt (siehe S. 81), ist der verstärkte Reibungswiderstand am unruhigeren Untergrund, der zum Aufrichten einer Stirnscharniere in dieser Spätphase führt, gut verständlich. In den niederösterreichischen Kalkvoralpen beeindruckt die Einrollung der Ötscherdeckenfront (Untbergdeckenfront) im Abschnitt des Ötschersockels selbst, wo aus einer flachen Überschiebungsanlage im Osten eine zunehmende sekundäre Aufrichtung und Versteilung des frontalen Schichtstapels gegen Westen hin unter Abspaltung der Ötscher-Stirnschuppe eintritt (A. TOLLMANN, 1967 b, S. 713), vgl. Abb. 99. 15 km weiter im Westen ist südlich von Lunz an der gleichen Deckenstirn das Phänomen der sekundären, dort durch Gosaeinzwickung als nachgosauisch datierten Aufstellung des nachrückenden Deckenkörper-Vorderteiles hinter der schmalen randlich abgespalteten Großkopfstirnschuppe von A. RUTTNER (1949, S. 102) erfaßt worden. Im Bereich der kalkhochalpinen Müzalpendecke gibt die stellenweise noch am nachgosauisch nachschiebenden Hauptkörper stirnnahe erhaltene und mit aufgestellten Gosauablagerungen das tertiäre Alter beweisende Bildung der sekundären Stirnaufrichtung



Abb. 96: Die Grimling-Stirnfalte der Dachsteindecke im steirischen Salzkammergut von NW. Der gebankte Dachsteinkalk des nach Norden (links) drängenden Stirnscharniers ist bis zur Vertikalen abgebogen.

weiter Abschnitte im Raum südlich von Mariazell ein gutes Beispiel – vgl. Abb. 7 mit Wildalpen-Profil bei A. TOLLMANN (1967 b, S. 722). Altbekannt sind Stirnscharnierbildungen am Nordrand der Dachsteinmasse, wie etwa die schöne, bis über die Vertikale hinausgehende Aufstellung der Dachsteinkalkmasse in der Grimmingstirn südlich des Mitterndorfer Beckens (Abb. 96). Gerade aber diese imposante Aufrichtung einer mächtigen obertriadischen Serie ist mangels gosauischer Einschaltungen derzeit nicht sicher datierbar. Hingegen ist das gegen NW gerichtete Braunedlkopff-Stirnscharnier (Abb. 54) am Nordwestrand der Dachsteinmasse gegen das Stobler Weißenbachtal hin schon seit E. SPENGLER (1912, S. 1069, Taf. 2, Fig. 6) bekannt, von diesem Autor allerdings noch als vorgosauisch angelegt gedeutet, während die Steilstellung der Gosau auf dieser Stirnfalte (B. PLÖCHINGER, 1949, S. 30, Abb. 7) ja anzeigt, daß auch hier eine junge, nachgosauisch geformte sekundäre Stirnfalte vorliegt.

Besonders deutlich wird der sekundäre und spätektonisch gestaltete Charakter von Stirnscharnieren, wenn sie im Zuge der lokal stärker wirkenden Quereinengung entstanden sind. Ein schönes Beispiel derartiger Querstirnscharniere liefert die Göll-Kehlstein-Jenner-Masse westlich der Salzach, deren zum Teil schön gebankte Dachsteinkalkplatte mit Resten von Juraauflagerung bei der Querstauchung sowohl mäßig stark gegen Osten, zur Salzach hin, abgebogen wurde, als auch stark bis überkippt gegen Westen hin, gegen die Scharitzkehl und den Jenner-Westabfall, überfaltet wurde. Dieser Anteil der Lammermasse westlich der Salzach muß ja entgegen der vielfach und auch vom Autor (1968 d, S. 227 f.) früher vertretenen Auffassung als eines fernverfrachteten Deckenanteiles heute als an das nördliche Tirolikum gebunden, nur bruchtektonisch abgetrennte Struktur im Sinne von W. DEL-NEGRO (1950, S. 109 ff.) und H. ZANKL (1962, S. 448, Abb. 1) betrachtet werden.

c) Scheinstirnfalte (pseudocharnière frontal*; pseudo-browfold*)

Begriff: An echte Stirnfalten erinnern gelegentlich innere Falten und Antiklinal-Elemente von Decken, die durch das erosive Zurückweichen der einstigen Deckenstirnen auf weite Strecken hin temporär an den erosiven Stirnrand herantreten können. Derartige Strukturen wurden vom Verfasser (1968 a, S. 37) als Scheinstirneinrollungen bezeichnet. Der Name „Pseudo-Stirnrand“ hingegen ist in den Bayrischen Kalkalpen in anderem Sinne verwendet worden, und zwar von E. DACQUÉ (1912, S. 54) für standtektonisch umgedeutete Schuppenstirnen im Inneren der Allgäudecke und die Deckenstirn der Lechtaldecke im Bereich Tegernsee-Schliersee. Daß es sich hierbei aber um eine Fehlinterpretation echter Stirnränder handelt, hat schon F. F. HAHN (1914, S. 130) betont.

Die Unterscheidung solcher erosiv entstandener Scheinstirnfalten von echten Frontalscharnieren ist durch die regionale Verfolgung der Struktur möglich: bei ehemaligen inneren Faltelementen der Decke, die nur zufällig an den Vorderrand gekommen sind, zeigt sich bei ausgreifender Betrachtung ein diskordantes Heranstreichen der Antiklinalwölbungsachse an den episodischen Stirnrand, so daß (wenn auch gelegentlich in sehr geringem Winkel) stets neue Elemente an den Deckenvorderrand herantreten.

Als kalkalpines Beispiel können Stirnrandpartien der in langen Zügen gefalteten Frankenfesler Decke zwischen Rabenstein und Traisen in Niederösterreich dienen (vgl. A. TOLLMANN, 1967 a, Taf. 1).

4. Stirnschuppen (écaille frontale, duplicature frontale; frontal lobe)

Begriff und Struktur: Als Stirnschuppen bezeichnet man Abspaltungen von Vorderanteilen oder basalen Anteilen des Vorderabschnittes einer Decke, die im Spätstadium der Hauptüberschiebungsphase oder während einer sekundären Nachschubphase vom Hauptkörper der Decke tektonisch abgetrennt und von der hierauf nachrückenden Deckenhauptmasse noch teilweise überschoben worden sind. Sie zeigen verschiedene Dimensionen, sind aber stets relativ klein im Vergleich zu dem zugehörigen Hauptdeckenkörper. Wurden sie zur Gänze überwältigt, überschoben und gerieten unter hintere Deckenpartien, so spricht man von Spurschollen (*lambeaux de poussée du second genre*), die von F. KAISIN (1936, S. 82 f.) als natürliche weiterentwickelte Produkte der vorderen Aufspaltung der Decken (*branches*) angesehen werden. Es ist nun aber doch so, daß man ganz allgemein wohl Stirnschuppen sehr häufig antrifft, eine kontinuierliche Auflösung von solchen Großspänen im Stirnbereich zu den meist in der Dimension weit zurückbleibenden Spurschollen aber nicht leicht anzutreffen ist, so daß diese Ableitung zwar theoretisch möglich, aber nicht allgemein realisiert ist. Es zeigt sich vielmehr an der so vielfach zu beobachtenden Stirnschuppenbildung, daß sie scheinbar in einem bestimmten Stadium der Deckenbildung auftritt, nämlich offenbar dann, wenn analog zur sekundären Stirnscharnierbildung (s. S. 188) beim Erlahmen der Vorwärtsbewegung der Reibungswiderstand sich relativ vergrößert bzw. eine solche Vergrößerung dieses Widerstandes im Falle der nachgosauischen Stirnschuppenbildung in den Nordkalkalpen sich aus der zu dieser Zeit dort häufigen Reliefüberschiebung ergibt. Bei der Ablösung des Hauptkörpers von der Stirnschuppe in nachgosauischer Zeit half vielfach auch die seit C. W. HAYES (1861, S. 149) in den Appalachen und später seit O. AMPFERER in den Ostalpen besonders betonte Kerbwirkung durch die Erosion im Vorderteil des Deckenstreifens mit. Daß dieser nachrückende sekundäre Deckenstirnabschnitt in den Kalkalpen häufig zur Bildung sekundärer Stirnscharniere tendierte, ist im Abschnitt zuvor beschrieben worden. Aber auch flache sekundäre Nachschübe sind gegeben (Schwarzkogel-Stirnschuppe der Reisalpendecke in den östlichen Kalkvorlpen – Abb. 97). Verkehrte Stirnschuppen liegen nur dort vor, wo der Deckenhauptkörper bereits in der primären Phase als verkehrter Schichtstapel transportiert worden war, so daß die Stirnschuppe gleich wie andere Schuppen durch einfache Abspaltung zustande kam (Pfaffenschlager Stirnschuppe der Sulzbachdecke in Niederösterreich – A. TOLLMANN, 1967 b, S. 723).

Nicht selten schließlich dient auch eine innere Bewegungsfläche im nachrückenden Hauptkörper der Decke als neue, sekundäre Nachschubbahn, so daß Stockwerktektonik vorliegt. Dabei kann die innere Ablösungsfläche schichtparallel verlaufen oder aber auch diskordant, seitlich schräg auf- oder absteigend (Ötscher-Stirnschuppe der Ötscherdecke in den östlichen Kalkvorlpen), so daß verschiedene Schichtglieder der nachrückenden Deckenhauptmasse an die Stirnschuppenobergrenze herankommen. Es

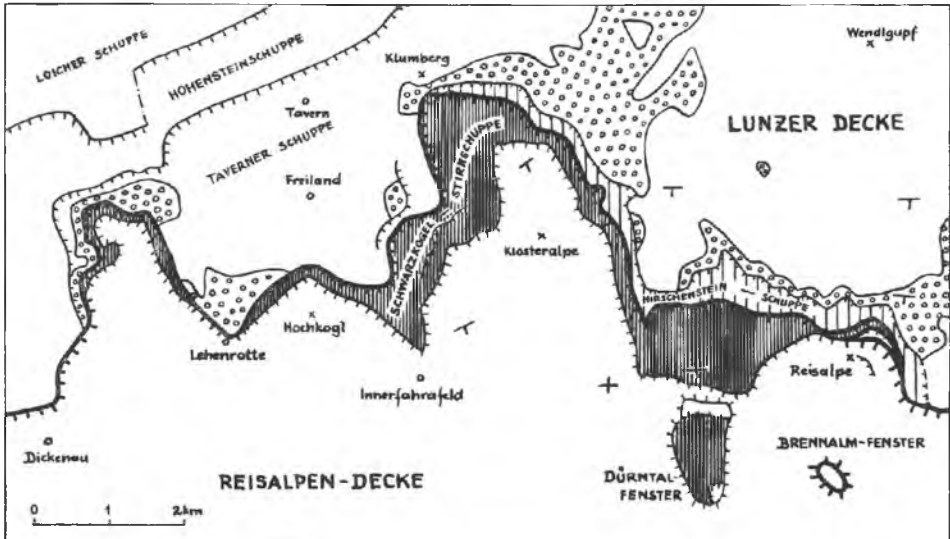


Abb. 97: Die Schwarzkogel-Stirnschuppe der Reisalpendecke in den niederösterreichischen Kalkvoralpen als Beispiel einer schichtparallelen Stirnduplikation – aus A. TOLLMANN, 1967 b, Abb. 2; nach E. SPENGLER, geol. Kt. 1931.

kann hierbei auch eine rasche seitliche Zu- und Abnahme des Überschiebungsbetrages beobachtet werden.

Bezeichnungen: Die Erscheinung der Stirnschuppenbildung ist in den Kettengebirgen der Erde weit verbreitet. In den Nördlichen Kalkalpen wird die Bezeichnung „Stirnschuppe“ z. B. bei C. W. KOCKEL et al. (1931, S. 194), bei E. SPENGLER (1956, S. 19), bei A. TOLLMANN (1966 a, S. 183) verwendet und an Beispielen erläutert. H. BECKER (1939, S. 59) beschrieb die Struktur treffend, aber noch ohne Bezeichnung („abgetrenntes Stirnstück“). Sehr schön entwickelte Stirnschuppen hat in neuerer Zeit D. ROEDER (1967, S. 196 ff.) aus den Rocky Mountains als „Basale Loben“ benannt und sehr präzise charakterisiert: „Basale Loben sind Reste ehemaliger Frontzonen, die von der Hauptmasse ihrer eigenen Schubplatte überschoben wurden und an ihrer Bewegung nicht mehr voll teilnehmen. Basale Loben liegen als zurückgebliebene Schubspäne zwischen der Schubplatte im Hangenden und ihrem tektonischen Vorland eingeklemmt.“ Die Stirnschuppen der äußeren Klippenzone der Flyschkarpaten, die zufolge ihres härteren Gesteinsanteiles stellenweise als Erosionsklippen morphologisch in Erscheinung treten, haben D. ANDRUSOV & E. SCHEIBNER (1968, S. 98) als „Klippen des moravischen Typus“ bezeichnet, was demnach in unserer Terminologie Erosionsklippen in Stirnschuppenposition bedeutet.

Kalkalpine Beispiele: Obgleich, wie erwähnt, gelegentlich der Begriff Stirnschuppe und sein Inhalt Anwendung auf Strukturen der Nördlichen Kalkalpen gefunden hatten, war die Rolle der Stirnschuppe als wesentliches Element des Deckenbaues dieses Gebirges ganz unterbewertet geblieben und waren zahlreiche derartige Strukturen bezüglich Baustil und Genese fehlgedeutet worden. So war es angebracht, in einer eigenen Studie neuerdings anhand einer Reihe von Beispielen aus den öst-

lichen Nordkalkalpen auf diese Struktur und ihre Entstehung aufmerksam zu machen (A. TOLLMANN, 1967 b). Bei der tektonischen Analyse der mittleren und westlichen Kalkalpen durch den Verfasser zeigte sich auch dort die große Bedeutung der Stirnschuppen, so daß heute zahllose Beispiele aus allen Abschnitten bekannt sind. So sei auf die bedeutendsten dieser Elemente im Bau der Kalkalpen unter Hinweis auf die individuelle Eigenart der Ausbildung, von Osten nach Westen fortschreitend, aufmerksam gemacht.

Die *Cenoman-Randschuppe*, die mit Unterbrechungen, aber doch mit einer erstaunlichen Konstanz die gesamten Nordkalkalpen als eine dünne Lamelle von Jungschichten ab der Obertrias aufwärts unterteuft, kann als eine große Stirnschuppe der Kalkalpen als Ganzes, des Kalkalpen-Hauptkörpers im großen gesehen werden.

Die Stirn der Reisalpendecke hat im Abschnitt vor und westlich der Reisalpendecke in Niederösterreich im Hangenden der Lunzer Decke und einer wohl von der Sulzbachdecke ableitbaren Zwischenschuppe (Hirschensteinschuppe) die Schwarzkogel-Stirnschuppe abgespalten (Abb. 97), die mit ihrer Schichtfolge aus Werfener Schichten und Muschelkalk eine über 2 km (Dürntal-Fenster) tiefgreifende Duplikatur der Reisalpendeckebasis bildet (Abb. 19), wie schon E. SPENGLER (1928 a, S. 60, 108 ff., Taf. 1, Fig. 6–10) gezeigt hat. Durch den idealen Gleithorizont aus Werfener Schiefen an der Basis der Decke ging der sekundäre Nachschub schichtparallel vonstatten und kam es zu keiner sekundären Stirnfaltenbildung im Hauptkörper. Eine ähnliche, aber noch kompliziertere Struktur in analoger Position zeigt die nahe östlich davon vor der Reisalpendecke liegende Staff-Stirnschuppe, in der gleichen Arbeit von E. SPENGLER analysiert.

Eine Reihe bedeutender Stirnschuppen weist die Front der Ötscherdecke s. l. (Unterbergdecke und Göllerdecke) auf, die sämtliche bei A. TOLLMANN (1967 b) charakterisiert sind. So liegt im Osten am Rand zum Wiener Becken in der *Gießhübler Stirnschuppe* ein bereits vorgosauisch eingeschobener keilförmiger Lappen vor dem Hauptkörper der Göllerdecke der Lunzerdecke auf, wird durch die Gosau-transgression mit dem Vorland verbunden und samt der Gosauauflagerung nachgosauisch intensiv verfaltet und noch weiter verschuppt. Durch Bohrungen und Obertagsaufschlüsse ist die Situation heute gut bekannt (Abb. 98). Gerade bei diesem Span allerdings ist in großtektonischer Hinsicht eine gewisse Selbständigkeit gegeben, so daß hier an eine Abtrennung von der Göllerdecke zu denken ist. In der Vorzone des Ötschers selbst ist an der *Ötscher-Stirnschuppe* sehr gut die seitliche Herauentwicklung aus dem zusammenhängenden Verband im Ostende der Schuppe ablesbar (Abb. 99). Die Stirnschuppe besteht hier im wesentlichen aus den Basisschichten der Göllerdecke, aus Haselgebirge und Werfener Schiefer, die im Osten die Decke normal unterlagern, während der Deckenkörper gegen Westen hin an einer zunehmend von unten her höher emporsteigenden basalen Abscherungsfläche im Hangenden des Permoskyth sich von der Basis löst und unter Ansatz zu einer Stirneinrollung mehr und mehr vorstößt, die Basisschichtgruppe als Stirnschuppe überfahrend. Nach Westen fortschreitend kommen höhere Mitteltrias, Hauptdolomit, Dachsteinkalk und schließlich sogar fast der Lias in tektonischen Kontakt mit dem Permoskyth der Stirnschuppe. Von den weiteren Göllerdecken-Stirnschuppen ist die *Großkopf-Stirnschuppe* südlich von Lunz bereits oben erwähnt worden. Anhand der *Gamsere*

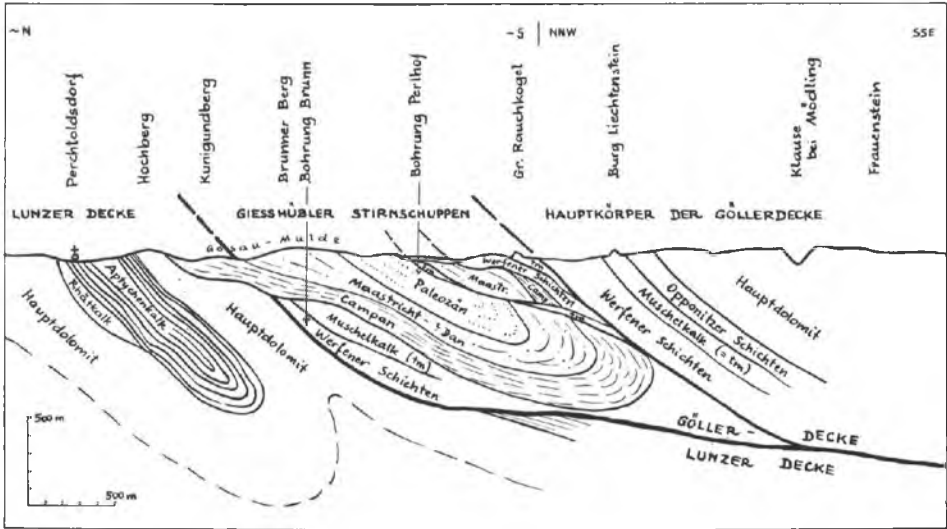


Abb. 98: Profil durch die Gießhübler Stirnschuppe in den Wiener Kalkalpen. Aus A. TOLLMANN, 1967 b, Abb. 5; nach H. KÜPPER & G. ROSENBERG, 1954, Fig. 3, S. 32, und B. PLÖCHINGER, 1964 b, Taf. 1.

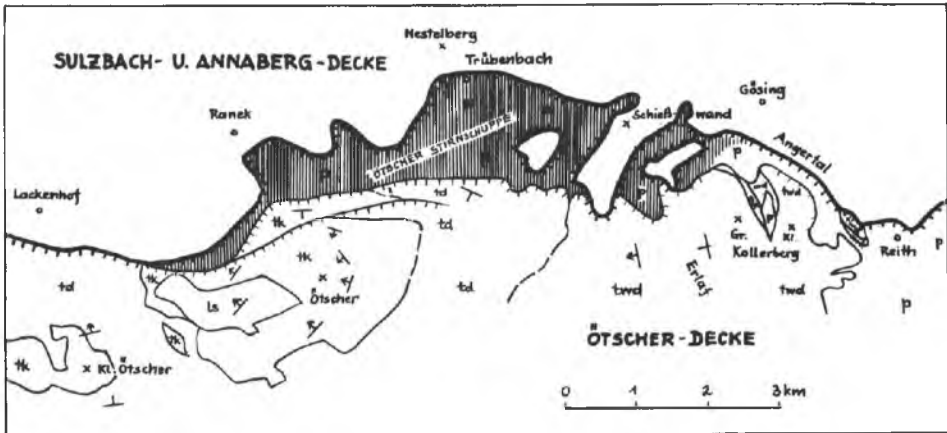


Abb. 99: Die Ötscher-Stirnschuppe als ein unter der Ötscherdeckenfront gegen Westen hin mehr und mehr Selbständigkeit gewinnender tektonischer Stirnstreifen (A. TOLLMANN, 1967 b, Abb. 3).

Stirnschuppe zeigt sich sehr deutlich die Tendenz der Gosau, die alten, tektonisch ja vorgezeichneten Furchen vor den Deckenstirnen sowie die erosiv nach dem Heranshub, aber vor der Gosautransgression oft bis auf die Basisglieder abgetragenen Deckenfronten selbst mit ihren Ablagerungen auszufüllen, dabei natürlich auf das Vorland übergreifend. Die starke Gosauverhüllung der Zone erinnert sehr an jene der soeben erwähnten Gießhübler Stirnschuppe der Göllerdecke. Wiederum lagert die

Permo-Altrias der Stirnschuppe den darunter abtauchenden Jungschichtgliedern der Unterlage, hier der Unterbergdecke, auf (senkrechte Schraffur auf Abb. 100), stellenweise durch die Gosauüberlagerung (Ringsignatur) hindurch sichtbar und nach-gosauisch von den weiteren Teileinheiten der Göllerdecke von Süden her überschoben.

Weitere Stirnschuppen aus dem Ostteil der Kalkalpen wurden vom Verfasser (1967 b, S. 719 ff.) von der Front der Mürzalphendecke beschrieben, ferner vor dem Westteil der Gesäuseberge und der Warscheneckgruppe.

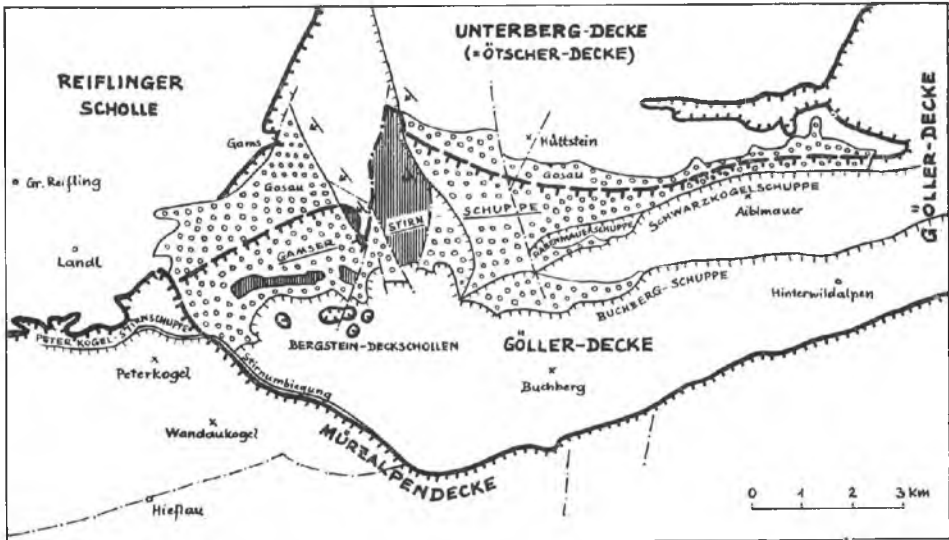


Abb. 100: Die Gamser Stirnschuppe der Gölleschuppe östlich der Gesäuseberge, die den schwer erkennbaren Typus der fast ganz unter Gosauablagerungen verdeckten Stirnschuppe darbiert (A. TOLLMANN, 1967 b, Abb. 6). Nur der senkrecht schraffierte, aus Permo-Altrias bestehende Teil liegt frei, die westliche und östliche Verlängerung vor den nachgosauisch weiter aufgeschobenen Teilabschnitten der Gölleschuppe ist vollkommen von Gosau verhüllt.

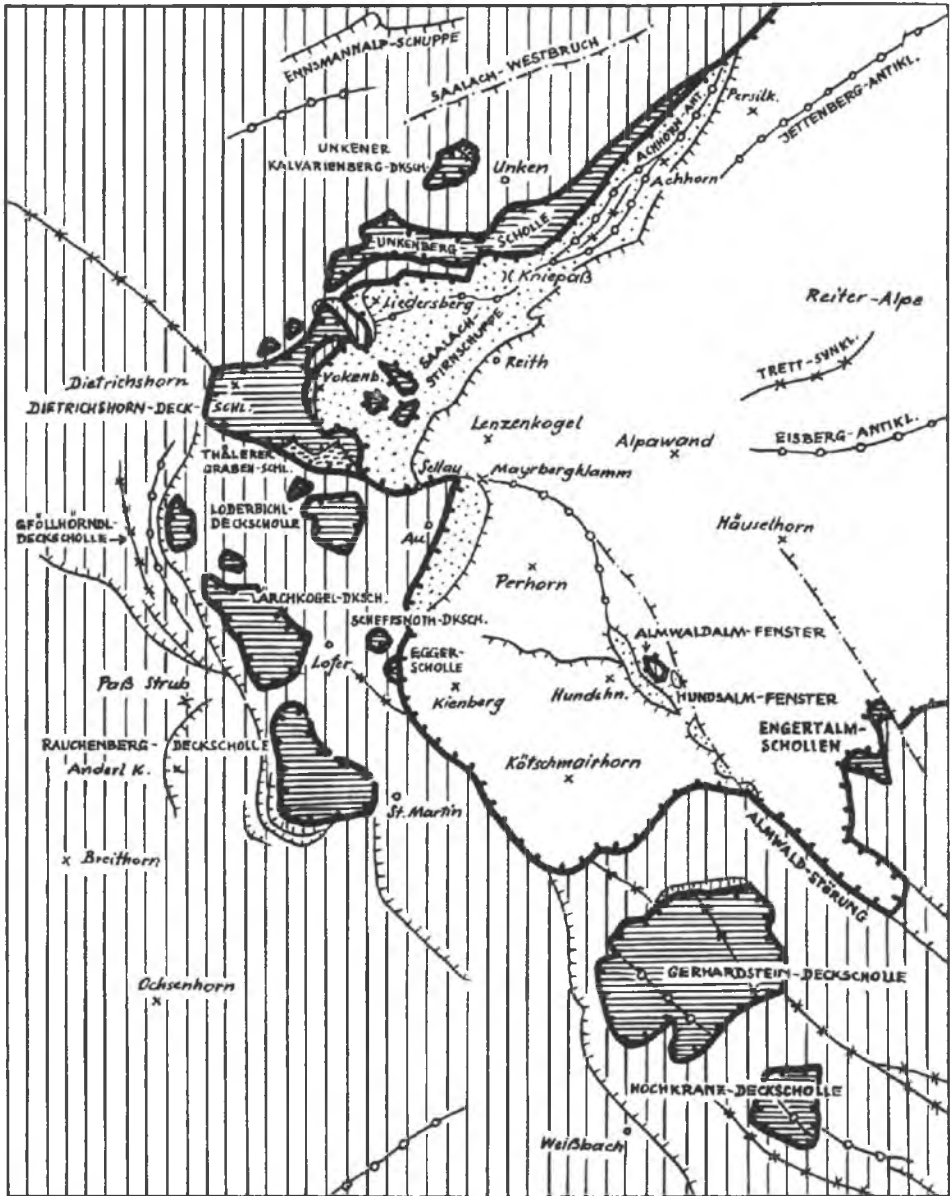
Aus dem Mittelabschnitt der Kalkalpen möge zunächst die Sparber-Stirnschuppe, also der liegende, durch Erosion reduzierte und von der – eine sekundäre Stirnfalte bildenden – tirolischen Sparbermasse SE vom Wolfgangsee überfahrene Basisstreifen erwähnt werden (A. TOLLMANN, 1969 a, S. 135), sei ferner die Staufens-Stirnschuppe (A. TOLLMANN, l. c., S. 143) an der Front des Staufensmassivs der Staufens-Höllengebirgsdecke angeführt, die bereits W. ERHARDT (1931, Taf. B) als „Vorzone der Staufensüberschiebung“ erfaßt hatte, sei auch noch die von E. SPENGLER (1956, S. 19) bereits als Stirnschuppe gekennzeichnete Miesberg-Frontschuppe des Westabschnittes des Tirolischen Bogens nördlich vom Kaisergebirge zitiert. Die eindrucksvollste Stirnschuppe aus dem Mittelabschnitt der Kalkalpen aber ist unzweifelhaft die vom Verfasser (1969 a, S. 165, Kt. Taf. 1) als derartige Struktur erfaßte und als Saalach-Stirnschuppe bezeichnete große Einheit,

die als abgespaltener Stirnteil der hochjuvavischen Berchtesgadener Schubmasse letztere in ihrem Westabschnitt in einer Breite von 7 km unterlagert, mit dem freiliegenden Teil entlang der Saalach als eine Dachsteinkalk-Wandstufe im Liegenden der Tieftrias der Berchtesgadener Decke hinzieht und noch tief im Inneren des Deckenkörpers, im Hundsalmfenster, zutage tritt (A. TOLLMANN & E. KRISTAN-T., 1970, S. 113 ff., Abb. 14–16) – vgl. Abb. 101. Dieser Prototypus einer Stirnschuppe war früher als Bruchstaffel an einem „Saalach-Ostbruch“ gedeutet worden.

In den westlichen Nordkalkalpen schließlich sind die bedeutendsten Stirnschuppen in der Frontregion der Lechtaldecke entwickelt (vgl. A. TOLLMANN, 1970 a, Taf. 2–3). Die *Wendelstein-Stirnschuppe* etwa, die ungefähr der ehemaligen „unteren Wendelsteindecke“ M. RICHTERS (1937, S. 112) entspricht, tritt am Nord- und Südrand unter der gegen Westen hin aushebenden Wendelstein-Halbklippe in einer Länge von 6 km mit einer aufgeschlossenen Breite von 3 km auf. Kleinere Stirnschuppen haben C. W. KOCKEL et al. (1931, S. 194) aus dem Ammergebirge beschrieben. Nahe westlich davon ist in gleicher Position die ehemalige „untere Vilser Decke“ als eine riesige Stirnschuppe aufzufassen. Diese neuabgegrenzte *Vilser Stirnschuppe* unterlagert in den Vilser und Schwangauer Alpen in 8 km Breite und 19 km Länge die Vorderregion der Lechtaldecke in Form einer aufrechten, durch verschieden starke Ausquetschung linsenförmig an- und abschwellige Serie (Abb. 139, 161) und gibt beim Auskeilen am Hinterrand im Süden Anlaß zur Bildung der tektonischen Moräne im Bereich Ussernalpe, Strindenalpen SE Tannheim und Hahnkamm westlich Reutte (vgl. S. 102 ff.).

In Vorarlberg bildet die mächtige *Wandfluhschuppe* eine 16 km lange und bis 3,5 km breite tektonische Vorzone vor der sekundär eingerollten Braunarlspitz-Stirnfalte der Lechtaldecke. Eine besonders mächtige und eindrucksvolle Stirnschuppenbildung schließlich liegt in Tirol in der *Karwendel-Stirnschuppe* der Inntaldecke vor, die zuvor im Zusammenhang mit der Reliefüberschiebung und der tektonischen Moräne im Karwendelgebiet erwähnt worden ist (S. 104, Abb. 51–52). Sie zieht als tektonische Vorzone der Inntaldecke in einer Länge von rund 65 km von der Südseite des Wettersteingebirges im Westen bis zum Bereich südlich des Achensees im Osten hin. Mit etwas wechselnder Begrenzung ist sie nach den grundlegenden Arbeiten von O. AMPFERER auf der Karte von W. HEISSEL (1958, Taf. 1) und P. SCHMIDT-THOMÉ (1964, Abb. 39) zur Darstellung gelangt und schließlich vom Verfasser (1970 a, S. 136 ff., Taf. 2) als eigenes Stirnelement des näheren besprochen worden. Namentlich die auf der ganzen Länge mit Unterbrechungen immer wieder zwischen Stirnschuppe und Deckenhauptkörper aufscheinenden, aus der unterlagernden Lechtaldecke durch die Hauptmasse der Inntaldecke eingeschleppten Jungschichten-Schürflinge lassen sehr gut den Mechanismus der Stirnschuppenbildung ablesen, wie an erwähnter Stelle auseinandergesetzt.

Abb. 101: Die Verbreitung der Saalach-Stirnschuppe (punktiert) im Liegenden der hochjuvavischen Berchtesgadener Decke (A. TOLLMANN & E. KRISTAN-TOLLMANN, 1970, Abb. 14).



- | | | | | |
|---|---------------------------------|----------------------|---|-----------------------------------|
|  | Berchtesgadener D. | } HOCH-
JUVAYIKUM |  | Unkener Schuppe — TIEFJUVAYIKUM |
|  | Saalach-Stirnschuppe | |  | Tirolische Schürflinge |
|  | Loferer Schuppe — TIEFJUVAYIKUM | |  | Staufen-Höllengeb.-D. — TIRDLIKUM |

0 5 km

5. Versteilung (redressement; secondary steepness)

Begriff und kalkalpine Anwendung: Unter Versteilung (Steilschlichtung) wird die sekundäre Steilaufrichtung der Frontalpartien oder der frontnahen Anteile einer Schuppe, Decke oder eines Deckensystems verstanden, die im Kampf um den Raum in der Spätphase der Tangentialbewegung oder aber meist bei einem jüngeren Nachschub der Einheit durch Aufstauen vor dem Widerlager des Vorlandes entsteht und bis zur Überkippfung führen kann. Gegenüber den primär angelegten listrischen Flächen (siehe S. 75 f.), die eine primäre gegen die Stirn stets zunehmende Versteilung der Basisfläche – aber nicht des Gesamthalters der Einheit – bewirken, wird bei der Versteilung ein ursprünglich flach herantransportiertes Paket später aufgerichtet, auch alle inneren sedimentären und ursprünglich flach verlaufenden tektonischen Strukturen werden demnach hierbei steilgestellt. Die Versteilung muß nicht auf die Stirnregion allein beschränkt sein, kann hingegen ganz große Vorderabschnitte von Deckensystemen erfassen, ist aber jedenfalls in der Stirnzone am auffälligsten. Häufig haben solche sekundär versteilte Deckenfronten Anlaß für eine Fehldeutung in bezug auf die Schubweiten gegeben, manche Autoren haben daraus etwa am Beispiel der westlichen Kalkalpenfront ungerechtfertigt auf ein einstiges hartes Nebeneinander von Kalkalpen und Flysch, auf das Fehlen eines Deckenbaues und auf Fehlen von Fernschub geschlossen. Dieses Phänomen der Versteilung hat daher bereits im Kapitel „Scheinkriterien“ zur Schubweitenbestimmung (S. 150) Erwähnung gefunden. Dort wurde auch am Beispiel des Kalkalpen-Nordrandes zwischen den Weyerer Bögen mit ihren steil geschichteten Serien und den flachen Frontalzonen im östlich anschließenden Raum von Waidhofen–Ybbsitz–Erlauftal auf die Möglichkeit der Erfassung sekundärer Steilstellung hingewiesen: Wenn in weithin flach überschobenen Stirnteilen in Abschnitten mit sichtbarer jüngerer Pressung (wie im Weyerer Bogengebiet) sich die Vorderpartien der Einheiten steil aufrichten, so ist der jüngere Charakter dieser Stirnausbildung besonders deutlich.

Vergleichsweise sei vermerkt, daß Versteilung – von der bevorzugten Stirnregion abgesehen – sich natürlich auch in inneren Teilen des Deckenkörpers als eine der möglichen Reaktionen auf starke Einengung einstellen kann: Das grandioseste Beispiel hierfür liefert wohl der Südrandstreifen der westlichen Nordkalkalpen von den Lechtaler Alpen ab Imst gegen Westen hin, wo breite kalkalpine Partien durch den kräftigen jungen, tertiären Nachschub dieses Abschnittes der Zentralalpen weithin seiger, ja überkippt lagern (Abb. 102).

Historische Daten: Der Begriff „Versteilung“ wird unter Hinweis auf die Beschreibung der Erscheinung durch O. AMPFERER (1911, S. 539) von F. F. HAHN (1914, S. 140) und später von C. W. KOCKEL et al. (1931, S. 197) für Beispiele aus der Nordrandzone der westlichen Nordkalkalpen angewendet. Im Raum der Weyerer Bögen sprach G. ROSENBERG (1960, S. 97) von Steilschlichtung und Stapelung, der Autor hat (1966 a, S. 184; 1968 a, S. 37) diesen Begriff der Steilschlichtung, der aber ein jüngeres Synonym zur Versteilung bildet, zur Charakterisierung versteilter Deckenfronten übernommen – weitere Beispiele auf S. 273 ff. und Abb. 134.



Abb. 102: Steilschichtung und Steilpressung der Faltelemente beherrscht die gesamte Südzone der Lechtaler Alpen am Kalkalpen-Südrand. Das Bild zeigt den steilstehenden Hauptdolomitstoß der Grießspitze westlich des Parscier Tales.

6. Digitation (digitation; digitation); Tauchdecken und Brandungsdecken

Begriffserläuterung: Bei komplexer gebauten Faltendecken zeigt besonders die Stirnregion gelegentlich eine Aufspaltung in Teillappen, es entsteht ein Aufziffern in mehrere Teilfalten, die Deckenstirn zeigt eine Digitation, bei welcher die einzelnen Finger oft tauchend in den vorgelagerten bzw. unterlagernden Untergrund eingreifen. Namentlich auf der Unterseite der Tauchdecken (nappes plongeantes, nappes à tête plongeante; plunging nappe) findet man solche Digitationen. Kleinere tauchende Falten auf der Unterseite stirnnaher Partien solcher Decken werden auch als *Wimpern* (replis; cilia) bezeichnet. Das Charakteristikum der Tauchdecken ist die Absenkung ihres Stirnscharnieres bzw. der gesamten auffingernden Stirnpartie gegen und in den tektonischen Untergrund hinein, während der entgegengesetzte Typus mit gegen oben hin aushebender, sich ebenfalls vielfach teilender Stirnregion als (Auf-)Brandungsdecke bzw. Springdecke bezeichnet wird. Die Tauchdecken und die häufig damit verbundenen Digitationen können sich in tieferer, belasteter tektonischer Etage ebenso wie an der freien Oberfläche bilden. Das Bildungsprinzip der Tauchdecken beruht auf einer Hemmung der Fortbildung einer normal angelegten Falte durch zunehmenden Reibungswiderstand und Rückstauung, wodurch der plastisch nachschiebende Hauptkörper darüber immer wieder neue Faltenanlagen vorschleibt und ausbaut. Bei der Brandungsdecke hingegen muß nach erster großzügiger Ausgestaltung einer Faltendecke durch Nachrücken des Hangendschenkels eine weitere, nach oben und vorne ausweichende Großfaltenbildung erfolgen, wodurch eine derartige Ausbildung des stirnnahen Rückenteiles zustande kommt (Abb. 103).

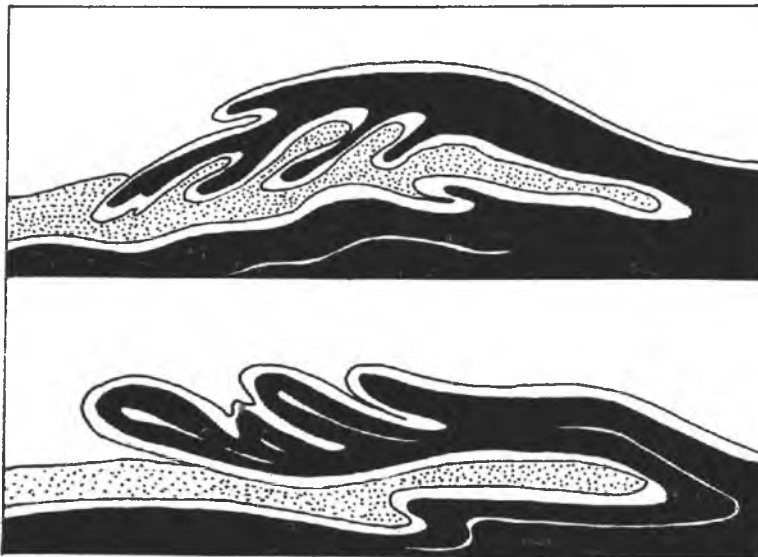


Abb. 103: Schematische Darstellung von digitierender Tauchdecke und Brandungsdecke.

Historisches: Die Grundzüge der beiden nach Gestaltung der Stirnzone unterschiedenen Typen von Tauch- und Brandungsdecke sind von Arn. HEIM (1905, S. 110 ff., Abb. 4–6) herausgearbeitet worden: für Tauchdecken bildet das Helvetische System der Schweizer Alpen mit Säntis-, Drusberg-Decke usw., aber auf das Simplon-Monte Rosa-System klassisches Beispiel. O. AMPFERER (1911, S. 674 f., Abb. 26) und Alb. HEIM (1919, S. 22, Fig. 8–9) haben die Vorstellung dieser Deckenstirnformen weiter ausgebaut, die dann ihren Weg in die Lehrbücher gefunden haben.

Kalkalpine Beispiele: Während man in der Zentralzone der Ostalpen etwa am Stirnen des Schladminger Kristallins in das unterostalpine Kalkspitzensystem schöne Beispiele für das Digitieren im Stirnbereich einer großen Decke antrifft, sind kalkalpine Beispiele für Tauchdecken und Digitationen auf Grund des starken Zurücktretens des Überfaltungstypus kaum gegeben. Ein der Digitation ähnlich enger Faltenwurf tritt in der Front der Kalkalpenmasse abschnittsweise im Tiefbajuvarikum auf. Besonders eindrucksvoll ist die Übereinanderstapelung von breiten liegenden Falten in der Front der Frankenfelderdecke im Abschnitt südlich von Gresten in Niederösterreich, wo z. B. am Goganz kilometerbreite, flach ausgewalzte Deckfalten wie die Schloßalpen- und Höllgrabendeckfalte aus Hauptdolomit, Kössener Schichten und Liasfleckenmergel mit wohl erhaltenen aufrechten und verkehrten Schenkeln sich übereinandertürmen (A. TOLLMANN, 1966 a, S. 150).

7. Divertikulation, Treppenüberschiebung (diverticulation; diverticulation)

Begriff: Unter Divertikulation versteht man eine Auflösung des Vorderabschnittes bzw. des Körpers einer Deckgebirgsdecke in der Form, daß sich die Teilpakete oder Schichtgliedergruppen einer Schichtfolge der in Bewegung stehenden Decke entlang von inneren Gleitbahnen in tektonisch selbständigen Linsen, *D i v e r t i k e l n* (diverticules; diverticles) auflösen, von denen die obersten, aus den jüngsten Schichtanteilen bestehenden, vorausseilen und von den später ankommenden tektonisch überlagert werden. Im Akkumulationsgebiet ergibt sich demnach eine Struktur, die aus einem Stapel in stratigraphischer Hinsicht verkehrt sortierter Gleitbretter mit jeweils interner aufrechter Schichtlagerung besteht: aus den jüngsten Schollen an der Basis gelangt man bis zu den ältesten Divertikeln im Hangenden empor (Abb. 104).

Historische Daten und Beispiele: Das Prinzip der Divertikulation wird, allerdings noch ohne Namensprägung, für diesen Vorgang zuerst von O. AMPFERER (1931, S. 651, Abb. 10) anschaulich geschildert und durch eine Zeichnung illustriert. Sehr klar beschreibt in der Folge H. BECKER (1933, S. 629, 632; 1939, S. 59) nochmals das Phänomen, hebt die „eigenartige Vertauschung der Reihenfolge verschieden alter Schichten“ hervor, stellt fest, daß in den einzelnen Teilkomplexen die interne aufrechte Schichtlagerung trotz der Vertauschung erhalten bleibt, und führt hierfür den Begriff „*Treppenüberschiebung*“ ein. Als Typusbeispiel wird von ihm die „*Überschiebungs-Treppe*“ der südlichen Appalachen gewählt, wo Präkambrium auf Kambro-Ordovicium, dieses auf mittleres Paläozoikum und dieses wiederum auf Karbon überschoben sind. Im Jahre 1943, S. 301, schildert M. LUGÉON den gleichen Vorgang am Beispiel des Ultrahelvetikums der „Zone des Cols“ in den

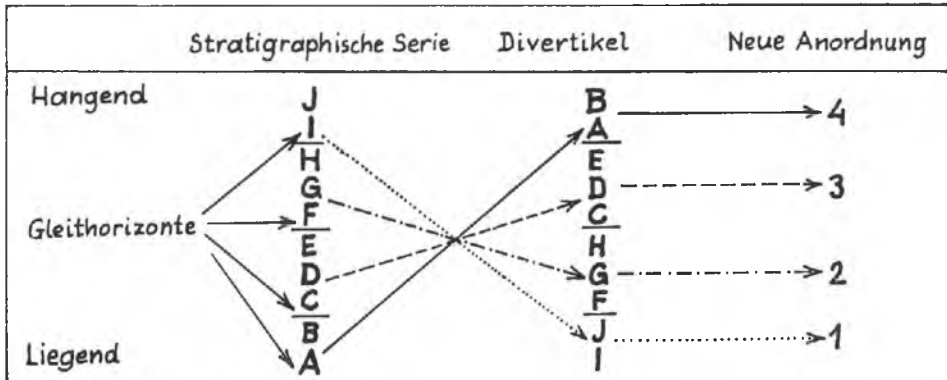


Abb. 104: Schematische Darstellung der Umsortierung der Einzelschollen bei der Divertikulation (nach H. BADOUX, 1967, S. 405).

inneren Préalpes der Westalpen und benennt ohne Kenntnis der bestehenden Literatur das Phänomen neu als „Diverticulation“, wodurch dieses Wort ein jüngeres Synonym zu Treppenüberschiebung darstellt. H. BADOUX (1967, S. 404 f.) führt schließlich die Kurzdarstellung von M. LUGEON in dessen Sinne und mit gleichen Beispielen näher aus, verwendet zur Symbolisierung des Vorganges unbewußt das gleiche System wie einst H. BECKER durch Darstellung der Vertauschung von Gruppen innerhalb einer Buchstabenreihe (Zahlenreihe).

Begriffsabgrenzung: Von J. AUBOIN et al. (1968, S. 48, Abb. 42) wird der Prozeß des Vorgeleitens der Hangendstockwerke einer Deckenstirnpartie als Divertikulation beschrieben und illustriert. Die jüngeren Schichtglieder einer solchen Decke kämen hierbei im Deckenfrontabschnitt an die Überschiebungsfäche heran. Dieser Prozeß ist aber durchaus nicht mit dem Vorgang der Divertikulation laut der oben gegebenen Definition zu vergleichen. Es fehlt die Inversion der Reihenfolge der Einheiten, die für die Divertikulation charakteristisch ist, wie auch H. BADOUX (1967, S. 405) betont hat. Die von J. AUBOIN et al. geschilderte Erscheinung fällt hingegen eindeutig unter den Begriff Stockwerktektonik bzw. „Vorschiebung“, also Transport an Übergleitungsflächen, wie er S. 92 ff. beschrieben worden ist. In die Gruppe dieser Erscheinungen ist auch noch der weit vorgetriebene Aufteilungsprozeß des Helvetikummaterials in der Ostschweiz einzureihen, wo die oberste, am weitesten vorgeeilte Decke (Drusbergdecke) den jüngeren Schichtanteil aus Kreide und Tertiär aufweist, die tieferen Decken hingegen mehr und mehr den älteren Schichtbestand bis hinunter zur Glarner Verrucano-Decke führen. Ferner gibt es Beispiele in der Literatur, wo das Herantreten von jüngeren Schichtgliedern im Stirnanteil einer Decke an die Überschiebungsfäche im Sinne der Vorschiebung von Hangendpartien (also einer Divertikulation im ungerechtfertigten Sinn) gedeutet wird, ohne daß die Bewegung an den Schichtfugen und in den plastischen Horizonten des Schichtstoßes bewiesen ist. In solchen Fällen wird es sich sogar meist nur um basale Schrägamputation, also um basalen Schrägzuschnitt oder Basalabwetzung im Stirnteil handeln, Vorschiebung und Stockwerktektonik müßten erst anhand der im entsprechenden Kapitel erwähnten Kriterien bewiesen werden.

Bildungsmechanismus:

a) Für M. LUGEON und H. BADOUX (l. c.) war es selbstverständlich, daß eine derartige Umschichtung des ursprünglichen stratigraphischen Bestandes nur in Form von Schweregleitung der Teilstockwerke an plastischen Horizonten zustande gekommen sein könne (vgl. S. 92). Diese Deutung scheint zunächst auch die einzig mögliche, bleibt sicherlich auch die einleuchtendste. Nun hat sich aber am klassischen Beispiel der Préalpes erwiesen, daß die Deutung von M. LUGEON abzuändern ist, daß der Flyschanteil der Divertikeln sich nicht altersmäßig korrespondierend aufteilt, sondern Flysch in mehreren Niveaus wiedererscheint, in anderen wiederum fehlt. Mit einer einfachen Zergleitung eines Schichtstoßes an plastischen Horizonten zur Erklärung der Erscheinung findet man daher kein Auslangen, auch wenn man den Prozeß nach Ablagerung des Flysches ansetzt.

b) H. BECKER (l. c.) hat die von ihm als Treppenüberschiebung bezeichnete Divertikulation aus Überschiebungen hergeleitet, die eine vorher gebildete Falten-treppe in Einzelpakete zerlegt hat. Dabei bezeichnet er als Falten-treppe (H. BECKER, S. 40, Abb. 32) die staffelweise faltende treppenförmige Höferschaltung eines Krustenstreifens. Es ist aber durch diesen Gedanken erst eine mögliche Ausgangssituation angedeutet, noch nicht aber die eigenartige tektonische Umschichtung erklärt.

c) Außer durch Zergleitung besteht aber eine Möglichkeit der Entstehung der Divertikulation durch einen zweiphasigen Akt der Tangentialüberschiebung: eine Decke wird zunächst unter basalem Schrägzuschnitt so vorgeschoben, daß die jüngsten Glieder an der Front an die Überschiebungsfläche gelangen und in den hinteren Deckenteilen stets ältere Schichtglieder an der Basis aufscheinen (was häufig, gerade auch bei den Nördlichen Kalkalpen, der Fall ist). Wenn dann nach einer die hangenden Deckenpartien betreffenden Erosionsphase sich beim sekundären Nachschub stirnschuppenartig Vorderpartien der Decke ablösen und von den Hinterteilen überfahren werden, so tritt ebenfalls der Fall ein, daß die jüngsten, vordersten Divertikeln oder Loben zutiefst liegen und darüber ursprünglich weiter hinten gelegene mit älterem Schichtbestand zu liegen kommen.

Kalkalpine Beispiele für Divertikulation sind kaum zu nennen. Entfernt vergleichbar wäre die Situation am Kalkalpennordrand, wo die Cenoman-Randzone in vielen Abschnitten mit Mittelkreide oder Jungschichtgliedern dem tektonischen Untergrund aufrucht und die nächstfolgenden Schubmassen, wie erwähnt, jeweils stratigraphisch tiefer hinabreichen. Als Divertikulation ist diese Struktur aber noch nicht zu bezeichnen.

D. Der Deckenkörper

(le corps des nappes; the body of the nappes)

1. Allgemeines

Die Großstruktur des Deckenkörpers ergibt sich aus der im Abschnitt Deckentypen besprochenen Gliederung in aufrecht lagernde Abscherungsdecken und Überfaltungsdecken mit verkehrtem Schenkel. Nur selten wird man aber diese Grundtypen mit ungestörtem Innenbau vorfinden. Die Hauptmasse der Decken, der Deckenkörper, wird hingegen im Verlauf der Orogenese vielfältige innere Umgestaltungen erfahren. Wir werden im Lauf dieses Kapitels oder an anderen geeigneten Stellen Grundtypen der weiteren Ausgestaltung des Deckenkörpers in den Grundzügen besprechen. Folgende Hauptgruppen von Merkmalen des Deckenkörpers und seiner Umprägung sollen in diesem Abschnitt Erwähnung finden: die aufrechte oder verkehrte Lagerung des Schichtinhaltes und ihrer Bestimmungsmethoden; die Schieferung, Zerschering und die vielfältige Faltungsmöglichkeit des Materials; die Ausbildung von Schuppen- und Schollenstruktur neben der Faltenstruktur; die tektonische Reduktion des Deckenkörpers durch Ausdünnung, Lamellierung, Abquetschung, Zerlinsung bis Boudinage; die tektonische Materialanreicherung und Anschoppung; die zum Teil schon in Zusammenhang mit Übergleitungsflächen und Vorschub behandelte Stockwerktektonik und schließlich das Phänomen der Faziestektonik.

2. Kriterien zur Lagerungsbestimmung, Geopetalgefüge (critères de polarité; top-bottom determination)

In tektonisch komplizierten alpinen Regionen ergibt sich für die tektonische Analyse vielfach die Notwendigkeit, die Art der Lagerung – ob aufrecht oder verkehrt – im Sedimentanteil oder im kristallinen Gestein festzustellen. Diese Feststellung ist nicht nur zur Unterscheidung von normalen und inversen Faltschenkeln von Bedeutung, sondern vor allem etwa bei Zuordnung bestimmter isolierter Klippen zu aufrechten oder verkehrten Deckenelementen, bei der Auflösung von Scheinserien und Scheinfazieskomplexen und in ähnlichen komplizierten Situationen. Da die Methoden hierzu mit zum tektonischen Arbeitsinventar gehören, sei hier unter Hinweis auf Spezialliteratur ein kurzer und kritischer Überblick über die wichtigsten Gesichtspunkte zur Bestimmung der Lagerung mit Hilfe von paläontologischen, stratigraphischen, sedimentologischen und tektonischen Methoden gegeben, ohne auf Einzelheiten eingehen zu wollen (Abb. 105–106).

Als wichtigste Werke, die sich eingehend mit der Frage der Lagerungsbestimmung beschäftigen, seien nach der wegweisenden Arbeit von B. SANDER (1936, S. 55 ff.) genannt: K. FIEGE (1942), das Standardwerk zu diesem Thema von R. SHROCK (1948), G. ASHGIREI (1963, S. 166 ff.), E. HILLS (1963, S. 6 ff., S. 19 ff.) und W. SCHWAN (1967).

Die Hauptkriterien zur Bestimmung der Lagerungsverhältnisse liefern die Geopetalgefüge im Sinne von B. SANDER (Begriffsprägung 1936, S. 31; ferner S. 55; 1950, S. 317), womit alle Gefüge des Gesteins verschiedenster Dimensionen gemeint

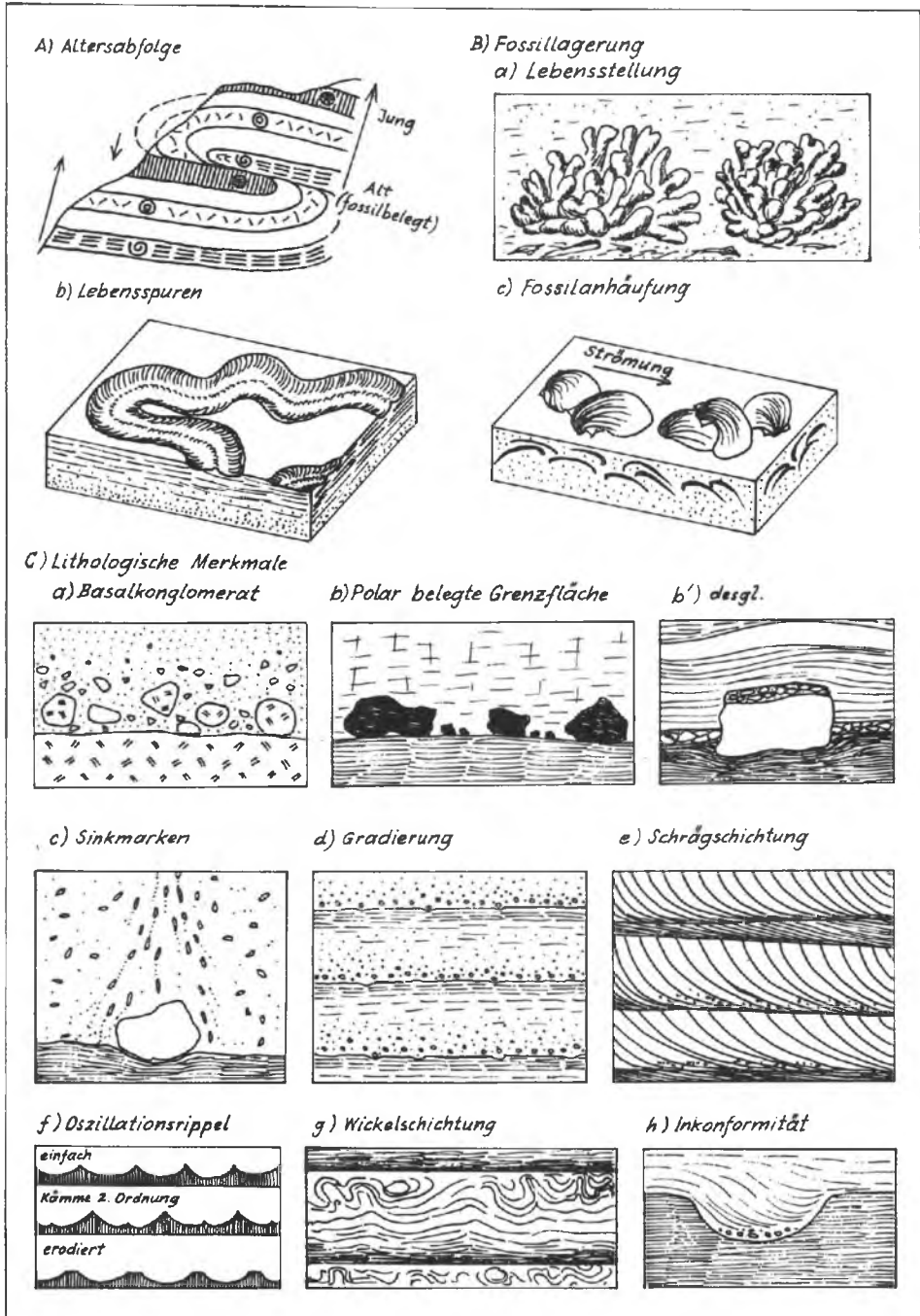


Abb. 105: Schematische Übersicht über die wichtigsten Merkmale zur Aufrecht-Verkehr-Lagerungsbestimmung. Erläuterungen im Text.

sind, die den Richtungssinn der Erdanziehung zur Zeit ihrer Entstehung, also ein Oben und Unten erkennen lassen. Natürlich spielen bei der Ausbildung solcher Geopetalgefüge zusätzliche Komponenten, wie etwa die Bewegung der einstigen Ablagerungsmedien etc., eine Rolle. Bei organisch gerichteten Strukturen können außer geopetalen Gefügen auch andere Faktoren abgebildet werden, so etwa die Lichteinfallrichtung (photopetal), die von der Wasserbewegung abhängige Sauerstoff- und Nahrungszufuhr usw. Schließlich liefert auch die tektonische Bewegungsrichtung, die Richtung der Durchbewegung, einen Faktor bei der Ausbildung der zuletzt angeführten tektonischen Kriterien für die Oben- und Unten-Bestimmung.

A. Stratigraphische Merkmale

Altersabfolge: Wo die stratigraphische Abfolge in zusammenhängenden Serien durch die wahre Altersfolge auf Grund von paläontologischen Belegen, durch vergleichende Seriengliederung (in seltenen Fällen wohl auch durch absolute physikalische Altersmessung oder durch paläomagnetische Chronometrie) bekannt ist, bildet sie die beste Grundlage für die Lagerungsbeurteilung.

B. Fossilagerung

a) **Fossilinhalt in Lebensstellung:** Ausgezeichnete Beispiele für die Feststellung der Lagerung liefert ein noch in Lebensstellung erhaltener Fossilinhalt. So etwa Collenienrasen mit ihrer charakteristischen Oberflächenbegrenzung, mit Wurzelböden erhaltene Crinoidenrasen, Hippuritenkolonien, sandgrabende bzw. im Sediment steckende Bivalven, Riffkalke mit stockbildenden Korallen etc. In Kohlenserien geben Stubbenhorizonte mit Wurzelstrünken in situ den Lagerungshinweis.

b) **Lebensspuren, Bauten und Grabgänge** im Sediment haben den Vorzug, daß sie praktisch nie umgelagert, sondern fast stets in ursprünglicher Anlage erhalten sind und man am positiven Abdruck oder am Negativ die Schichtorientierung ablesen kann. Nicht nur im Flysch sind Spurenfossilien wichtige Indikatoren (A. SEILACHER, 1958). Auch über nur problematisch für die Lagerungsverhältnisse auswertbare Lebensspuren wie die im Hangenteil der Schichten häufigen Fukoiden und Hieroglyphen gibt es ausführliche Diskussionen (vgl. Literatur bei G. ASHGIREI, 1963, S. 173). Heute hat sich ja die Palichnologie zu einem eigenen Zweig der Paläontologie entwickelt, über dessen Methoden A. SEILACHER (1953) berichtet hat und über welchen jüngst in einem reichhaltigen Symposiumband referiert wurde (T. CRIMES & J. HARPER, 1970). Auch untypische Bohrgänge sind z. B. auswertbar, wenn Reste des erzeugenden Organismus erhalten sind, über Auswertung U-förmiger und birnförmiger Grabgänge, trichterförmiger Öffnungen und andere Erscheinungen für unsere Zwecke gibt bereits K. FIEGE (1942, S. 316 f.) Auskunft.

c) **Fossilanhäufungen** sind gelegentlich, aber nur mit aller Vorsicht für die Top-bottom-Bestimmung zu verwenden (R. SHROCK, S. 305 ff.). Besonders auf die Orientierung von konvexen Klappen von Muscheln, Brachiopoden, Trilobitenpygidien

Abb. 106: Schematische Übersicht über die wichtigsten Merkmale zur Aufrecht-Verkehrt-Lagerungsbestimmung. Fortsetzung. Erläuterungen im Text.

l) Schichtflächenmarken (flute casts etc.) **j) Syngenetische Konkretionen** **k) Kräuselung**

l) Trockenrisse **l) Hohlraumfüllungen („Fossile Wasserwaagen“)** **m) Vulkan. Bomben im Tuff(it)**

D) Petrologische Merkmale

a) Fahrtströmung **b) Gasblasenverteilung** **c) Kissenlava**

E) Tektonische Merkmale

a) Beziehung Schieferung / Schichtung

a) Hohlraum-Gelfüllung **b) Schleppfaltung** **c) Geschleppte bankabhängige Schieferung**

wird hierbei Wert gelegt. Doch ist die Grundregel, daß im Stillwasser die Schalen mit der konkaven Seite gegen oben absinken, während sie im stärker bewegten Milieu mit der konvexen Wölbung gegen oben abgelagert werden, von vielen örtlichen Faktoren abhängig und beeinflußt (vgl. z. B. W. QUENSTEDT, 1927, S. 389 ff.; R. RICHTER, 1942, S. 182 ff.). Auch Lösungserscheinungen an Fossilien, wie sie etwa durch Subsolution an Ammonitengehäusen in kondensierten Schichtfolgen häufig sichtbar sind, weisen nur ursprünglich gegen die freie Richtung, gegen oben hin, die Gehäuse können aber nochmals oder mehrfach umgelagert worden sein.

C. Lithologische Kriterien im Sedimentgestein

a) Grobdetritusschüttungen verschiedenster Art mit scharfer Unterseite sind unter Umständen richtungweisend, und zwar sowohl im makroskopischen Bereich als auch im Klein- und Kleinstbereich. Basalkonglomerate mit Komponenten aus charakteristischen Gliedern des Untergrundes, die im Hangenden nicht mehr aufscheinen, sind gute Zeugen eines derartigen geoptalen Gefüges, besonders im Großbereich auffällig. Hinzu kommt häufig eine gegen Hangend feiner werdende Gradierung (siehe unten).

b) Polar belegte Grenzflächen: Eine deutlich erkennbare einseitige externe Anlagerung im Sinne von B. SANDER (1936, S. 56, Abb. 7; bzw. 1950, S. 319, 321) stellen die „polar mit Sinkstoffen belegten sedimentären Grenzflächen“ dar. Sie wurden in neuerer Zeit aus den Nördlichen Kalkalpen z. B. durch B. HÜCKEL & V. JACOBSHAGEN (1962, S. 307, Taf. 5, Fig. 1) aus dem Hauptdolomit beschrieben, wo verschieden große Grobsedimentkörner gegen die bereits etwas verfestigte Unterlage eine ebene Auflagerungsfläche markieren und so das sedimentäre „Unten“ anzeigen. Vor Auswertung der ebenfalls von SANDER beschriebenen Situation, daß ein großer plattenförmiger Gesteinsbrocken auf seinem Rücken derartige abgesunkene kleinere Detritusbröckchen an ebener Fläche „sammelt“, ist zu warnen. Wohl ist das bei R. SHROCK (1948, S. 170, Fig. 127) veranschaulichte Beispiel dieser Art, bei dem die Fortsetzung der Kleindetritusschüttung beiderseits des „sammelnden Brockens“ sichtbar ist, für eine Lagerungsauswertung stichhältig, der Verfasser hat aber im Hauptdolomit der Lechtaler Alpen selbst Beispiele von im weichen Dolomitschlamm abgesunkenen Blöcken gesehen, die dank ihrer Schwere die ursprünglich unter ihnen im Schlamm befindlichen kleineren Partikeln an ihrer Unterseite zusammengesammelt haben.

c) Sinkmarken: Als solche werden von K. FIEGE (1942, S. 303) Eindrehungs- bzw. Einregelungs-Erscheinungen an länglichen oder plattigen Komponenten bezeichnet, die durch einen in der Umgebung im noch weichen Sediment absinkenden größeren Körper in Richtung dieser absteigenden Bewegung erzeugt werden. Die Erscheinung ist wohl nur selten zu beobachten.

d) Gradierung: Eine sich mehrfach wiederholende Folge von Gradierungszyklen mit Einsetzen der Grobfraktion detritärer Abfolgen mit scharfer Untergrenze und mit allmählichem Auslaufen der gradierten Folge in die pelitische, hangend anschließende Partie gibt gute Argumente für Lagerungsuntersuchungen. Seit der Interpretation der Entstehung der gradierten Serie im Flysch aus Trübeströmen durch

Ph. KUENEN (1958, S. 329 ff.) hat sich eine reiche Literatur zu diesem Thema entwickelt. Das Phänomen ist keineswegs auf den Flysch und auf flyschoiden Ablagerungen beschränkt, die allerdings häufig davon beherrscht werden, sondern auch in Karbonatgesteinen zu beobachten, für welche Typen K.-D. MEISCHNER (1964, S. 157) den Begriff „allodapischer Kalk“ (Karbonat) anhand riffnaher Turbidite geprägt hat. In den Nördlichen Kalkalpen würden z. B. die oberjurassischen Barmsteinkalke unter diesen Begriff fallen. Gradierung, zum Teil als geopetale Richtungsanzeiger im Hauptdolomit der westlichen Kalkalpen, haben B. HÜCKEL & V. JACOBSHAGEN (1962, S. 307, Taf. 5, Fig. 2) beschrieben, dort häufig im Kleinstbereich der mm-Rhythmite. Die Autoren haben in diesem Falle mit Recht darauf verwiesen, daß derartige Gradierung auf verschiedene Ursachen zurückzuführen ist und nur einen bedingten Wert für Lagerungsaussagen hat. Man kann ja sogar in echtem Flyschmilieu beobachten, daß gelegentlich umgekehrte Gradierung auftritt, offenbar durch lokale Zunahme der Strömungsgeschwindigkeit und Transportkraft bedingt.

e) *Schrägschichtung* (bzw. Kreuzschichtung) liefert gute Kriterien zur gestellten Frage und ist in psammitischen Sedimenten aller Art weit verbreitet. Das allmähliche konkave Auslaufen jedes Schrägschichtungsblattes, jeder Foreset-bed, an der Basis der Sedimentationseinheit der schrägschichteten Folge und das diskordante winkelige Abschneiden dieser Blätter an ihrem Oberrand liefern im statistischen Durchschnitt (Ausnahmen sind sehr selten möglich – K. FIEGE, 1942, S. 300) eindeutige Hinweise auf unten und oben, worauf zuerst H. CLOOS (1914, S. 341, Fig. 1–2) aufmerksam gemacht hat. Hinzu kommt gelegentlich die Ansammlung des groben Materials an der Basis der Schräglagen (G. ASHGIREI, 1963, Abb. 127 b). Schrägschichtung aller Dimensionen kommt nicht nur im Sandstein vor, wo sie allerdings am weitesten verbreitet ist (vgl. etwa P. WURSTER, 1958; G. EINSELE, 1960; P. POTTER & F. PETTIJOHN, 1963, S. 62 ff.), sondern können auch Karbonatgesteine, besonders Dolomite, kennzeichnen, worüber auch zahlreiche kalkalpine Berichte vorliegen (K. LEUCHS, 1928, S. 414 f.; B. SANDER, 1936, S. 56; B. HÜCKEL & V. JACOBSHAGEN, 1962, S. 307, Taf. 5, Abb. 3–4). Sehr schöne Kreuzschichtung im makroskopischen Bereich weist nach eigener Beobachtung der karnische Dolomit der Heiligenkreuzerschichten in Südtirol auf. Daß diese Kreuzschichtung in metamorphen Sandsteinen, also auch im Quarzit, gut erhalten bleiben kann und auswertbar ist, zeigen im ostalpinen Raum besonders die skythischen Semmeringquarzite des Unterostalpins.

f) *Rippelmarken*: Unter den Rippelmarken scheiden die im Querschnitt symmetrisch gebauten Strömungsrippeln für unsere Fragestellung aus. Hingegen sind die Oszillationsrippeln mit scharfem Kamm und breiten Wellentälern zur geopetalen Bestimmung gut geeignet, ferner Rippeln, bei denen sich kleine untergeordnete Kämmen zweiter Ordnung in den Furchen, also im tiefen Teil der Rippelstruktur einschalten. Andererseits gibt es Rippeln mit durch die Strömung sekundär abgeplatteten Kämmen, die ein deutliches Unten und Oben zeigen (K. FIEGE, 1942, S. 306, Abb. 12 c). Bei Einschaltung von tonigem Material sammelt sich dieses in den Wellentälern der Rippeln mächtiger an als über den Kämmen und verdeutlicht so ebenfalls die Lagerung. Eingehende Darstellungen hierüber findet man z. B. bei R. SHROCK (1948, S. 92 ff.) und bei P. POTTER & F. PETTIJOHN (1963, S. 89 ff.). Auf die Verwechslungsmöglichkeit mit „Antidünen“ (flame structures) im Sediment muß geachtet werden.

g) **Rutschfalten** (plis synsédimentaires; slump structures) und andere innere syngenetische und frühdiagenetische Sedimentärstrukturen der geschichteten Serien, wie Ballenstruktur (ball- and pillow structure), Wickelschichtung (convolute bedding), Antidünen (flames structures) etc., sind nur bedingt auswertbar. Gelegentlich z. B. werden nur die oberen Partien einer Bank von subaquatischen Rutschungsvorgängen ergriffen, während der Unterabschnitt ruhig bleibt. Mehr noch geben die gegen oben hin an Verformungsintensität sehr klar zunehmenden convolute beddings die geopetale Richtung an. Auch können paradiagenetische Sackungen im sandigen Sediment, die im Hangenden einheitlich abgeschnitten und von der nächsten Schicht überdeckt werden, die Orientierung anzeigen. Wiederum gibt R. SHROCK (1948, S. 258 ff.) die beste Übersicht über diese Deformationstypen.

h) **Inkonformitäten auf Schichtoberflächen**, deutlich erhaltene und aufgefüllte Erosionsrinnen oder ein Makro- und Mikrorelief der Schichtoberfläche können wichtige Hinweise gewähren. Vielfältig sind die hierher gehörigen Erscheinungen.

i) **Schichtflächenmarken** mechanischer Entstehung sind in großer Formenfülle und Variationsbreite ähnlich wie Lebensspuren gute Indikatoren für die Orientierung. Die Ausbildungsform und Entstehungsweise sind ja gerade im letzten Jahrzehnt im Zusammenhang mit der Intensivierung der Flyschforschung eingehend studiert und beschrieben worden. Aus der Vielzahl der möglichen Strukturen seien einige wichtige in Erinnerung gebracht, die vorwiegend Oberflächenmarken darstellen und im Negativ auf der deckenden, vielfach mit gröberem Korn wiederum einsetzenden Schicht als Sohlmarken erhalten sind: Kolkmarken (flute casts), Hufeisenkolke (current crescents), Rinnenausgüsse (drag marks, groove casts, striation casts), verschiedene Stoßmarken (impact casts) wie Roll-, Stech-, Hüpf- und Rückprallmarken, ferner Gleitmarken (slide marks), Furchen- und Schuppenmarken (furrow- and squami-form casts) etc. Schließlich bewirken auch durch die Setzung zustande kommende Belastungsmarken (load casts) eine auswertbare charakteristische Struktur, wobei in Taschenfüllungen gröberes Material erscheint und die Serie darunter nicht wie bei flute casts abgeschnitten, sondern abwärts gedrückt wird. Die beste, über die rapide angewachsene Spezialliteratur hinausgehende Zusammenfassung hierüber ist wohl jene von P. POTTER & F. PETTIJOHN (1963).

In diese Gruppe schließlich kann man zahlreiche weitere seltenere Schichtoberflächenstrukturen einreihen, wie Trockenrisse, Regentropfenspuren oder andersartig entstanden gedeutete subaquatische Schichtoberseitenstrukturen. Letztere, z. B. aus Gasblasen im Sediment hervorgegangene Formen, zeigen kraterförmiges Aussehen mit einem zentralen Gasaufstiegskanal (K. FIEGE, 1942, S. 311 ff.).

j) **Konkretionen**, die syngenetisch entstanden sind, lassen sich nach R. SHROCK (1948, S. 167 f.) in einigen Fällen ebenfalls zur Geopetalbestimmung heranziehen. Solche syngenetische Konkretionen sind nach diesem Autor an dem Ausweichen des Hauptteiles der Feinschichtung ins Liegende und Hangende der Knollen erkennbar, letztere selbst zeigen häufig eine derartige Asymmetrie, daß die Unterseite flacher, die Oberseite konvexer entwickelt ist.

k) **Kräuselung von Feinschichtung**: B. SANDER (1936, S. 50 ff.; 1950, S. 320) hat darin ein wichtiges Merkmal für die Bestimmung von aufrechter oder verkehrter Lagerung erblickt: Besonders im kalkalpinen feingeschichteten Hauptdolomit

und Plattenkalk ist die Kräuselung eine weitverbreitete Erscheinung, die in einer im cm-Bereich gelegenen Aufbiegung oder Aufknickung der Lamellen mit rundem oder spitzem Knie über die dazwischen breit weiterlaufenden ebenen Abschnitte in Erscheinung tritt. Aber nicht nur vom häufig erwähnten Algen-Laminat, sondern auch z. B. aus feinschichtigen Monotiskalken (Hallstätterkalk) ist Kräuselung bekannt (W. SCHWARZACHER, 1948, S. 9), so daß genetisch verschiedenartige Typen auftreten.

l) H o h l r a u m f ü l l u n g e n : Partiiell durch Internanlagerung detritischer Sedimente erfüllte Hohlräume („Sandfang“) oder durch eindringende Lösungen (z. B. Kieselsäure-Gel) syngenetisch oder frühdiagenetisch teilweise erfüllte Hohlräume sind vorzügliche Richtungshinweise für oben und unten zur Zeit der Gesteinsbildung und werden daher gerne als fossile „Wasserwaagen“ bezeichnet. Man trifft sie in allen Dimensionen vom megaskopisch partiiell erfüllten Schnecken- oder Ammonitengehäuse angefangen, bis zu den teilweise ausgefüllten Radiolarien, die die Schriffe einordnen lassen. Der restliche verbliebene Hohlraum kann in seltenen Fällen endgültig hohl geblieben sein, meist ist er mit spätigem hellem Karbonat auskristallisiert. Solche Hohlraumfüllungen sind nicht nur auf Fossilgehäuse beschränkt oder unter konvex-oben gelagerten Bivalvenklappen auffällig, sondern es können natürliche Hohlräume verschiedener Dimension im Riffkalk, auch die flachen Hohlräume zwischen den Lamellen des mm-Rhythmites im Hauptdolomit als Ansatzstellen für den Sandfang dienen und partiiell erfüllt oder auf der Unterseite gleichsam mit Feinsediment bestäubt werden. Auch kann man häufig Nachbrechen von Material aus der Decke dieser Kleinhohlräume und Sedimentation der Brocken am Boden darunter beobachten. Wiederum hat B. SANDER (1936, S. 56 f.) als erster ausführlich auf diese Beobachtungsmöglichkeiten hingewiesen, R. SHROCK (1948, S. 281 ff., 322 f.) die Zahl der Beispiele sehr vermehrt, und es sind auch aus den Kalkalpen in speziellen Arbeiten Sandfang und Hohlraumfüllung als wichtige geopetale Indikatoren zur Beurteilung kritischer tektonischer Fragen wiederholt herangezogen worden (K. KOCH, 1959; R. HÜCKEL etc., 1962, Taf. 6; A. TOLLMANN, 1971 b, S. 306 usw.).

Bei dieser Beobachtungsmethode muß beachtet werden, daß die partielle Füllung der Gehäuse bereits während des Sedimentbildungsstadiums erfolgt und bei der Diagenese einzelne teilweise erfüllte Gehäuse noch kräftig, ja in einem beobachteten Fall gegenüber allen übrigen um 180° verdreht werden, absinken und rotieren können. So ist die Beobachtung mehrerer oder zahlreicher partiiell erfüllter Gehäuse für eine bündige Schlußfolgerung auf die ursprüngliche Lagerung unerläßlich.

m) Vulkanische Bomben im Tuff und Tuffit geben durch die oft gut ablesbare Einschlagsrichtung nicht nur oben und unten an, sondern können auch die einstige Neigung der Sedimente zur Zeit des Bombeneinschlages anzeigen, wenn der Einschlagskanal schräg zur Tuffitschichtung liegt, wie z. B. vom Verfasser bei schräglagernden Tuffiten auf Lipari beobachtet.

n) Bezüglich der Styolithe (Drucksuturen) sei vermerkt, daß ihre Ausbildungsart und Anordnung im allgemeinen nicht für eine ursprüngliche Lagerungsaussage der davon betroffenen Schichten ausgewertet werden kann. Nur W. PARK & E. SCHOT (1968 b, S. 71) geben einen Hinweis der geopetalen Auswertbarkeit eines bestimmten Styolithentypus. Es gibt diagenetische bis spätidiagenetische Styolithen und rein tektonische Styolithen, die erst später in verfestigtem Zustand entstanden sind. Sie ent-

wickeln sich in Ebenen senkrecht zum herrschenden Druck, d. h. in der Gesamtanlage des Systems häufig schichtparallel mit Vertikal-(V-)Zapfen unter Wirkung des Auflastdruckes, aber auch längs tektonischer Flächen wie Klüften, Schieferungsflächen etc. senkrecht zum tektonischen Druck: „Horizontalstylolithe“ mit Horizontal-(H-)Zapfen. Die Richtung der jeweiligen Zapfenachsen entspricht in diesem Fall der angreifenden Kraft (W. PLESSMANN, 1972, S. 332 und Abb. 5). Stylolithe bilden sich in einheitlichen Karbonatbänken, zwischen verschiedenen löslichen Gesteinsschichten, also etwa an der Kalk/Ton/Mergel-Grenze. Das Wachsen der Lösungszacken aber hängt von der leichteren oder schwereren Löslichkeit des Materials ab, so daß die Form der Zacken für unsere Frage nicht auswertbar ist. G. H. WAGNER (1964, S. 531 ff.), P. TRURNIT (1967; 1968 a, b) und W. PARK & E. SCHOT (1968 a, b) haben sich zuletzt eingehend mit der Entstehung und Ausbildung der Drucksuturen beschäftigt. Aus den Kalkalpen sind schon seit A. BITTNER (1901) Beobachtungen über Stylolithen mitgeteilt worden, dort aus dem Muschelkalk, während sie aber hier besonders in den Kalken des höheren Jura sehr häufig sind, so daß man für manche Malmkalke direkt die Bezeichnung „Suturenkalk“ in der Literatur findet.

D. Geopetale Merkmale in Eruptivgesteinen

Hierüber hat K. FIEGE (1942, S. 294 ff.) am ausführlichsten berichtet. Es können folgende Merkmale zur Orientierung herangezogen werden:

a) **Fahrtströmung**: Darunter versteht man Sinkspuren von größeren Erstauscheidungen (Einsprenglingen) im noch flüssigen Restmagma, die durch Orientierung und Einregelung der kleineren Kristalle der umgebenden Grundmasse im Sinne der Absetzungsrichtung abgebildet sind. Der Begriff stammt von E. TROMMSDORFF (1934, S. 329). Andererseits werden solche Einregelungen, wie Aufbiegungen nach oben aussehend, durch aufsteigende Gasblasen im noch nicht vollkommen erstarrten Magma bewirkt.

b) **Gasblasen-Ansammlungen** sind für den oberen, porösen Teil von Lavaströmen charakteristisch, der tiefere Teil ist relativ dichter.

c) **Kissenlava** zeigt im queren Anschnitt eine Struktur aus nach oben konvexen Kissen (pillows), die gegen unten hin flach-keilförmig die vorhandenen Hohlformen der älteren Oberfläche, gebildet durch die unterlagernden Kissen, ausfüllen.

d) Die **Wulststruktur** an der Oberfläche von Lavaströmen ist nicht eindeutig, sie kann ein Gegenstück an der Unterseite des sich rollend vorwärtzenden Stromes aufweisen.

e) **Partielle (Gasblasen-)Hohlraumfüllungen mit Gelen** (z. B. Achat) kann die Entstehung von „fossilen Wasserwaagen“ auch im Ergußgestein bewirken.

E. Tektonische Merkmale

a) **Lage der Schieferungsflächen zu den Schichtungsflächen in Faltenstrukturen**: Die S. 132 näher erläuterte C. LEITHSche Regel, daß im normal lagernden Flügel einer Falte die Schichtung flacher als die Schieferung liegt,

im verkehrten aber umgekehrt, ist früher vielfach überfordert worden, da man allein aus dem Verhältnis dieser beiden Parameter aufrecht und verkehrt ablesen wollte. Daß hierzu aber noch ein drittes Bestimmungsstück nötig ist, nämlich die Kenntnis der Vergenzrichtung, hat z. B. B. ENGELS (1959, S. 41) bereits betont und W. SCHWAN (1967, S. 621 ff.) des näheren ausgeführt. Bei tauchenden Falten liegt das Verhältnis zwischen Schieferungs- und Schichtungsflächen nämlich gerade umgekehrt – vgl. Abb. 64. W. PLESSMANN (1959, S. 518) hat ebenfalls auf diese Täuschungsmöglichkeit bei der Bestimmung der Lagerung nach den Schieferungsflächen bei Antiformen und Synformen hingewiesen, G. WILSON (1961, S. 467 f., Abb. 19) diese Verhältnisse näher ausgeführt.

b) *Schleppfaltung* hilft gleichermaßen wie die Anordnung der Schieferungsflächen, aufrechte und verkehrte Faltenchenkel zu unterscheiden, wie ebenfalls S. 119 ff. im einzelnen ausgeführt worden ist. Hier liegt der steilere oder überkippte Schenkel der Schleppfalten, der mit der Gesamtvergenz übereinstimmt, im aufrechten Großfaltenschenkel; Schleppfalten, die der Gesamtvergenz der Hauptstrukturen entgegenlaufen, zeigen den verkehrten Faltenchenkel mit verkehrter Schichtserie an. Wiederum aber ist wie im obigen Fall als zusätzliches Bestimmungsstück die Kenntnis der Gesamtvergenzrichtung erforderlich, wie z. B. W. SCHWAN (l. c.) ausführlich beschrieben hat.

c) Die *geschleppte Querplattung* (R. WAGNER, 1897, S. 19; älteres unschärferes Synonym: *schräge Zerklüftung*, W. FRANTZEN, 1893, S. 153, Taf. 15; jüngere Synonyme: *Sigmoidalklüftung*, O. REIS, 1910, S. 94 ff.; *Embryonalschieferung*, B. ENGELS, 1956, S. 17; *bankabhängige Schieferung* z. B. G. ASHGIREI, 1963, S. 166): Diese geschleppte Querplattung stellt das dritte tektonische Kriterium zur Unterscheidung von aufrechtem oder verkehrt lagerndem Schenkel einer Faltenstruktur dar (vgl. z. B. F. LÖTZE, 1932 b, S. 300 ff.; R. SHROCK, 1948, S. 438 ff., Abb. 387, 390; B. ENGELS, 1956, S. 5 ff.; 1959, S. 82 f., Taf. 6, Abb. 100–101; G. ASHGIREI, 1963, S. 166, Abb. 150 bis 152), da durch diese Schleppung eine relative Aufschiebung der Schichten als Charakteristikum für den normalen Schenkel oder eine relative Abschiebung als Merkmal des verkehrten Schenkels mit verkehrter Serie ersichtlich wird. Wieder gilt die oben angegebene Einschränkung bezüglich der Ausnahme für Tauchfalten.

Der Aufzählung der Merkmale für die Bestimmung der Aufrecht- oder Verkehrtlagerung wurde deshalb hier Beachtung geschenkt, da diese Bestimmung oft entscheidend für die richtige tektonische Auflösung im komplizierten Deckenland wird. Daher wurde auch die Aussagekraft der einzelnen Kriterien jeweils kritisch beurteilt.

3. Schieferung, Zerschierung, Lineation

a) Allgemeine Anmerkungen

Schieferung, Lineation und eine Reihe anderer kleintektonischer, die gesamte betroffene Gesteinsmasse eng durchsetzender Prägnungen sind besonders an ein mittleres Stockwerk der orogenen Gestaltung gebunden und treten sowohl in den oberflächlichsten als auch in den tiefsten, migmatischen Etagen des Gebirgsbaues zurück.

Demgemäß tritt auch die aus den metamorphen Regionen des alpinen Orogens, besonders aber aus den variszischen und kaledonischen Gebirgen Europas und Amerikas in zahllosen Arbeiten intensiv studierte Schieferung des Gesteins in den Kalkalpen außerordentlich stark in den Hintergrund. Hier werden nicht wie in den genannten metamorphen Regionen die gesamten gefalteten Schichtmassen von engständigen Schieferungsflächensystemen durchzogen, sondern weite Teile der Kalkalpen erscheinen von Schieferung so unberührt, daß in der Literatur vielfach deren Fehlen in diesem kalkalpinen Gebirgszug konstatiert worden ist. Dies trifft nun trotz der oberflächennahen Tektonik keineswegs zu, nur ist die deutliche Schieferung auf bestimmte, dafür in hervorragender Weise ansprechbare Gesteine beschränkt, wie etwa die ausgedehnten Tonschiefer-Mergelschiefermassen, die etwa im Niveau der Allgäuschichten oder der Kreideschiefer auftreten. Da die Nördlichen Kalkalpen in dieser Hinsicht demnach durchaus kein erstrangiges Studienobjekt bilden, auch erst ganz wenig über die Art der Schieferung, Lineation und Zerschering der Gesteinskomplexe näher bekannt ist, können wir uns in diesem Abschnitt kurz fassen, wollen aber doch nicht versäumen, Begriffe, Typisierung und Genese dieses tektonischen Formenschatzes wenigstens kurz zu skizzieren, um die kalkalpinen Beispiele einordnen zu können.

b) Der Begriff der Schieferung (schistosité; cleavage)

Definition: Eine präzise Definition für Schieferung gibt H. G. WUNDERLICH, 1968, S. 89: „Ein mehr oder minder engständiges tektonisches Flächensystem, das durch Plättung der Verschiebungsklüfte und Lösungsbahnen entstanden ist und meist eine gute Teilbarkeit des Gesteins nach ebenen Flächen bedingt, wird als Schieferung (Schiefrigkeit) bezeichnet.“ Dabei kann der Abstand der Schieferungsflächen von einigen Tausendstel Millimetern bis in den Dezimeterbereich reichen.

Nomenklatur: Die Nomenklatur der Schieferungstypen ist im Deutschen noch keineswegs abgeklärt. Hinzu kommt der verschiedenartige Gebrauch der Begriffe in der englischen und französischen Literatur. Auf einige wesentliche nomenklatorische Unterschiede in den ähnlichen Bezeichnungen sei hier, besonders in Anlehnung an die ausgezeichnete Studie von J. RODGERS (1962, S. 84 f.) hingewiesen. Der deutsche Sammelbegriff Schieferung (Transversalschieferung als Grundtypus) wird wie folgt im französischen und englischen Sprachgebrauch definiert: der Begriff schistosité (französisch) = cleavage (englisch) wird nur für Schieferung in nicht metamorphen Schiefen (shales) und den ganz schwach metamorphen Dachschiefern (ardois; slates) angewendet. Als Hauptuntergruppen unterscheidet man hierbei eine Fließschieferung (schistosité de flux; flow cleavage, slaty cleavage), worunter eine extrem feine Schieferung mit glänzenden Schieferungsflächen verstanden wird, die parallel der Orientierung der Glimmerminerale liegt, demnach stets eine leichte Metamorphose verlangt und in ihrer räumlichen Anordnung meist etwa parallel der Faltenachsebene verläuft, sowie eine Bruchschieferung (schistosité de fracture; fracture cleavage, slip cleavage), die bei meist weniger feiner Blättrigkeit unabhängig von der Glimmermineral-Orientierung durchzieht und in ihrer Lage nennenswert schräg zur Achsebene der zugehörigen Faltung verläuft, und wohl auch in etwas spröder reagierenden Gesteinstypen auftritt (B. ENGELS, 1959, S. 69). Für die Schieferung in vollkristallinen Schie-

fern (Glimmerschiefer, Gneis) aber wird im Französischen der Begriff „foliation“ verwendet, während im Englischen hierbei noch eine „schistosity“ und „foliation“ getrennt wird, ersterer Ausdruck auf Schieferung in metamorphen Schiefen mit freisichtbaren Glimmerneubildungen eingeschränkt, letzterer für die Bänderung im Gneis angewendet.

Eine umfassende Analyse der verschiedenen Schieferungstypen sowie der Begriffe, die in oft voneinander abweichender Weise in den verschiedenen Sprachen eingeführt worden sind, ist in den Darstellungen von J. KNILL (1960, S. 317 ff.), A. BAER (1956, S. 234 ff.) sowie G. WILSON (1961, S. 457 ff.) enthalten, wobei den beiden letztgenannten Arbeiten auch eine Zusammenfassung der wesentlichsten Ergebnisse der zahlreichen Studien von P. FOURMARIER, Spezialist auf dem Gebiet der Schieferungstektonik, beigefügt ist. In der Publikation von A. BAER findet sich ferner ein kurzer, dreisprachig gehaltener lexikalischer Anhang über das Begriffsinventar der Schieferung.

Historische Daten: Ohne hier näher auf die historische Entwicklung des Begriffes eingehen zu wollen, sei nur vermerkt, daß in Amerika die Brüder RODGERS bereits in den dreißiger Jahren des vorigen Jahrhunderts die Schieferung von der Schichtung unterschieden haben (vgl. R. ADLER, 1971, S. 925), daß A. SEDGWICK (1829; 1835) wohl der erste Forscher war, der sich mit den Ursachen der Schieferung befaßte, oder z. B. schon Ch. DARWIN (1846) vom regionalen Aushalten bestimmter Schieferungssysteme beeindruckt gewesen war – teste B. BANKWITZ, 1965, S. 249 f. –, welcher eine ausführliche Übersicht über die zirka 80 Autoren gibt, die sich mit der Entstehung der Schieferung zwischen 1835 und 1963 beschäftigt haben. Eine Übersicht über die Autoren der zuvor angeführten Begriffe gibt D. RICHTER (1961, S. 4). P. FOURMARIER (1964, S. 167), selbst entscheidend auf dem Sektor der Schieferungsanalyse tätig gewesen (Begriffsprägung schistosité), führt diesen französischen Grundbegriff in abgewandelter Form auf A. DE LAPPARENT und E. HAUG zurück (clivage schisteux). Die jüngste umfassende Darstellung zum Thema stammt von A. SIDDANS, 1972.

c) Die Typen der Schieferung, ihre Genese und ihr Alter

Die Genese der Schieferung in mechanischer und zeitlicher Hinsicht stellt – wie gerade zuvor bemerkt – ein seit langem intensiv diskutiertes Thema dar, dem immer wiederum neue Aspekte abzugewinnen sind. Zu den beiden ursprünglichen Arten der Deutung, nämlich als Scherflächen, bedingt durch die winkelig zu den Hauptspannungen ansetzenden Schubspannungen oder als Druckschieferungsflächen in Deformationsebenen senkrecht zum herrschenden Druck, kommt neuerdings noch der Nachweis der Schieferungsflächen als Lösungsbahnen, so daß die Gesteinslösung von W. PLESSMANN (1964) als ein wichtiger mitbeteiligter Faktor beim Schieferungsprozeß in allerdings kalkigen (naturgemäß nicht rein tonigen) Gesteinen betrachtet wird.

Betreffs des Alters der Transversalschieferung sind immer wieder, und gerade in neuerer Zeit, besonders Stimmen laut geworden, die den heute im großen gesicherten Zusammenhang zwischen Hauptfaltung und Schieferung (vgl. die exzellente Studie von J. RODGERS, 1962) mehr oder weniger in Abrede stellen bzw. aber auf eine zeitliche Unabhängigkeit der ja sonst meist als Begleiterscheinung der Faltung angesehenen Schieferung insistieren. Der letztgenannten Auffassung einer gewissen zeitlichen Selbst-

ständigkeit der Schieferung gegenüber der vorangegangenen Faltung muß nun auf Grund der theoretischen Überlegungen und der regionalen Beobachtungen tatsächlich Recht gegeben werden: P. COLLOMB & F. ELLENBERGER (1967, S. 2971) haben endlich die selbstverständliche Forderung ausgesprochen, daß bei den großen Falten bis Überfaltungsdecken, bei denen der Verkehrtchenkel nach dem Panzerkettenprinzip während der gesamten Ausgestaltung abgerollt wird, unmöglich Faltung und Schieferung des zusammengehörigen Zyklus gleichzeitig geprägt worden sein können: hier muß die gesetzmäßig den Endzustand der Falten durchsetzende Schieferung tatsächlich erst ganz zu Ende der Faltenbildung erfolgt sein, sonst wäre die Schieferung durch die immer weiter abrollende Faltung stets wiederum zerstört worden. Die Autoren sprechen daher sehr treffend von einer „Anhaltestruktur der tektonischen Deformation“ (*structure d'arrêt de la déformation tectonique*). Auch im deutschen Schrifttum ist die Feststellung, daß der Schieferungsprozeß erst nach der Faltung eingetreten sein kann, seit einem halben Jahrhundert immer wiederum durch Beobachtungen belegt worden (vgl. historische Übersicht von D. RICHTER, 1961, S. 4 f.). Man hat übrigens inhaltlich ganz die gleiche Formulierung wie jene der gerade erwähnten „Anhaltestruktur“ gefunden, wenn z. B. A. FUCHS & W. PAECKELMANN (1928, S. 66) ausführen, daß die Schieferung auf die „posthumer Druckreste“ zurückgehe, die bei der jüngsten Faltungsphase „auf die bereits früh ausgebildeten Sättel und Mulden einwirken“. D. RICHTER (l. c., S. 20 f.) konnte zeigen, daß bei Abweichen der δ -Achsen (also der Richtung aus dem Verschnitt von Schieferungsflächen und Schichtflächen) von den Achsen der Großfalten dennoch eine Übereinstimmung der Richtung ersterer mit jener der selektiven Kleinfalten und mit der Fossillängung gegeben ist, so daß diese Geschehen zusammen in die Spätphase zu stellen wären.

Die Arten der Schieferung: Die sich vielfach überschneidende Nomenklatur der Schieferungsarten in der deutschen Literatur kennzeichnet die trotz der Flut an Publikationen noch immer mangelnde, auch in genetischer Hinsicht eindeutige Klassifikation der schieferungstektonischen Strukturen. Folgende Haupttypen können unterschieden werden:

1. **Transversalschieferung:** Sie stellt die Grundform der Schieferung dar, nämlich jenen Typus, bei dem die Schieferungsflächen stets mehr oder weniger parallel zur Achsenebene verlaufen. Die Anordnung gegenüber den Faltelementen und damit gegenüber den Schichtflächen wurde bereits im Abschnitt „Transversalschieferung“ S. 132 näher ausgeführt (siehe Abb. 64). Im Idealfall eines extrem leicht schieferbaren Materiales würden die Transversalschieferungsflächen zueinander vollkommen parallel verlaufen, würden dann in den Schenkeln bei Isoklinalfalten auch parallel und nicht transversal zur Schichtung zu liegen kommen. Bei schwerer schieferbarem Material und hierbei besonders mit wachsendem Abstand von den Faltenachsen zeigt die Anordnung der Transversalschieferungsflächen ein Auffächern in den Antiklinalen und Synklinalen (Meiler- und Fächerstellung; *éventail de schistosité*; fan-like arrangement of cleavage – z. B. schon bei H. D. RODGERS, 1856, S. 448, Abb. 4 dargestellt) – vgl. Abb. 64, 106, 108. Eine andere Form der Abweichung in der Orientierung der Schieferung ergibt sich in einer heterogenen Schichtfolge bei Übertritt der Schieferungsflächen aus einem leicht schieferbaren tonigen Gestein in widerständigeren karbonatische oder sandige Bänke: die Schieferungsfläche wird an der Grenze jeweils



Abb. 107: Beispiel für die der Achsenebene zugeordnete Schieferung der nordvergenten Falte (Norden im Bild links) in den Allgäuschichten des Sperrbachtobels südlich von Oberstdorf im Allgäu.

zum weniger schieferbaren Medium hin gebrochen, sie durchsetzt diese soliden Bänke auf kürzerem Wege (Abb. 108). Diese Ablenkung wird analog jener des Lichtstrahles beim Übertritt in ein Medium anderer Dichte als *Brechung*, H. BREDDIN (1926, S. 54) (*réfraction*; *refraction*), bezeichnet – J. RODGERS (1962, S. 87 f.), H. FURTAK (1962, S. 177 ff.), E. HELLERMANN (1965, S. 377 ff.) und andere haben sich jüngst eingehend damit befaßt.

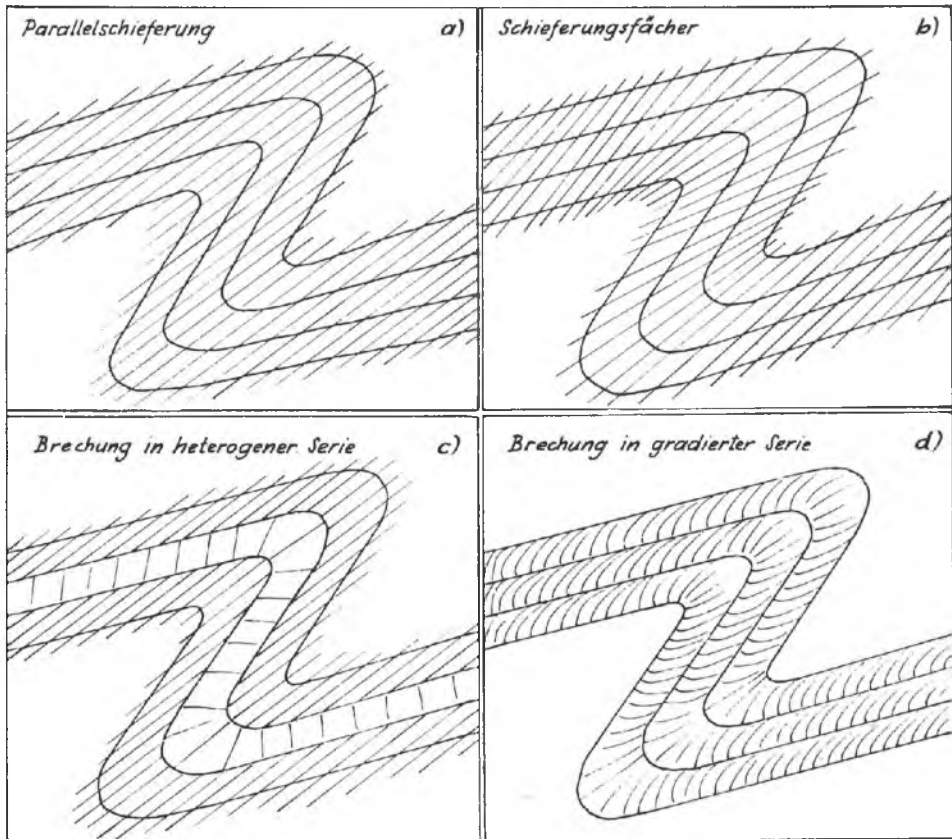


Abb. 108: Schieferung im Verhältnis zur Faltung: a) parallele Schieferung, b) Meiler-Fächerstellung, c) Brechung in einer heterogenen Schichtfolge, d) Brechung in einer gradierten Schichtfolge. Nach J. RODGERS, 1962, Abb. 1–2, erweitert.

2. Die als *Querplattung* (R. WAGNER, 1897, S. 19) – siehe S. 213 –, später als *Sigmoidalklüftung* (O. REIS, 1910, S. 94 ff.) und als *Embryonal-Schieferung* (B. ENGELS, 1956, S. 16) und noch mit anderen Namen belegte Erscheinung der *b a n k a b h ä n g i g e n* Schieferung ist etwa vergleichbar mit der zuvor gerade beschriebenen Schieferung, durch die Brechung in „dichteren“ Bänken abgelenkten Transversalschieferung. K. FIEDLER (1965, Tab. 1) hat sich am intensivsten mit der Querplattung befaßt und hat diese (l. c., S. 38) mit der Schieferung bereits verglichen.

3. Als **Schubklüftung** wird seit H. SCHOLTZ (1930, S. 244) eine bestimmte Art der 2. Schieferung (vgl. S. 133) bezeichnet. Von manchen Autoren werden die beiden Begriffe Schubklüftung und 2. Schieferung vollkommen synonym verwendet. Daß die Wortbildung Schubklüftung einen inneren Gegensatz birgt, hat bereits H. G. WUNDERLICH (1968, S. 90) festgestellt, da ja Klüftung im Gegensatz zu dieser Schieferungsform keine Relativverschiebung an den Trennungsf lächen aufweisen darf – vgl. Abb. 65.

4. Als **Knickschieferung** (vgl. E. HELLERMANN, 1965, S. 359 ff. mit Angabe der früheren Begriffsverwendung) bzw. als Knitterung (Synonym bei B. ENGELS, 1959, S. 76 ff.) ist schließlich die Knickung der durchgreifenden Schieferung an paarweise auftretenden Scherflächen (kinckband) bezeichnet worden.

d) Schieferung und Lineation

Unter dem Begriff **Lineation** werden alle engständigen, linienhaft angeordneten tektonischen Parallelstrukturen zusammengefaßt. Bei dieser weiten Fassung werden demnach verschiedenartige kleintektonische Elemente subsumiert: Anhand einer anschaulichen Abbildung – vgl. Abb. 109 – nach H. G. WUNDERLICH (1968, S. 94, Abb. 81) wollen wir uns die sieben verschiedenen genetischen Möglichkeiten und Ausbildungsformen der Lineation vor Augen führen: 1. Das **Schnittkantennlinear** tritt beim Verschnitt der Transversalschieferungsflächen mit den Schnitt-

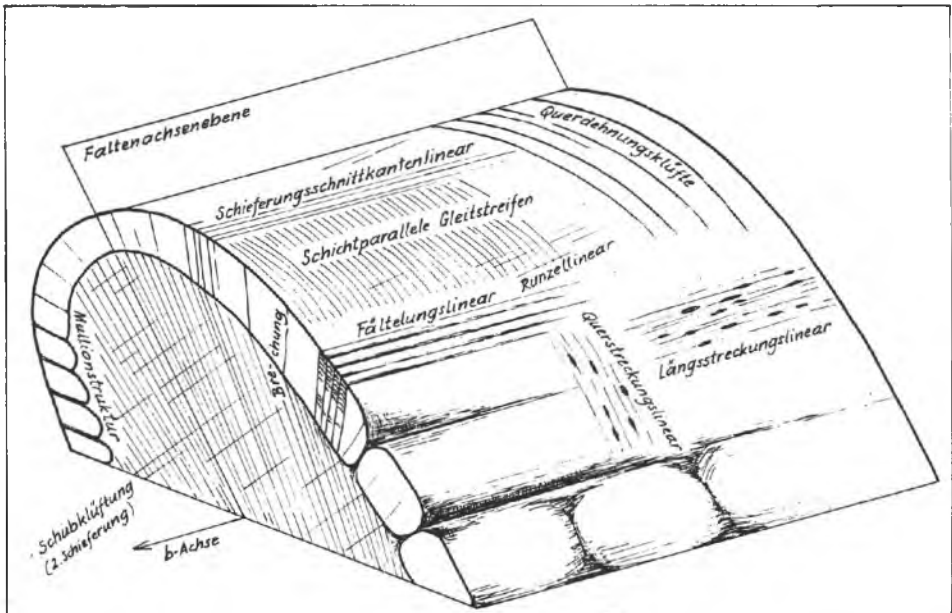


Abb. 109: Die wichtigsten Arten der Lineation und ihre Orientierung im Faltenbau. Nach H.-G. WUNDERLICH, 1968, S. 94, Abb. 81, ergänzt.

1 Schnittlinienlinear; 2 Fältelungslinien; 3 Streckungslinien; 4 Querstreckungslinien; 5 Dehnungslinien; 6 schichtparallele Gleitstreifen; 7 Boudinage; 8 Mullionstruktur.

flächen auf und verläuft in Richtung der Faltenachse. 2. *Fältelungslinear*. In feinschichtigen Serien bewirkt der Durchtritt der Transversalschieferung durch die Schichtflächen häufig eine feine Fältelung in der Achsenlängsrichtung. 3. *Streckungslinear*. Es ist gleich orientiert wie die zuvor genannten Elemente und entsteht bei Auswalzung und Streckung des Materials und der darin eingeschlossenen Elemente (Fossilien, Gerölle, Ooide, Minerale etc.) in Richtung der Faltenachse. 4. *Querstreckungslinear*: Die gleiche Erscheinung wie eben genannt kann bei der gesetzmäßig mit dem Deckentransport verbundenen auftretenden Querbeanspruchung im Sinne von $B' \perp B$ auftreten, nur eben in der Schnittebene zwischen ac-Fläche und Schichtfläche, also quer zum Achsenstreichen orientiert. 5. *Dehnungsfugenlinear*: Beim Auftreten von Dehnungsfugen in der ac-Fläche, also eigentlich engständigen Querluftscharen, kann sich eine ebenso quer orientierte Vorzeichnung auf den Schichtflächen der Falten entwickeln. 6. Schließlich sind in eben dieser Richtung auf den Schichtflächen gelegentlich schichtparallele *Gleitstreifen* markiert, die sich gleich den Harnisch-Streifen durch die bei der Faltung erzwungenen schichtparallelen Bewegungen ergeben (und erst jüngst durch W. PLESSMANN, 1957, S. 296 ff., im Detail und in sich überlagernden, verschieden alten Generationen studiert worden sind). 7. Eine weitere Form der Lineation schließlich stellt das *Runzellular* (Runzelschieferung) dar, als welches ein Schnittkantenlinear zwischen einer ersten und zweiten Schieferung (Schubklüftung) bezeichnet wird (H. BREDDIN, 1962, S. 242). Unter den zahlreichen Arbeiten über Lineation sei als bereits klassisches Werk nur die Abhandlung von E. CLOOS von 1946 hervorgehoben.

Zur *Entstehung* des Haupttypus der *Lineation*, nämlich des Schnittkantenlinears aus Transversalschieferungsfläche und Schichtfläche, haben B. COLOMB & F. ELLENBERGER (1966 a; 1966 b) jüngst einen anregenden Beitrag geliefert, der der klassischen Auffassung der engen Verbindung von Hauptfaltenprägung und zeitlich und richtungsmäßig streng zugeordneter Lineation widerspricht. Es handelt sich um die logische Konsequenz, die sich aus der zeitlichen Einstufung der Schieferung gegenüber der Faltung ergibt und die im vorigen Abschnitt als später, als bereits von der Faltung nur mehr mittelbar abhängiger Akt, als eine „tektonische Anhaltestruktur“ charakterisiert worden ist. Damit ist die daraus resultierende Lineation gleichfalls eine derartige Anhaltestruktur. Die genannten Autoren haben in diesem Sinne die Autonomie der Anlage des Lineationsnetzes (grille des linéations) in regionalem Ausmaß und unabhängig von der richtungsmäßig oft abweichenden Einzelfalte betont. Sie sind allerdings zu weit gegangen, indem sie als Hauptbeispiel für diese Unabhängigkeit zwei Exempel mit einer Anordnung der Lineation senkrecht zur Hauptfaltenachsenrichtung namhaft machten, die aber offenbar den Typus des Querstreckungslinears (siehe oben) darstellen und demnach eben schon genetisch und kausal mit der Hauptfaltung in Zusammenhang stehen ($B' \perp B$). Es wäre also wesentlich zu weit gegangen, hierfür ein „Gesetz der Unverträglichkeit“ (loi d'incompatibilité) zwischen der tangentiellen Großdeformation und der Entstehung des regionalen Lineationsnetzes im Sinne von F. ELLENBERGER (1955, S. 175) aufzustellen. Lineation und Schieferung sind nicht unverträglich mit der Hauptfaltungstektonik, sie stehen nur in einem etwas komplexeren Verhältnis, als bisher angenommen, und sind in zeitlicher Hinsicht eben auch nicht kontemporär, sondern subsequent.

Im Anschluß an die Lineation ist noch die Mullionstruktur zu erwähnen, die letztlich als eine Großlineations-Erscheinung unter enger Pressung, Einengung und Längung des Materials betrachtet werden kann. G. WILSON (1953, S. 118 ff.; 1961, S. 510 ff.) hat sich eingehend mit dieser Struktur, dem hierfür verwendeten Begriff und dessen Herleitung befaßt. Er möchte von der Mullionstruktur (*structures aux meneaus; mullion structures*), die er auf eine entsprechende Strukturprägung im Ausgangsmaterial selbst beschränkt wissen möchte, den ursprünglich als Synonym verwendeten Namen *Stengelstruktur** (*structures aux rouleaux; rodding structures*) abtrennen und für analoge Strukturen in dem dem Muttergestein fremden Material (z. B. Quarzausscheidungen etc.) anwenden. Im deutschen Schrifttum wird über die Mullionstruktur z. B. bei A. PILGER & W. SCHMIDT (1957) berichtet.

e) Kalkalpine Beispiele für die Schieferungsart

Nur im Gebiet der Weyerer Bögen in den östlichen Kalkvoralpen (K. POLL, 1972, S. 27 ff.) und in den gut entblößten Hochgebirgsregionen der westlichen Kalkalpen sind Studien über die Art der Schieferung der großen, tiefjurassischen Allgäuschiefermassen und der Kreideschieferkomplexe durchgeführt worden, und zwar, wie S. 133 näher ausgeführt, dort in Zusammenhang mit der Bestimmung der Vergenzrichtung aus der Lage der Schieferung und Faltung in Beziehung zum großtektonischen Bau. Die Arbeiten von B. ENGELS (1961, Abb. 3, 9, 11; 1970, S. 171 ff., Abb. 3, 4, Taf. 1) geben Zeugnis von der guten Ausprägung dieser ersten Schieferung, der durchgreifenden Transversalschieferung, die dem Hauptfaltenbau zuordenbar ist. Auch die zweite Schieferung in Form der sogenannten Schubklüftung in den westlichen Kalkalpen ist in diesen erwähnten Mergelschieferkomplexen vielfach zu beobachten.

Neue Beobachtungen bringt K. POLL (1972, S. 27 ff.) zur Ausbildung der Schieferung im kalkalpinen Abschnitt der Weyerer Bögen im Grenzgebiet von Ober- und Niederösterreich. Auch hier ist die Schieferung naturgemäß in den tonig-mergeligen Schichtkomplexen der Lunzer Serie und der Gosau am deutlichsten ausgebildet, während die Karbonatgesteine nur von einer weitständigen Schieferung („Schieferungsklüftung“) durchsetzt sind. Interessant ist die Feststellung von K. POLL von einer gewissen Abhängigkeit der Dichte der Schieferung im Karbonatgestein von der Mächtigkeit der Kalkbänke: Bankungsdicke und Schieferungskluft-Abstand kommen einander jeweils etwa gleich. Im relativ starren Hauptdolomit ist hier die Schieferung auf noch weniger Flächen beschränkt („Großschieferung“). Die genetisch der Hauptfaltung zuordenbaren Querfalten weisen eine ihrer regionalen Anordnung nach als „Querschieferung“ (H. POLL, 1972, S. 25) zu bezeichnende Schieferung auf, die aber ebenfalls noch dem gleichen Plan der Hauptschieferung angehört. Auch im Weyerer Raum ist als zweite Schieferung die Schubklüftung anzutreffen (l. c., S. 33), zwar auch parallel zur Längsfaltung, aber senkrecht zur ersten Schieferung einfallend. Diese Schubklüftung tritt in den Stirnpartien der großen Deckenkörper, wohl durch Rückstau, besonders häufig auf.

Eine andere Art der inneren Deformation beobachtet man weitverbreitet in den Aptychenschichten der Westkalkalpen und der östlichen Kalkvoralpen. Hier herrscht keine solche enge und subparallele Transversalschieferung, sondern vielfach eine über

die enge Kleinfaltung hinausgehende intensive linsig-flatschige *Zerscherung*. Diese Gesteine sind durch die enge Zerscherung besonders im Bereich von Überschiebungen fast bis zu einem Mylonit zerrissen, die engständigen Scherflächen durch Kalzitadern in solchen Fällen dergestalt verheilt, daß der neu gebildete Spat volumsmäßig vielfach die Substanz der Aptychenschiefer übertrifft (Frankenfesler Decke unter der Lunzerdecken-Überschiebung).

In den schönen geschwungenen Falten der Karbonatgesteine fehlen die der Achsen-ebene subparallelen engen Bündel von Schieferungsflächen; es läßt sich vielmehr eine undeutliche klüftungssähnliche Durchsetzung von Trennflächen in Meilerstellung, auch in großen Antiklinalen registrieren (vgl. Abb. 95).

4. Faltenstruktur (plissement; folding)

a) Allgemeine Anmerkungen

Die Faltung stellt wohl das universellste und vielfach auch das eindrucksvollste Merkmal alpinotyp geformter Gebirge mit oder ohne Deckenbau dar. H. KRÜMMER (1912, S. 253 ff.) und J. DENNIS (1967, S. 65 f.) gaben eine bis zu N. STENO (1669) zurückreichende historische Betrachtung des Begriffes Faltung. Mit der Faltung und mit den damit zusammenhängenden Erscheinungen hat sich auch das Denken einer Vielzahl von Tektonikern intensiv beschäftigt, eine Unzahl von Publikationen hält den Formtypus, die Geometrie und die Genese der Faltung fest und bringt ihn seit E. DE MARGERIE & Alb. HEIM, 1888, S. 49 ff., in verschiedenartige Systeme, so daß eine Zusammenstellung auch nur der wichtigsten Daten darüber weit den Rahmen einer Studie über Deckenstrukturen sprengen würde. Es können daher im folgenden nur einige wenige als wichtig befundene Gedanken über das Wesen der Faltung angedeutet werden, dann soll anhand von Abbildungen zunächst die Faltennomenklatur wiedergegeben werden, hierauf werden die Faltegliedungsprinzipien nach gleichem kurzem Schema ausgeführt und sollen schließlich einige Beispiele weniger bekannter Falten Typen aus den Kalkalpen Erwähnung finden. Endlich bleiben noch die verschiedenen Typen der Faltenverbände zu behandeln. Auf spezielle Falten Typen wie Gleitfalten, Schleppfalten, Gipfelfalten etc., die für bestimmte deckentektonische Aussagen wesentliche Beiträge liefern, wurde ja schon in verschiedenen Abschnitten dieser Abhandlung eingegangen.

Unter den zahllosen neueren Gesamtübersichten über das Wesen bzw. die Gliederung der Falten Typen sei besonders auf die Arbeiten von K. ALBRECHT (1971), M. BIOT (1961), H. BREDDIN (1963, 1968), S. CAREY (1962), M. FLEUTY (1964), E. HANSEN (1971), E. HILLS (1945), B. HOBBS (1971), S. KIENOW (1942), J. MERTIE (1959), J. RAMSAY (1967), E. SCHROEDER (1965), F. TURNER & L. E. WEISS (1963), E. WHITTEN (1966), G. WILSON (1961) und H. G. WUNDERLICH (1968) verwiesen, um nur einige der wichtigsten Abhandlungen zu nennen. Die Prägung und Regelung des Korngefüges der Falten, die entscheidende Aussagen zur Genese des Verformungsbildes liefern, hat neben schon erwähnten Autoren (z. B. E. HANSEN, J. RAMSAY etc.) in erster Linie I. HARA (1966 a-c, 1967, 1968, 1972) studiert und für die verschiedenen Grundtypen der Falten präzise herausgearbeitet.

Zunächst ist der zuerst von C. VAN HISE (1896 b, S. 204 ff.) ausgesprochene Umstand erwähnenswert, daß Faltung nur im geschichteten Gestein möglich ist und mit zunehmender Feinschichtung die Faltung leichter vonstatten geht. Das Raumproblem bei der Faltung haben in jüngster Zeit ausführlich H. G. WUNDERLICH (zahlreiche Arbeiten über Faltenstereometrie, z. B. 1962 mit Literatur; 1968, S. 87 f.) und H. BREDDIN (1968, S. 359 ff., 379 ff.) erörtert. Dabei ist der Gesichtspunkt erwähnenswert, daß bei der Entstehung einer Biegefalte bei Beginn der Einengung das Volumen der Sattel- und Muldenkerne stetig anwächst und demnach Materialzufuhr vom Hangenden und Liegenden her, aus den Schenkeln der kompetenten und besonders aus den inkompetenten Zwischenlagen der steiferen Schichten erfolgt, um den entstehenden Raum zu füllen. Bei einer Verkürzung des gefalteten Streifens um etwa ein Drittel wird der Höhepunkt in der Volumszunahme der Scharniere erreicht, dann verringert sich wiederum der Raum in den Faltenkernen, bis er schließlich bei isoklinalen Falten wiederum gegen Null konvergiert. In den Faltenkernen entstehen Stauchfalten im inkompetenten Material. Materialverschiebung erfolgt auch durch Lösung im inneren verkürzten Scharnierabschnitt und Wiederabsetzung im äußeren gelängten Scharnierbereich. Im Stadium der fortschreitenden Einengung der Scharniere kann der Volumsschwund außer durch Lösung besonders durch eine innere Gesteinsumgestaltung durch Schieferung, Streckung und Lineation erfolgen, in tektonisch tieferen Stockwerken durch Fließen unter Umkristallisation.

Bezüglich der Faltengenese im alpinotypen Gebirge muß mehr als üblich dem Typus der Biegefalte (Biegescherfalte) Grundbedeutung bei der faltenden Verformung zugebilligt werden. Die an ihr sichtbaren Scherflächensysteme sind ja nur sekundär zugehöriges Forminventar (siehe S. 216) und als solches nicht für die Faltenbildung verantwortlich. Der Typus der echten Scherfalte, also der faltenartigen einschichtigen Zergleitung einer Serie mit mechanisch nicht wirksamer Vorzeichnung, tritt demgegenüber weit in den Hintergrund. H. BREDDIN (1965, S. 221 ff.) hat gegen die weitverbreitete generalisierende Deutung der Entstehung von asymmetrischen Falten durch Scherung Stellung genommen und für bestimmte Typen asymmetrischer Falten (isopache Falten, also Falten mit gleich dicken Schenkeln) scherende Deformation als Agens überhaupt ausgeschlossen, bei anderen in enge Grenzen gewiesen.

Einem anderen, von H. BREDDIN (1965, S. 226) aufgestellten Prinzip, nämlich dem „Gesetz der Konstanz der Faltscharniere“, darf im alpinotypen Deckfaltengebirge nicht uneingeschränkt zugestimmt werden. Diesem Gesetz zufolge können sich Scharniere bei Kniefalten (abgerundete Knickfalten) = Scharnierfalten und bei Knickfalten im weiteren Verlauf der Gesteinsverformung nicht mehr durch Abrollen weiter verlagern, wie dies bei Rundfalten durchaus möglich ist. H. BREDDIN (1965, S. 223, Abb. 10; 1968, S. 387, Abb. 49) lehnt die Bildung der großen Deckfalten im alpinen Gebirge durch die ganz allgemein übliche Vorstellung der Abrollung des Materials um ein wanderndes Scharniergelenk in Form des von ihm dort als „Teppichfaltung“ bezeichneten Vorganges ab und nimmt hingegen an, daß die Deckfalten in erster Linie das Ergebnis einer Einengung quer zu ihren Achsenflächen (Achsenebenen), also im wesentlichen in der Vertikalen darstellen. Dies ist aber bei den großen Deckfalten und Faltendecken der alpinotypen Gebirge mit breiten Dimensionen der einzelnen Strukturen von vielen Kilometern bis zu vielen Zehnerkilometern einfach nicht möglich, in

diesem Fall ist hingegen das Prinzip der Teppichfaltung bzw. Panzerketten-Abrollung evident und durch kein anderes ersetzbar.

b) Faltelement-Nomenklatur

Die Abb. 110 bis 113 vermitteln eine Übersicht über die für die Bezeichnung der Faltelemente und Faltenabschnitte üblichen Begriffe, die hier nicht weiter erläutert zu werden brauchen. Auf Abb. 110 werden die Grundbegriffe aus der klassischen Zeit

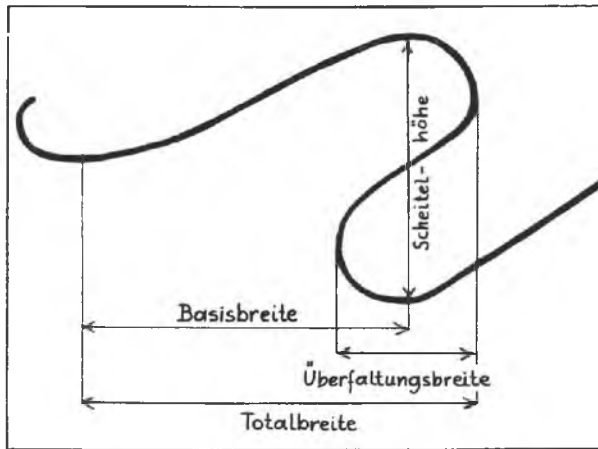


Abb. 110: Die Terminologie der Falten- und Faltendecken-Dimensionen nach MARGERIE & A. HEIM (1888, S. 77, Fig. 96).

der tektonischen Forschung wiedergegeben, gleichermaßen für Falten und Überfaltungdecken anwendbar. Eine gute Übersicht über das Begriffsinventar haben M. FLEUTY (1964) und E. SCHROEDER (1965, Abb. 1 f.) gegeben, H. BREDDIN (1962, S. 242 f.) machte Vorschläge für die Einführung von Symbolen für die einzelnen dort nochmals aufgeführten und definierten Begriffe – vgl. Abb. 111. Der Begriff der Wellenlänge ist entweder im Sinne von H. BREDDIN (1962, S. 243) als kürzester (rechtwinkliger) Abstand zwischen den Achsenflächen zweier Sättel oder Mulden zu messen („reine Wellenlänge“) oder aber besser, da in mehr Fällen anwendbar, im Sinne von E. SCHROEDER (1965, S. 442) zwischen den auf derselben Schichtfläche gelegenen Achsen zweier benachbarter Sättel bzw. Mulden zu ermitteln („einfache Wellenlänge“). Analog wird zur Ermittlung der Amplitude verfahren. Noch universeller zur Kennzeichnung der Dimensionen einer Falte ist der Ausdruck „Spannweite“ nach D. RICHTER (1962, S. 306) als der der halben Wellenlänge entsprechende Abstand zwischen dem Mittel- bzw. Wendepunkt eines Sattels und einer Mulde, dem der Begriff der „Höhe“ zugeordnet ist. Trotzdem können in zahllosen Fällen mit all diesen bisher so definierten Begriffen viele Faltenformen nicht in ihrer Dimension erfaßt werden, etwa konzentrische Falten, Falten mit nicht parallelen Sattel- und Muldenspiegeln und Falten mit zunehmender Vergenz und damit nicht parallelen geraden Achsenflächen, Falten mit

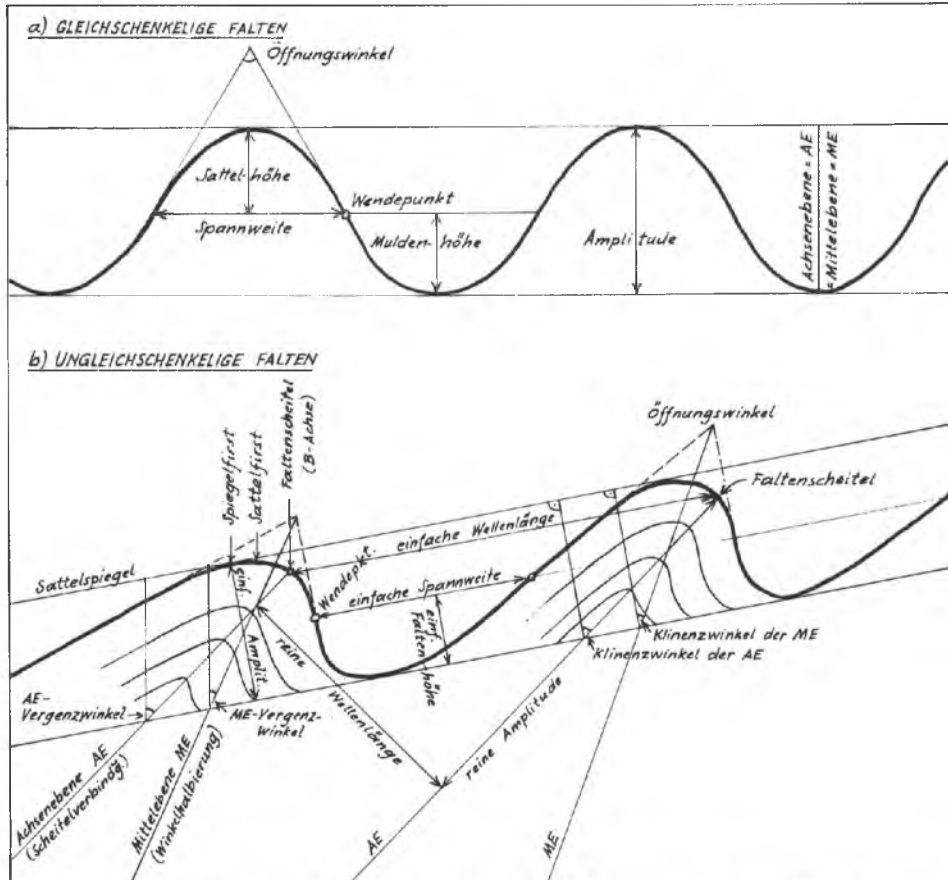


Abb. 111: Die Bezeichnungen der Faltelemente nach E. SCHROEDER, 1965, Abb. 1–2, ergänzt.

gekrümmten Achsenflächen, mit verbogenen Faltenachsen (Abb. 112) etc. Hierfür müssen erst einmal Richtlinien definitorisch festgelegt werden.

Wenigstens für die wichtigsten Faltelemente möge hier auch die französische und englische Bezeichnung wiedergegeben werden – Abb. 113. So wird der Faltschenkel oder Faltenflügel meist mit *flanc* oder *aille* (französisch); *limb* (englisch) übersetzt, wobei man Hangendschenkel (*flanc normal supérieur*; *back limb*, *arch limb*), verkehrten Mittelschenkel (*flanc median*, *flanc renversé*; *fore limb*, *middle limb*, *reverse limb*) und Liegendschenkel (*flanc normal inférieur*; *through limb*) unterscheidet. Das Faltengebölbe bzw. das Scharnier wird mit *charnière*; *bend*, *hinge* übersetzt; Antiklinale oder Sattel als *anticlinale*, *voute*, *selle* (französisch); *anticlinal fold* (englisch); die Mulde oder Synklinale: *synclinal*; *synclinal fold*; der First der Antiklinale als *zuhöchstliegende Zone* bzw. *Linie*: *sommet*, *tête*, *toit*, *arrête anticlinale*, *clef de vouûte*; *crest*, *top*, *crown*, *archbend*; die Muldenumbiegung: *fond*, *arrête synclinale*; *trough*; der Kern von Mulde oder Sattel als Bezeichnung für dessen innere Partien: *noyau*, *cœur*;



Abb. 112: Intensive Verfaltung in den Jurakalken des Rückens der Frankenfelsler Decke unter der Lunzer Decken-Überschiebung, die zu kräftiger Verbiegung der Faltenachsen (Bildmitte) führt. Pielachtal bei Ruine Weißenburg, NÖ.

core; die Faltenhülle als Bezeichnung für die äußeren Partien einer Falte: enveloppe; envelope; das Achseneintauchen: plongement d'axe; pitch oder plunge of the axis – Abb. 114. Über die feineren Unterschiede in den Bezeichnungen der Faltelemente in der englischen Sprache, die oft von Autor zu Autor wechseln, informiert M. FLEUTY (1964, S. 462 ff.) in einer präzisen, im englischen Schrifttum in nomenklatorischer Hinsicht heute allgemein anerkannten Arbeit.

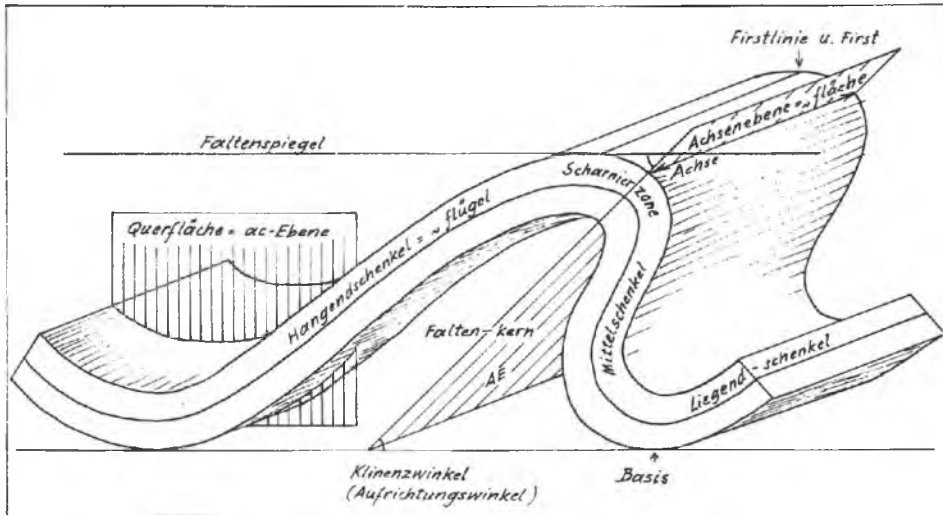


Abb. 113: Die Bezeichnungen für die Faltenabschnitte nach K. METZ, 1967, Abb. 13, ergänzt.

c) Faltengliederungsprinzipien

1. Nach der Mechanik der Entstehung (Abb. 115): Rutschfalte (pli-synsédimentaire; slump-fold): atektonisch als sedimentäre Gleitfalte meist mit starker Achsenstreue entstanden. Beule (voûte; arch): als vertikale Aufwölbungsform, die entgegen dem morphologisch analogen Dom (dôme; dome) durch Hebung des zentralen Teiles unter Zerrung in den Schenkeln und nicht durch konzentrische Einengung unter Pressung in den Schenkeln wie letztgenannte Form entsteht; diese Form ist im allgemeinen bisher nur als Großstruktur beschrieben. Biegefalte bzw. Biegescherfalte (pli de ploiement; flexure fold): Faltung durch seitliche Einengung, kennbar an den Gleitstreifen auf den gekrümmten, Blatt gegen Blatt bewegten Schichtflächen; da die der Achsenfläche subparallele Zerschering ein grundsätzlich mit der Faltung einhergehendes Phänomen darstellt, das allerdings besonders im mittleren großtektonischen Stockwerk deutlicher als an der Oberfläche hervortritt, ist die Bezeichnung Biegescherfalte eigentlich überbestimmt. Als Schieferungsfalten (micro-plis sélectifs; selective micro-folds) wurden von H. BREDDIN & H. FURTAK (1963, S. 215) die zum Unterschied der Haupt-Biegegleitfalten sich erst während des folgenden Vorganges der inneren Deformation und Schieferung herausbildenden Kleinfalten be-



Abb. 114: Faltenachse im eng verfalteten Jurakalk der Frankenselzer Decke bei der Weißenburg im Pielachtal, Niederösterreich.

zeichnet, deren Achsenflächen den Flächen der oft spättektonisch entstandenen Schieferung entsprechen. Der Ausdruck könnte als sinntragende Bezeichnung wohl beibehalten werden, obgleich er ein jüngeres Synonym zum leicht irreführenden Begriff Gleitfalten, S. KIENOW, und zum weitverwendeten Begriff selektive Kleinfalten bildet. Als Scherfalten (plis de clivage; shear folds, cleavage folds) werden Falten bezeichnet, bei denen eine gerade, mechanisch unwirksame Vorzeichnung durch eine nichtaffine, also verzerrende, einscharige Gleitung zu einer Krümmung umgestaltet wurde. Der Faltenotypus tritt im Orogen gegenüber der Biegefalte um ein Bedeutendes zurück. Veraltete Synonyme zum heute üblichen Begriff Scherfalte (B. SANDER, 1930, S. 41) sind etwa die Bezeichnungen Gleitbrettfalte W. SCHMIDT oder Scheinfalte O. MÜGGE.

Als Diapirfalten, Injektiv- oder Durchspießungsfalten (plis diapirs, plis à noyau perçant; diapiric folds) werden Falten bezeichnet, deren Kern auf Grund

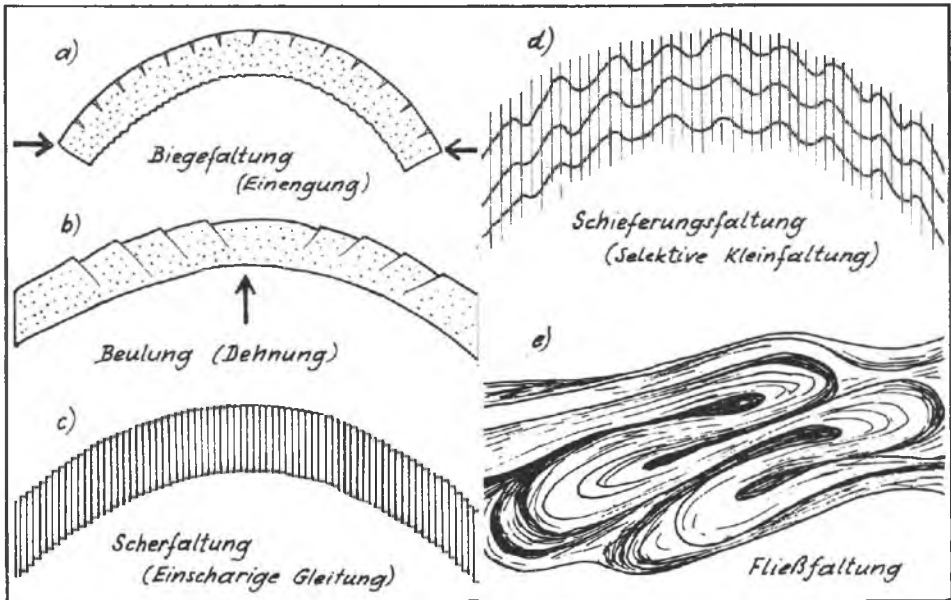


Abb. 115: Verschiedene Möglichkeiten der tektonischen Faltenbildung: a) Beulung unter Dehnung des Materials, b) Biegefaltung unter Materialverkürzung, c) Scherfaltung durch einscharige Gleitung, d) Schieferungsfaltung, e) Fließfaltung. Nach H. CLOOS, 1936, Abb. 147, erweitert.

des plastischeren Verhaltens in Eigenbewegung seine Hülle aufsteigend durchbricht. Fließfalten (plis de fluage; flow folds) schließlich entstehen unter erhöhten p -Bedingungen im tiefen Stockwerk des Orogens und sind durch ihr Fließgefüge ausgezeichnet. Über Schlepffalten (plis rebroussés; drag folds), die unter der Wucht einer höheren Masse passiv und vergent geformt wurden, ist schon S. 119 ff. berichtet worden.

2. Nach der *Vergenz*: Für den schon bei Alb. HEIM verwendeten Begriff Neigung einer Falte hat H. STILLE (1930, S. 379) die heute üblich gewordene Bezeichnung *Vergenz* (*déversement*, regard; face – vgl. historische Anmerkungen bei J. DENNIS, 1967, S. 44) eingeführt. Die Gliederung der Faltentypen nach der Vergenz stellt seit Alb. HEIM, 1878, eines der Hauptprinzipien bei der Faltenypisierung dar. Daß unsymmetrische Falten nicht zugleich vergent sein müssen, wird weiter unten ausgeführt (vgl. Abb. 121). Zum Vergenzbegriff sind einige Erläuterungen vonnöten. Zunächst ist festzuhalten, daß dieser Begriff für verschiedene richtungsbetonte Strukturen verwendet wird, so neben der Faltenvergenz als Schieferungsvergenz, als Überschiebungsvergenz und als Vergenz der Hauptgebirgsstämme. Die Faltenvergenz wird durch den Vergenzwinkel (Vergenzgrad) angegeben, also dem Winkel zwischen der Mittelebene einer Falte (Winkelhalbierende der Schenkel) und der Vertikalen. Allerdings kann man die Faltenvergenz auch durch den Winkel zwischen der Achsenebene (Fläche durch die Scheitellinie der Schichtglieder einer Falte) und der Vertikalen angeben (vgl. Abb. 111), was dann aber angeführt werden muß: die Vergenz der Achsenebene bringt gegenüber Vergenz der Mittelebene die Einseitigkeit von anisopachen Falten besser zum Ausdruck. Will man die Einseitigkeit von vergenzlosen, stehenden, aber ungleichschenkeligen Falten zum Ausdruck bringen, so eignet sich der von R. HOEPPENER (1957, S. 324) aufgestellte Begriff *Klinenz* (*clinence**; *clinence**), besonders in seiner modifizierten Art bei E. SCHROEDER (1965, S. 447) hierfür: Demnach wird als *Klinenzwinkel* der Winkel zwischen Mittelebene und Lot auf den Falten Spiegel verstanden: Falten mit schwacher *Klinenz* haben einen kleinen *Klinenzwinkel*, stark *klinente* Falten weisen einen großen derartigen Winkel auf (Abb. 111).

Einen historischen Überblick über die Entwicklung des Begriffes „Vergenz“ in verschiedenen Sprachen hat G. WILSON (1961, S. 436) gegeben.

Die Reihe von der stehenden bis zur tauchenden Falte und darüber hinaus, wie sie z. B. bereits bei E. DE MARGERIE & Alb. HEIM, 1888, S. 54 f. und im Englischen von R. C. VAN HISE, 1896 a, S. 604 ff.; 1896 b, S. 314 ff. des näheren erörtert worden ist, enthält folgende Typen (Abb. 116): *stehende*, gerade oder aufrechte Falte als Bezeichnung für eine normalstehende Falte (*pli droit*; upright fold), *schiefe oder geneigte Falte* für unsymmetrische Falten mit voneinander wegfallenden Schenkeln (*pli déjeté*; inclined fold), *einseitig-steile Falte* für eine Falte mit einem schrägen und einem vertikalen Schenkel (*pli asymétrique raide*; steep asymmetrical fold) – Abb. 117; *überkippte*, überlagernde Falte für eine überschlagene Falte mit zwei in gleicher Richtung einfallenden Schenkeln, deren Achsenebene aber noch steiler als 45° einfällt (*pli déversé*; overfold, overturned fold); *überstürzte Falte* in Einengung eines bisher (vgl. z. B. E. SUSS, 1886, S. 111) unscharf gebrauchten Ausdruckes für eine derartige überschlagene Falte, deren Achsenebene flacher als 45° liegt (*pli renversé*; overfold, overturned fold); *liegende Falte* (*pli couché*; recumbent fold); *tauchende Falte* (*pli retourné*, *pli plongeant*; plunging fold). Spezielle extreme Formen der tauchenden Falte liegen in der *Nickfalte*, O. WILCKENS (1912, S. 12), *Rollfalte* und in der *Drehfalte*, E. SUSS (1909, S. 605) vor. Bei weiterer Eindrehung kann es zur *Spiralfalte* (*pli spiral*; spiral fold) kommen. Falten, die in bezug auf die regional herrschende Vergenz konträr orientiert sind, werden als *Rückfalten* (*pli en retour*; back-folds) be-

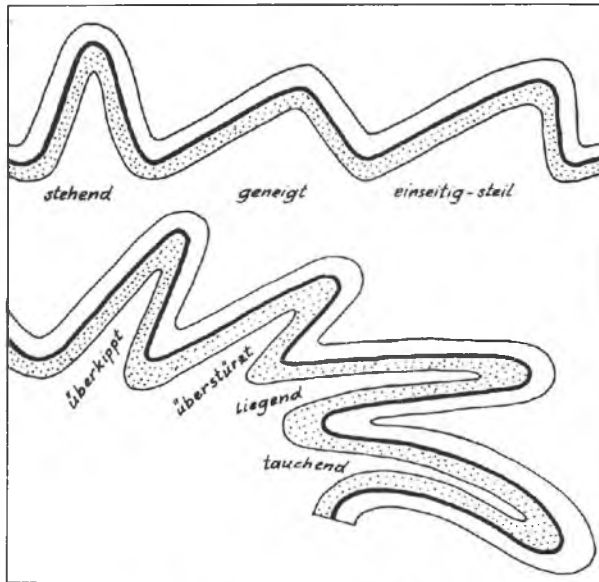
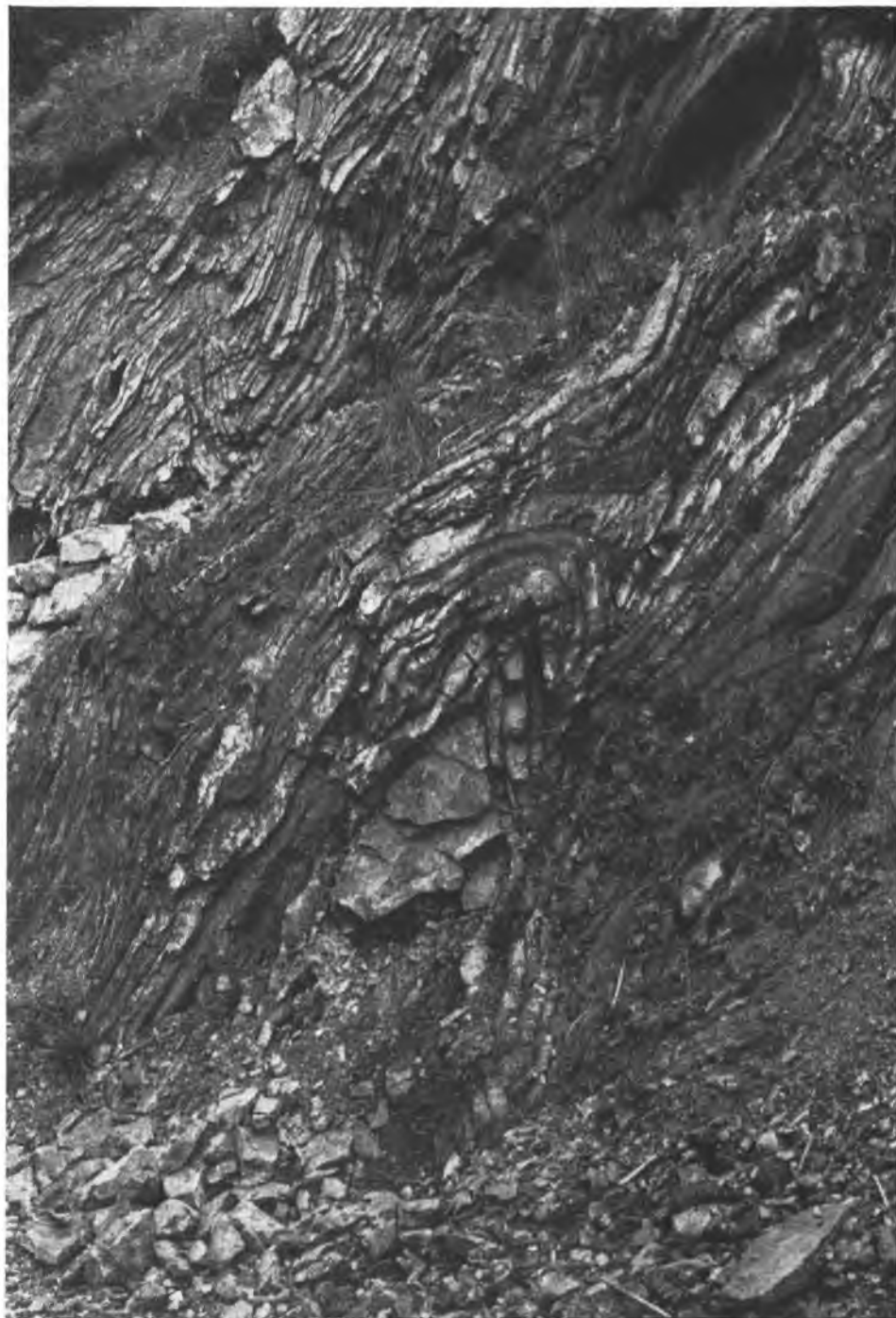


Abb. 116: Faltentypen nach der Vergenz.

zeichnet – siehe S. 98. Schwankt die Vergenz in ein und demselben Gebirgsstreifen zwischen Vor- und Rückfaltung und aufrechter Stellung, so spricht man von „zögernder Faltung“ (vgl. O. WILCKENS, 1912, S. 30).

3. Nach der Größe: Mit E. SCHROEDER (1965, S. 441) könnte man die Falten nach der Größe auf Grund der dort bereits bis 1888 zurückreichenden zitierten Gruppierungsversuche in Falten 1. bis 4. Ordnung gliedern. Jene der 1. Ordnung umfassen Wellenlängen über 10 km und erscheinen im Kartenbild auf geologischen Übersichtskarten. Falten 2. Ordnung mit Wellenlängen von einigen hundert Metern bis einigen Kilometern treten auf geologischen Spezialkarten hervor. Falten 3. Ordnung mit Wellenlängen von über 1 m bis über 100 m sind im Aufschluß und Profilbereich erfaßbar. Falten 4. Ordnung schließlich sind kleiner als 1 m und im Aufschlußteilbereich, im Handstück oder in Dimensionen noch darunter zu beobachten. Naturgemäß liefert die Gliederung nach Größenordnung keine im einzelnen natürlich abgrenzbaren Teilbereiche, so daß es auch durchaus davon abweichende Gliederungen und Bezeichnungen gibt. So trennt z. B. H. BREDDIN (1968, S. 402 ff.) als Grundfalten Wölbungszonen und Undationen mit über 10 km Spannweite von den als „Groß-, Mittel-, Klein- und Mikrofallen“ bezeichneten und als „Spezialfallen“ zusammengefaßten Elementen, in welcher letztgenannter Gruppe dann die Falten mit Kilometer-, Hektometer-Dimension und darunter zusammengefaßt waren. Da erscheint eine Gruppierung in die bei SCHROEDER genannten Größenordnungen günstiger, da sonst allgemein unter Spezialfallen durchaus andere Faltungserscheinungen verstanden werden. Daneben haben sich lokale Größenbezeichnungen für verschiedene Faltentypen eingebürgert, wie etwa das Beispiel „Deckfalte“



für riesige liegende Falten im Kilometerbereich, aber unterhalb der „Faltendecken“-Größe, also unterhalb der 5 km Überfaltungswerte, zeigt.

4. Nach der *Länge*: Je nach dem raschen oder langsameren beiderseitigen Abtauchen der Faltenachsen kommen mehr rundliche oder mehr langgestreckte Faltenformen zustande. Für mehrweniger kreisförmige Aufwölbungen mit umlaufendem Streichen wird im Deutschen bei Strukturen mit Einengungserscheinungen die Bezeichnung *Dom* oder *Kuppel* (*dôme, coupole; dome, periclinal structure*) verwendet, während eine isometrische Aufwölbung durch Aufdehnung des Zentrums – etwa über einem Salzstock – als *Beule* (S. 227) bezeichnet wird. Das Gegenstück zu *Dom* bildet die *Schüssel* oder *Wanne* (*cuvette; structural basin*). Kurze Anti- und Synklinalen mit einem Achsenverhältnis 1:2 bis 1:5 werden *Brachyantiklinalen* und *Brachysynklinalen* genannt. Erst die sich in der Längsrichtung darüber hinaus erstreckenden Falten sind als *Normalfaltentypen* zu bezeichnen.

5. Nach dem *Krümmungsradius* (vgl. bes. H. BREDDIN, 1968, S. 349, Abb. 16) – Abb. 118: Nach der Größe des Krümmungsradius der Scharniere kann man

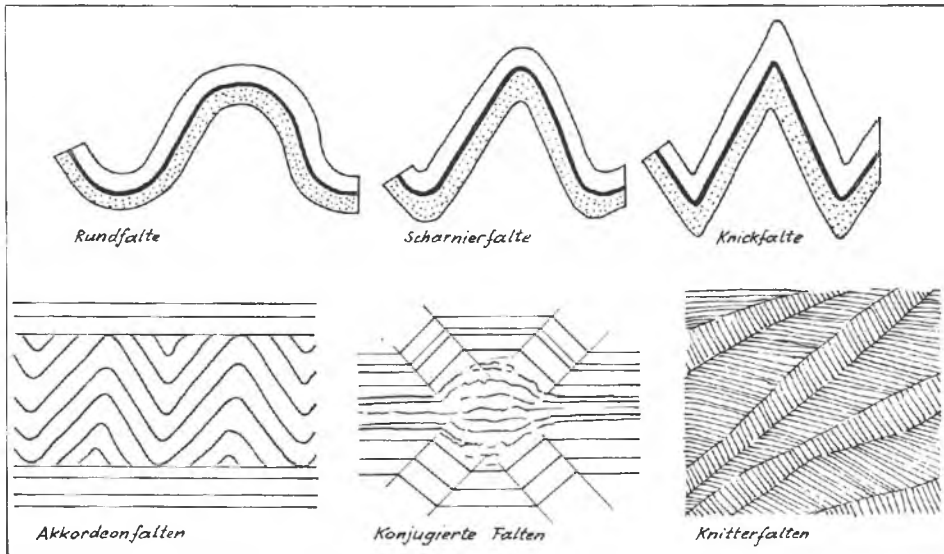


Abb. 118: Faltentypen nach dem Krümmungsradius.

folgende Typen unterscheiden: *Rundfalte* (*pli en voûte; curvilinear fold, Sondertyp: semicircular fold*) mit breit gerundeten Rundsätteln und Rundmulden, wobei bei derartigen Falten meist die gekrümmten Schichten überwiegen oder im Minimum noch ein Drittel des Schichtbestandes gekrümmt erscheint (H. BREDDIN, l. c., S. 424); *Scharnierfalte* (*pli subangulaire; subangular fold*) mit nur schmaler Scharnier-

Abb. 117: Beispiel von einseitig-steilen und geneigten, engen, vergenteten Falten im mobilen Radiolarit der Holzgauer Mulde der Lechtaldecke bei Dürnau im Lechtal, Tirol.

zone und überwiegenden ebenen Schichten in den Schenkeln – Abb. 119 – sowie **Knickfalte** (pli en chevron; kink fold, zig-zag fold, chevron fold, angular fold) mit scharfem Knick der ebenen Schenkel in den Scharnieren. Hierbei wird der Begriff **Akkordeonfalten** (pli en accordeon; accordion fold, concertina fold) vorzüglich dort angewendet (Abb. 118), wo eine Spitzfaltenschar oder Scharnierfaltenschar in tektonischer Diskordanz in ruhig gelagerten Serien steckt – vgl. J. DENNIS, 1967, S. 67 f. Kleinräumige, unregelmäßige Knickfalten werden als **Knitterfalten** (plis de froissement; crumpling folds) bezeichnet (Abb. 118). An paarigen parallel verlaufenden Knickflächen auftretende einander zugeordnete Knickfalten werden als **konjugierte Falten** (plis conjugués; conjugate folds, M. JOHNSON, 1956, S. 346) bezeichnet. Die Benennung **Kniefalte** ist für eine Scharnierfalte im Sinne von E. SCHROEDER (1965, S. 443) nicht zulässig, da ja unter Kniefalten nur Falten mit rechtwinkelig stehenden Schenkeln zu verstehen sind und daher Scharnierfalten den allgemeineren Begriff darstellen. Die Unterscheidung dieser Typen gewinnt dann besondere Bedeutung, wenn das Gesetz der Konstanz der Faltenscharniere von H. BREDIN (1965, S. 224 ff.; 1968, S. 383 ff.) Gültigkeit hat, da dann bei Scharnier- und Knickfalten das Scharnier nach seiner ersten Anlage endgültig festgelegt und nicht mehr verschiebbar ist, während bei Rundfalten ein Weiterrollen des Scharniers gut möglich wäre.

6. Nach der **Breite**: Nach dem Verhältnis von Wellenlänge zur Amplitude kann man **schmale, normale und breite Falten** unterscheiden (pli étroit, normal et large; narrow, normal and broad fold).

7. Nach dem **Öffnungswinkel** (Abb. 120): Hier lassen sich zwei Untergruppen abteilen, und zwar solche mit parallelen und solche mit nicht parallelen Achsenflächen. In der Gruppe mit parallelen Achsenflächen gibt es folgende Typen: **flache Falten**; **rechtwinkelige Falten** (Kniefalte; pli en genou; knee fold) – bei vertikaler und horizontaler Schenkelanordnung als **Stuhlfalte** (pli en chaise; chair fold) bezeichnet; **spitze Falten** und schließlich die durch parallele Faltenschenkel gekennzeichneten **isoklinale Falten**, Alb. HEIM, 1878 (pli isoclinale; isoclinal fold, carinate fold, B. WILLIS, 1893, S. 221). O. AMPFERER (1931, S. 641) hat derartige isoklinale Falten mit vollkommen parallelen und aneinander liegenden Schenkeln als **Schließfalten** bezeichnet. Einen Spezialtypus der spitzen Falte stellt die aus horizontalem Schichtverlauf mit spitz aufeinander zulaufenden Schenkeln aufgesetzte **Mitrafalte** (pli mitre; mitre fold) E. S. HILLS (1963, S. 240) dar. Sondertypen bilden die von H. STILLE (1917, S. 90, 100 etc.) ausgegliederten **ejektiven Falten** mit schmalen steil aufstrebenden „Stülpstätteln“ und breiten mit ebenen Böden eingesenkten „Breitmulden“ und die **dejektiven Falten** umgekehrter Formung mit Breitsätteln und Stülpmulden. **Girlandenförmige Falten** mit breit gerundeten Mulden und spitz geknickten Antiklinalen heißen **Girlandenfalten** (pli en guirlande; cusped folds), die umgekehrte Form wird als **Arkadenfalte** (pli arcade; arcade fold) bezeichnet.

Folgende Begriffsreihe ergibt sich bei dem Versuch einer exakten Abgrenzung von Faltenotypen nach dem Öffnungswinkel, wenn man die Begriffe aus dem englischen Schrifttum übernimmt (vgl. M. FLEUTY, 1964, S. 470 f.): Schwache Falten (gentle folds) mit Öffnungswinkeln über 120°, offene Falten (open folds) mit Winkeln zwischen



Abb. 119: Scharnierfalten im Jurakalk der Frankenfeser Decke im Pielachtal, Niederösterreich.

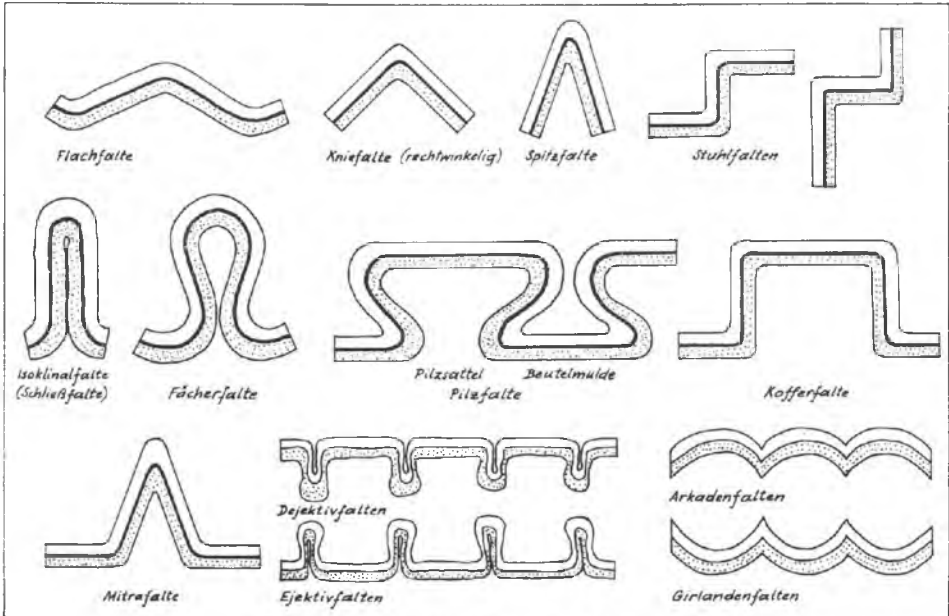


Abb. 120: Faltentypen nach dem Öffnungswinkel.

100° und 70°, geschlossene Falten (closed folds) mit 70° bis 30°, Engfalten (tight folds) mit Winkeln kleiner als 30°, Isoklinalfalten (isoclinal folds) mit parallelen Schenkeln, d. h. einem Öffnungswinkel von null Grad.

Die zweite Gruppe mit nicht parallelen Achsenflächen umfaßt Formen wie die seit H. DE SAUSSURE (1803, vol. 3, S. 74) in ihrer Struktur erkannte Fächerfalte (pli en éventail; fan fold) mit zugehöriger Beutelmulde (synclinal en bourse; pouch syncline), die noch extremer entwickelte, breitere, bivergente Pilzfalte (pli en

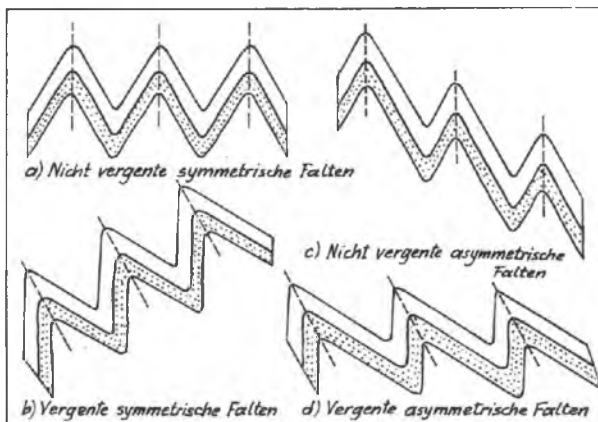


Abb. 121: Faltentypen nach der Schenkelsymmetrie nach H. BREDDIN, 1962, Abb. 1.

champignon; mushroom fold) mit Pilzsattel und Pilzmulde und die den bezeichnenden rechteckigen Querschnitt aufweisende Kofferfalte (pli coffré; box-fold). Die beiden erstgenannten Typen werden im Abschnitt über deckentektonische Mimikrytypen S. 335 ff. ausführlich anhand kalkalpiner Beispiele behandelt.

8. Nach der Schenkelsymmetrie (Abb. 121) kann man gleichschenkelige bzw. symmetrische und ungleichschenkelige bzw. unsymmetrische Falten unterscheiden. Der Begriff der Asymmetrie einer Falte darf nicht, wie H. BREDDIN (1962, S. 239, Abb. 1 und später) wiederholt betont hat, mit Vergenz gleichgesetzt werden. Es gibt einerseits z. B. stehende asymmetrische Falten mit vertikaler Achsenebene, die demnach nicht vergent sind, und andererseits auch vergente symmetrische Falten, deren Schenkel symmetrisch zu der geneigten Achsenebene liegen – Abb. 122. Ausgesprochene vergenzanzeigende asymmetrische Falten stellen die Schlepplalten (plis rebroussés; drag folds) mit langem ansteigendem und kurzem absteigendem, häufig überkipptem Schenkel dar, die im Zusammenhang mit der Vergenzbestimmung S. 119 ff. schon eingehend besprochen worden sind. Ist die Entstehung durch Schleppung unsicher, so ist hierfür der neutralere Ausdruck galoppierende Fältelung, E. SUSS (1905, S. 722), oder der Begriff Parasitär falten (plis parasit; parasitic folds) verwendet worden. Für die dem allgemeinen Bewegungssinn im verkehrten Schenkel einer Großfalte gegenläufigen, doppelt überkippten schlepplaltenförmigen Spezialfalten hat H. BREDDIN (1968, S. 395) die Bezeichnung langüberkippte Spezialfalten – im Gegensatz zu den normal gelagerten „kurzüberkippten Spezialfalten“ – eingeführt.

Die Entstehungsart und die Begriffsherleitung bezüglich der Parasitär falten wurde von G. WILSON (1961, S. 506) diskutiert. Eine spezielle Type von Parasitär falten, bei der die Falte im Streichen rasch an Ausmaß gewinnt und wieder abnimmt, so daß die Faltenachsen zunächst divergieren, dann wieder konvergieren und der kurze Mittelschenkel der Falte im Streichen rasch an Bedeutung, Neigung und Mächtigkeit schwankt, wurde von F. MENDELSON (1959, S. 234) als pod-fold (pli en gousse, G. WILSON, 1961, S. 508) bezeichnet, was zu deutsch Schotenfalte* bedeutet – vgl. Abbildung hierzu bei G. WILSON (1961, Taf. 2, Fig. B).

9. Nach den Mächtigkeitsverhältnissen in Schenkeln und Scharnier (Abb. 123): Beide stets gegenübergestellte Grundtypen von konzentrischen Falten (ehem. als parallele Falten bezeichnet) und von kongruenten Falten wurden zuerst von C. R. VAN HISE (1896 a, S. 600; Abb. 103) ausgegliedert und benannt. Unter konzentrischen Falten (plis concentriques, plis parallèles; parallel folds, C. R. VAN HISE, 1896 a, S. 600; 1896 b, Abb. 4 – concentric folds, C. K. LEITH, 1923, S. 174) versteht man Falten, deren Schichtmächtigkeit in einzelnen vertikalen Etagen der Falte gleichbleibt, wodurch der Krümmungsradius entsprechend wechseln muß (Abb. 123). Zwingend ergibt sich aus dieser Anordnung, daß ein derartiger Faltenotypus nicht weit nach oben und unten hin fortsetzen kann. Bei kongruenten Falten (plis semblables; similar folds, C. R. VAN HISE, 1896 a, Abb. 103; 1896 b, Abb. 5) hingegen setzt sich die Faltenform in gleicher Art und Größe gegen unten und oben hin ohne theoretische Grenze fort, indem eine Anpassung durch Mächtigkeitsänderungen in Scharnier und den ausgedünnten Schenkeln ermöglicht wird (vgl. hierzu J. G. RAMSAY, 1962). H. BREDDIN & H. FURTAK (1963, S. 212 und Abb. 5) haben als



Abb. 122: Vergente symmetrische Falten im Jurakalk der Franckenfelsen Decke im Pielachtal, Niederösterreich.

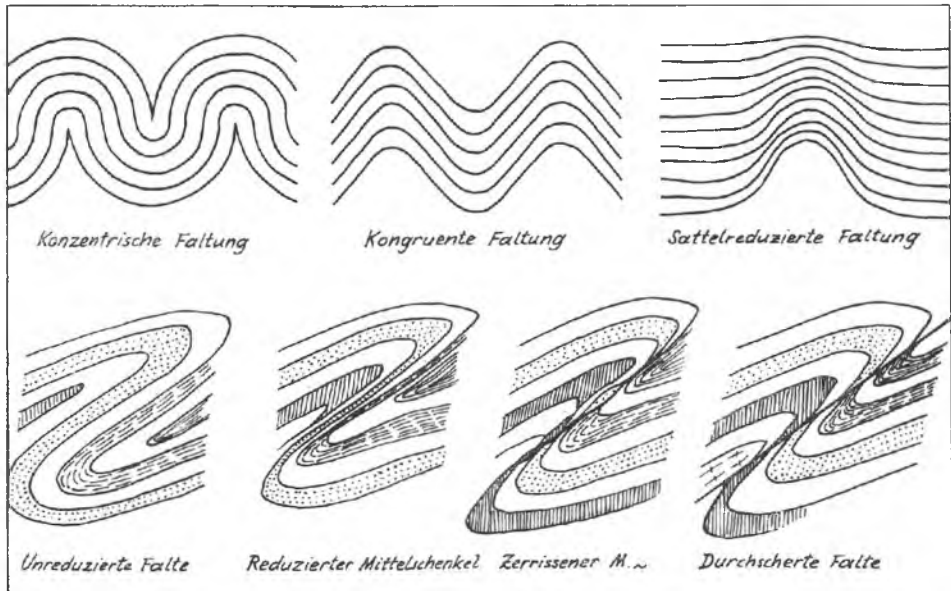


Abb. 123: Faltenarten nach den Mächtigkeitsverhältnissen in Schenkel und Scharnier.

Untertypen von kongruenten Falten noch jene mit gleicher Dicke der beiden Schenkel (*isopache Falten*) und ungleicher Schenkeldicke (*anisopache Falten*) unterschieden. Als weiterer, seltener Typus sind *sattelverdünnte* (sattelreduzierte) Falten* (*plis anticlinaux à charnière réduite*; *supratenuous folds*, C. M. NEVIN, 1931, S. 47, 191) unterschieden worden, bei denen gerade in den Antiklinalen die Schichten reduziert sind, was aber bei Faltung über Diapiren nicht selten sein mag. Ein wichtiges Einteilungsprinzip innerhalb dieser Gruppe stellt das Ausmaß der Reduktion bei vergentem und asymmetrischen Falten dar: Die sich heraus ergebende Formenreihe von der normalen, nicht reduzierten Falte (*pli à flancs d'épaisseur constante*; *overfold with equal limbs*) über die reduzierte Falte (*pli étiré*; *overfold with reduced middle limb*) mit ihrem verdünnten Verkehrt-schenkel über die laminierte Falte (*pli laminé*; *overfold with local relicts of a middle limb*) mit dem bereits stark verquetschten Verkehrt-schenkel zur durchscherten Falte (*pli faillé*; *faulted overfold*) mit vollkommen verlorengegangenem Mittelschenkel und dem daran anschließenden Stadium der Faltenüberschiebung (*chevauchement cassant*; *break thrust*) ist bereits im klassischen Werk von E. DE MARGERIE & Alb. HEIM (1888, S. 65 ff.) eingehend behandelt worden.

Schließlich könnte man bei Betrachtung von Falten nach ihren gegenseitigen Symmetrieverhältnissen auch noch die so vielfältig auftretende *disharmonische Faltung* (*pli disharmonique*; *disharmonic folding*) erwähnen, bei welcher übereinanderlagernde Schichtanteile meist materialbedingt eine ganz verschiedenartige Faltung erleiden (vgl. C. R. VAN HISE, 1896 a, S. 661, Abb. 135). Gegenüber den aus kompetenten, also festeren und für die Formung maßgebenden Schichtpartien ge-

bildeten kompetenten Falten weichen die in den weicheren Lagen dazwischen disharmonisch gebildeten inkompetenten Falten in ihrer Form oft bedeutend ab. Disharmonische Faltung ist weit verbreitet, führt bei großräumigen Materialunterschieden zu einer Art Stockwerktektonik in engerem Rahmen und hat in der Literatur schon häufig ihre Würdigung gefunden. Der Begriff „disharmonie de plissement“ wird von M. LUGEON (1900, S. 448) in der französischen Literatur eingeführt, später von E. HAUG, 1907, S. 216 f., Abb. 77 (pli disharmonique), verwendet und hat in der deutschen Literatur zunächst unter der Bezeichnung unharmonische Faltung (A. BUXTORF, 1916, S. 249; F. X. SCHAFFER, 1916, S. 133 und Abb. 169) Eingang gefunden, während später seit H. STILLE (1917, S. 106) die Form „disharmonisch“ üblich geworden ist. Ein Typus dieser disharmonischen Faltung ist etwa in der Stauchfaltung (plissement de serrage; knock folding) gegeben, bei der das in die Sättel und Muldenscharniere gepreßte Material zwischen den dicken kompetenten Lagen eine durch kräftige Pressung bedingte intensive eigene Faltung aufweist oder in der ursprünglich durch J. SEDERHOLM (1907, 1913) an Migmatiten abgeleiteten pygmatischen Faltung oder Gekrösefaltung (plissement pygmatique; pygmatic folding), worunter man eine kleinmaßstäbige, enge und intensive Faltung einer festeren Lage im weicheren Gestein versteht.

10. Nach der Achsenlage: Für Falten mit flachlagernden oder mäßig geneigten Achsen gebraucht man keine eigene Bezeichnung. Bei einem steilen Achsen-einfallen (plongement; pitch, plunge) von über 60° verwendet man bei kleinmaßstäbigen Formen die Bezeichnung Steilfalte* (pli à plongement axial raide; fold with steep axis), bei großräumigen, oft viele Kilometer breiten steilen Faltenstrukturen – die man gegen unten hin durch eine Spannweite im Hekto- bis Dekameterbereich abgrenzen könnte – wird nach B. SANDER (1914, S. 236 ff.) die Bezeichnung Schlingenbau (structure en boucles; loop structure) verwendet. Eine Übersicht über die verschiedenen Arten der Genese des Schlingenbaues, primär steile Bildung oder sekundäre Aufrichtung von flachem Faltenbau sowie über die historische Entwicklung des Begriffes bis zu K. SCHMIDT, 1964, wurde vom Verfasser jüngst (1972 d, S. 122 f.) gegeben. Wird eine Falte um ihre Achse verdreht, so daß die Striierung der Oberfläche gewundene Anordnung zeigt, kann man von einer Torsionsfalte (pli tordeu; torsion fold) sprechen – vgl. z. B. O. WILCKENS, 1912, S. 56.

Beispiele für Schlingentektonik aus verschiedenen Regionen der Erde werden bei G. WILSON (1961, S. 507) angeführt.

11. Nach der regionalen Streichrichtung: Nach der Streichrichtung der Faltenachsen in bezug auf die Gesamterstreckung der Hauptelemente des Gebirgszuges kann man Längsfalten (plis longitudinaux; longitudinal folds), Schrägfalten (plis diagonaux; diagonal folds) und Querfalten (plis transversaux; cross-folds, C. R. VAN HISE, 1896, S. 627) unterscheiden. Über die fünf Methoden der Ermittlung der Faltenachsenlage in schlecht aufgeschlossenem Gebiet hat B. ENGELS (1959, S. 54 ff.) berichtet. Die Längsfaltung steht in direktem Zusammenhang mit der Einengung des Gebirges quer zur Streichrichtung, mit der im großen ebenfalls im Streichen angeordneten Deckengliederung. Bei mehrphasigem Geschehen werden wiederholt Längsfaltenzüge in den einzelnen Teilzyklen geprägt. Die Querfaltenbildung stellte lange ein schwieriges Problem in bezug auf Alter und Ursache dar.

Gerade in den Ostalpen war ja lange Zeit durch O. AMPFERER, F. HERITSCH und K. LEUCHS eine selbständige, späte orogene Bewegungsphase angenommen worden, in der die Querfaltung unabhängig von den älteren Längsfalten gestaltet worden sei, noch 1939 a, S. 205, wurde von O. AMPFERER die „Selbständigkeit und Großartigkeit dieser gegen Westen gerichteten jüngeren Bewegungsflut“ in den Ostalpen hervorgehoben. Vielfach war früher auch die Meinung verwurzelt, daß als Ursache der Querfalten lokale Hindernisse, seitliche Hemmungen durch Rahmen etc. angenommen werden müßten (vgl. W. STAUB, 1925; F. KAISIN, 1936, S. 92 u. a.) oder aber man hatte keine Erklärung für die Querfaltung bereit (H. CLOOS, 1936, S. 193, mit älteren Literaturangaben). Eine Reihe von Arbeiten aus neuerer Zeit, namentlich jene von M. RICHTER, 1958, W. PLESSMANN, 1961, und A. TOLLMANN, 1962 b, hat zur Erkenntnis beigetragen, daß durch die Plättung der großtektonischen Einheiten während der Orogenese Materialüberschuß nicht nur in der Transportrichtung, sondern auch in Richtung quer darauf, also in der Längsrichtung der Gebirgszone entsteht und daß dieser Überschuß nicht nur im Kleingefüge sich als $B' \perp B$ im Sinne von B. SANDER äußert, sondern auch zur Ausbildung kräftiger und großer Querfalten führt, die streng kausal und gesetzmäßig an die mit Längsfaltung verbundene Transport- und Einengungstektonik anschließen. Die Querfaltung äußert sich demnach jeweils als noch gleichzeitig oder aber schon überprägend gegenüber der zugehörigen Längsfaltung. Bei Wirksamkeit mehrerer orogener Phasen mit verschiedenen, voneinander abweichenden Haupt-einengungsrichtungen finden wir in der Analyse dann grundsätzlich jeweils das entsprechende Längsfaltensystem mit dem gekoppelt dazu entwickelten Querfaltengitter. In den tieferen Stockwerken des Orogens kann der Quermaterialüberschuß sogar solche Bedeutung erlangen, daß die Längsfalten von den Querfalten überwältigt werden.

12. Nach der Sockelbeteiligung: Aus dem französischen Schrifttum stammt die Unterscheidung von Falten, die auf ein abgesichertes oberes tektonisches Stockwerk im Sediment beschränkt sind und daher als Deckgebirgsfalten (*pli de couverture*, E. ARGAND; *peel folds*) bezeichnet werden, und jenen Falten, in deren Kern das mitgefaltete Sockelmaterial eingreift und die man als Mischgebirgsfalten* (*pli de revêtement* – vgl. P. FALLOT, 1953, S. 161) bezeichnen müßte. Der naheliegende deutsche Begriff Grundfalten beinhaltet gleichzeitig die Vorstellung eines ganz bedeutenden, den Zehnerkilometer überschreitenden Ausmaßes, so daß eine solche Übersetzung nicht präzise wäre.

13. Nach der Schichtlagerung: Je nachdem eine aufrechte oder eine verkehrte Serie von der Faltung betroffen wird, verwendet man für die dabei entstandenen Faltenstrukturen verschiedene Bezeichnungen. Sattel und Mulde in der normalen Serie werden, wie bereits vielfach erwähnt, als Antiklinale und Synklinale bezeichnet. Das Pendant in der Verkehrtserie heißt Antiform bzw. Synform, eine Bezeichnung, die auf E. BAILEY & W. Mc. CALLIEN (1937, S. 80) zurückgeht – vgl. J. DENNIS (1967, S. 2). Die Form selbst ist ja schon seit vorigem Jahrhundert bekannt und z. B. durch Alb. HEIM als falscher Sattel und Mulde bzw. von O. WILCKENS, 1912, S. 17, als (Pseudosattel und) Pseudomulde bezeichnet worden, der Name Antiform wurde erst in jüngster Zeit eingebürgert. Er war im deutschen Schrifttum bis vor einem Jahrzehnt noch ungewohnt, vgl. W. PLESSMANN, 1959, S. 518, im Englischen aber zu dieser Zeit (vgl. G. WILSON, 1961, S. 444) an Stelle des Begriffes „falsche Mulde“

(faux synclinal; inverted synclinal) bzw. „falscher Sattel“ durchaus schon im Gebrauch.

14. Nach der Regelmäßigkeit des Aushaltens des Faltenquerschnittes in der Längserstreckung könnte man die Falten im großen gesehen in die Hauptgruppe der zylindrischen Falten (plis cylindriques; cylindrical folds – vgl. G. WILSON, 1967, S. 182 ff.) mit einem über das gesamte Faltenstreichen hin anhaltenden gleichmäßigen Querschnitt mit monoklonaler Symmetrie von den nichtzylindrischen Falten (plis non-cylindriques; non-cylindrical folds) unterscheiden, bei denen der Faltenquerschnitt in der Längsrichtung der Falten in verschiedenem Maß wechselt. Zu letzteren gehören z. B. konische Falten (plis coniques; conical folds – vgl. WILSON, 1967, S. 198 ff.), Schotenfalten* (plis en gousse, G. WILSON, 1961, S. 508; pod-folds, F. MENDELSON, 1959, S. 234) mit raschem An- und Abschwellen des Faltenkörpers, Kulissenfalten (plis en échelon; folds en échelon, J. CAMPBELL, 1958, S. 448 ff. – vgl. S. 260), unbeständige Falten (plis inconstants; inconstant folds, P. CLIFFORD et al., 1957, S. 6 f.) und schließlich vollkommen irreguläre Falten (plis irreguliers; irregular folds) – vgl. J. MERTIE (1959, S. 96 ff.), M. FLEUTY (1964, S. 472 ff., 478 ff.) etc.

15. Nach der Vollständigkeit der Ausbildung (Abb. 124): Die im Verkehrtchenkel reduzierten Falten sind im Absatz 9 besprochen worden. Hier sollen uns kurz die in der Längsrichtung teils primär, teils sekundär halbierten Faltenzüge beschäftigen. Die primär nur halb entwickelte Falte, die aus einer kurzen, faltenartigen Unterbrechung eines regelmäßig gelagerten Schichtpaketes besteht, wird nach H. BREDDIN (1968, S. 415) als Monoklinalfalte (pli monoclinale; monoclinale

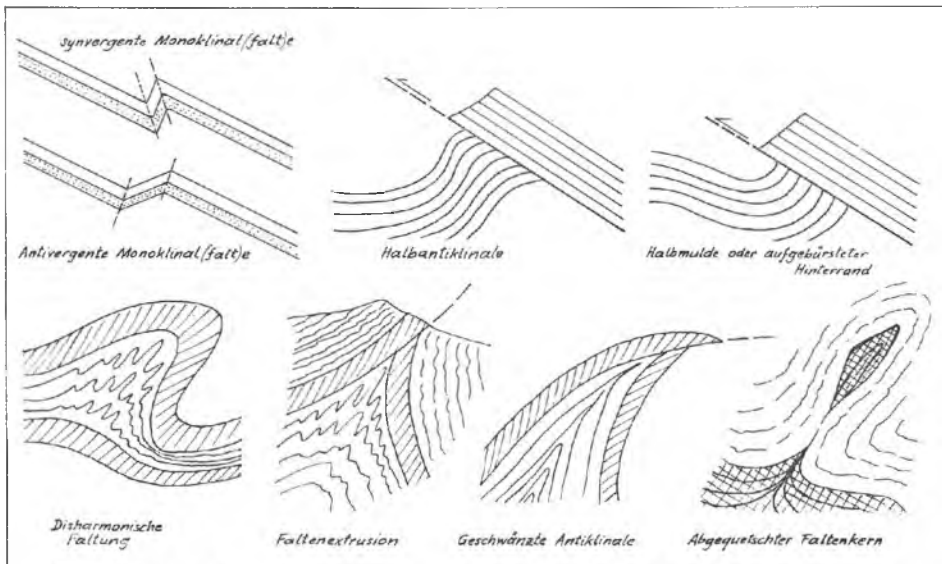


Abb. 124: Faltenarten nach der Vollständigkeit der Ausbildung oder Erhaltung.

fold) bezeichnet. Sie besteht nur aus einem Sattel und einer Mulde, die kurzfristig die ruhige Schichtlagerung unterbrechen. Man könnte im Sinne von H. BREDDIN noch *synvergente* (Achsenenebene in gleiche Richtung einfallend wie Schichtflächen) und *antivergente* (Achsenenebene entgegengesetzt fallend wie Schichtflächen) *Monoklinalfalten* unterscheiden. Tritt eine solche kurzfristige Faltung in einer flach lagernden Schichtfolge auf, wobei die Faltung auf Einengung zurückgeht, so spricht man von *Monokline*. Von dieser unterscheidet sich die oberflächlich ähnlich aussehende *Flexur* (flexure; flexure), die von manchen Autoren wie R. HOEPPENER (1956, S. 268) damit zusammengeworfen worden ist, eindeutig durch ihren Charakter der Auslängung, der Zerrung, der in der Verdünnung der abgebo-genen Schichtfolge der flachlagernden Tafel zu erkennen ist, während der abgebo-gene Teil der Monokline zumindest gleich dick bleibt, wenn er nicht durch die Faltung und Einengung direkt verdickt wird.

Die andere Art der unvollständigen, in Längsrichtung gleichsam halbierten Faltenzüge stellt jene der *Halbfalten* (demi-plis; half-folds), also der *Halbantiklinalen* und *Halbsynklinalen* dar (Abb. 124). Bereits F. F. HAHN (1914, S. 123) verwendet den Begriff *Halbmulde*. Es handelt sich um sekundär durch Überschiebungsmassen im hinteren Abschnitt der Länge nach abgequetschte, abgestutzte Antiklinalen oder Mulden, bei denen unter der Wucht der auffahrenden Schubmasse die einwärts gelegene Strukturhälfte bis zum Kern der Falte abgesichert und tektonisch entfernt wurde, so daß nur der eine Flügel entlang der überschobenen Schuppe oder Decke hinzieht. In neuerer Zeit sind derartige Strukturen besonders aus den niederösterreichischen Kalkvorpalen durch A. TOLLMANN (1966 a, S. 193) und P. STEINER (1968, S. 72) beschrieben worden.

Als weitere Typen tektonischer Reduktion und Umgestaltung seien anhangsweise hier noch die *extrusiven Falten* genannt, bei denen die Schenkel der kompetenten Schicht unter Abscherung einander lokal überschieben und das inkompetente Material in den Kern vorwärtsgepreßt wird. Es sei die von F. KAISIN (1936, S. 261, Abb. 3, 5) in Anlehnung an einen belgischen Bergmannsausdruck („queueés“) als geschwänzte Antiklinale (anticlinale queueé, queueé; tailed anticline) bzw. geschwänzte Synklinale bezeichnete Extrusionsform erwähnt, bei der der Antiklinalkern mit oder ohne Durchscherung des äußeren Faltscharnieres schwanzförmig nach vorne ausgezogen vordringt. Es seien außerdem die bereits von E. DE MARGERIE & A. HEIM (1888, S. 60) dargestellten *abgequetschten Antiklinal- und Synklinalkerne* (noyau anticlinal et synclinal détaché; detached arch and trough core) in Erinnerung gerufen, bei denen das Sattel- und Muldeninnerste von Fächerfalten durch die pressenden Flanken ganz von der zugehörigen Basis abgesichert ist bzw. Jungschichtenanteile abgequetscht worden sind (Abb. 124).

Der Typus der *Diapirfalte* (pli diapir; diapiric fold) endlich zeigt ein noch kräftigeres diskordantes Aufsteigen des mobilen, inkompetenten Faltenkernes durch den aufgebrochenen Sattel. Dieser Typus ist naturgemäß bei Beteiligung von salinaren Gesteinen an der Schichtfolge besonders gut entwickelt, und man trifft demnach auch entsprechende Beispiele in den Triasfalten des Rhätikon, wo Gipsmassen für die Raiblerschichten der Vorarlberger Triasfazies charakteristisch sind. Beispiele hierfür werden bei M. KOBEL, 1972, S. 245, angegeben.

Wird schließlich der liegende Teil einer Faltenstruktur gegenüber dem hierbei tektonisch reduzierten Hangenteil relativ vorwärtsbewegt, so spricht man von einer *Aufbruchsfalte* (W. SCHWAN, 1958, S. 356 und Abb. 15, S. 369). Die meist damit verbundene Hangendschenkelstörung wird als *Untervorschiebung* bezeichnet, unter welchem Begriff diese Struktur mit kalkalpinen Beispielen S. 88 ff. näher erläutert worden ist.

16. Nach der *Lagebeziehung* zur herrschenden Großstruktur: Es sei schließlich noch vermerkt, daß man in Anlehnung an das englische Schrifttum von *kongruenten Falten* (plis congrus; congruous folds, E. HILLS, 1940, S. 90) und *inkongruenten Falten* (plis incongrus; incongruous folds) sprechen könnte, je nachdem die Kleinfalten in ihrer Anordnung, also im Verlauf des Streichens und Einfallens der Faltenachsen in Übereinstimmung mit den gleichalten und genetisch damit verbundenen Großstrukturen wie Großfalten, Faltendecken etc. stehen oder aber anderen Kräften, Bauplänen oder Phasen als die Großformen ihre Entstehung verdanken. Die englischen Ausdrücke *dependent folds* und *independent folds*, ursprünglich wohl als Synonyme zu obigen Begriffen verwendet, könnten heute auch auf eine Abhängigkeit in zeitlicher Hinsicht eingeschränkt werden – vgl. M. FLEUTY, 1964, S. 479.

d) Kalkalpine Beispiele zum Faltenbau

Im folgenden sollen nur einige grundsätzliche Bemerkungen über den Faltenbaustil der Nordkalkalpen mitgeteilt werden und auf einige Sonderfälle von Falten tektonik im kalkalpinen Bautypus hingewiesen werden, während von dem systematischen Beleg aller oben genannten Faltenformen aus dem Bereich der Kalkalpen bewußt Abstand genommen wird, da hierbei kaum neue Gesichtspunkte über die schon so vielfältig auch im außeralpinen Bereich erörterte Falten-genese zu erbringen wären. Manche aussagekräftigen Falten-typen sind ja bereits in der vorliegenden Studie in anderen Abschnitten besprochen worden.

Materialbedingt beherrscht Faltenbau die Region der Hauptdolomitfazies, also die östlichen Kalkvoralpen und die westlichen Kalkalpen, wo eine an Schiefen und an Kalkschichten reiche Mitteltrias und nicht schwer faltbarer Hauptdolomit der Obertrias sowie plastischer Jura die Hauptmasse des Materials ausmachen. Die bayerischen Decken im Bereich der Lunzer Fazies im Osten, Allgäu- und Lechtaldecke in den westlichen Nordkalkalpen, liefern vorzügliche Beispiele für ein alpines Faltenland innerhalb der Deckenstruktur, wobei in beiden genannten Regionen das lange Aushalten von Antiklinal- und Muldenzügen im Streichen bemerkenswert ist. Übereinstimmend mit der allgemeinen Bewegungsrichtung gegen außen, gegen Norden, zeigen auch die meisten dieser Großfaltenelemente nördliche Vergenz, erscheinen neben geneigten Falten auch überkippte und liegende Faltenelemente aller Dimensionen. Besonders die Allgäu- und Frankenfelder Decke sind Hauptschauplatz für überkippte und liegende Faltenzüge, unter denen besonders die flachlagernden und 2 km breiten, als Deckfalten zu bezeichnenden, liegenden Großfalten im Rahmen des Brettlfensters S Gresten in Niederösterreich als Beispiel der plastischen Verformbarkeit der Obertrias auch in so hohem Stockwerk dienen können.

Greifen wir einige genetisch vielsagende Beispiele in der im Abschnitt „Faltengliederungsprinzipien“ genannten Reihenfolge heraus. In mechanischer Hinsicht ist darauf aufmerksam zu machen, daß an mobilen Rändern der einstigen Teilgeosynklinalen, am Abfall von Schwelle zum Becken, auch schon in spätriadischer und jurassischer Zeit gelegentlich Gleitfalten unter Einwirkung der Schwerkraft zur Ausbildung gelangt sind. Die berühmtesten Beispiele sind jene aller Wahrscheinlichkeit nach hierzu zu stellenden lange umstrittenen Großfalten des Sonnwendgebirges in Tirol, über die bereits S. 181 des näheren referiert worden ist, sind ferner jene im Jura des Tauglgebietes im Tirolikum der Osterhorngruppe in Salzburg, über welche M. SCHLAGER (1960, S. 11) berichtet hat: in letztgenanntem Gebiet bildeten sich in dem an die Trattbergsschwelle gegen Norden anschließenden Abfall zum Becken vielfältige Rutschfalten mit Walzenbildung mit sehr stark divergierenden Faltenachsen. Die Rutschfaltenbildung wird hier von Sedimentgleitungen und synsedimentärem Gleitschollentransport begleitet. Rutschfalten aus der Obertrias hat H. LOBITZER im Bereich der norischen Aflenzer Schichten NE der Bürgeralpe wiederholt bei Exkursionen gezeigt. Den Haupttypus der kalkalpinen Faltenstruktur in mechanischer Hinsicht aber stellt die Biegefalte dar, gegenüber welcher in den Nordkalkalpen alle anderen Mechanismen (Schieferungsfalten, Scherfalte etc.) unvergleichlich stark in den Hintergrund treten.

Für die vergenzanzeigenden Falten sind bereits zahlreiche Beispiele im ersten Hauptabschnitt erbracht worden, an welche hier erinnert werden soll: so sind die stark asymmetrischen und vergenten Schleppfaltenscharen, die gleich galoppierender Faltung besonders die Jungschichten unter den großen Decken der westlichen Nordkalkalpen prägen, im Abschnitt über Vergenzbestimmung S. 124 ff. und Abb. 58 bis 62 gewürdigt worden. Bei gesteigerter vergenter Verformung der Dachpartien einer Decke kam es besonders in den Lechtaler Alpen zur Tauchfaltenbildung bzw. Rollfaltenform (Beispiele S. 128). Berühmte Beispiele für die der allgemeinen primären Faltenrichtung entgegengesetzten Rückfalten, wie sie seit fast ein- einhalb Jahrhunderten von der eindrucksvollen Rückfalte der Hohen Wand am Alpenostrand an bekannt sind, wurden S. 102 erwähnt.

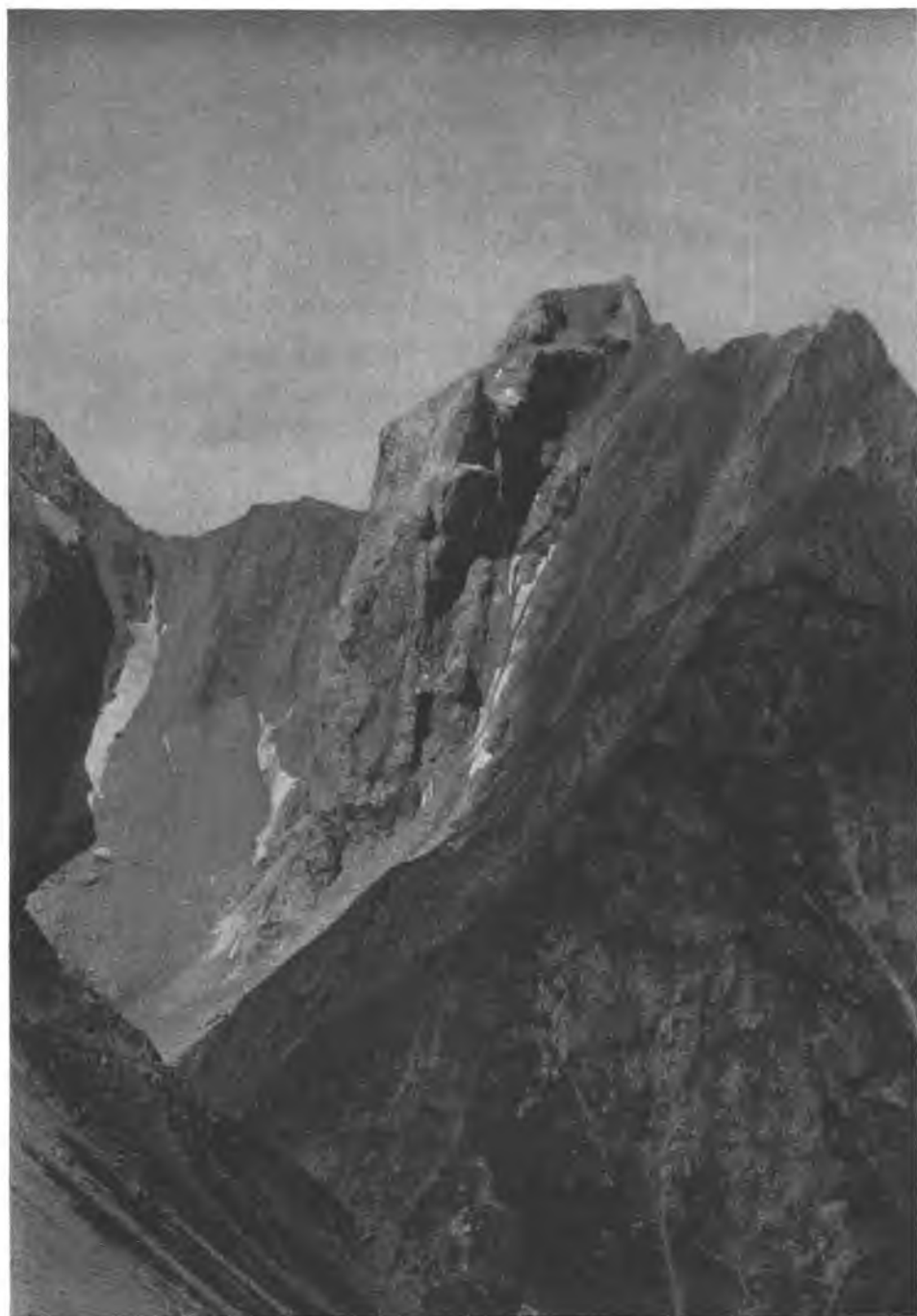
Zu den interessanten Falten Typen wie Fächerfalte, Pilzfalte, Beutelmulde werden, wie schon erwähnt, ausgewählte kalkalpine Beispiele im Abschnitt über deckentektonische Mimikrytypen (S. 337 f.) vor Augen geführt. Der in den Kalkalpen seltene Bautypus von Antiformen und Synformen, an ausgedehnte, gefaltete verkehrte Serien gebunden, ist vornehmlich im Bereich des verkehrtlagernden Kalkalpensüdrandes des Rhätikon, in den Allgäuer Alpen und im regional verkehrt lagernden Sulzbachdecken-Ostabschnitt in Niederösterreich zu beobachten. Im Rhätikon ist es namentlich die Frescalot-Antiform in der verkehrten Trias östlich des Lünerrses, die O. SCHMIDEGG (1955, S. 152 ff., Abb. 1-3) erkannt hatte und über deren regionalen Einbau bis heute (M. KOBEL, 1969, S. 21; R. OBERHAUSER, 1970, S. 478 ff.) diskutiert wird. Ein ebenso eindrucksvolles Beispiel einer Antiform mit den Aptychenschichten im Kern bildet der Inhalt des bereits in anderem Zusammenhang besprochenen Bärgündele-Halbfensters in den Allgäuer Alpen – siehe Abb. 77. Zu mäßig gefalteten Syn- und Antiformen ist die Sulzbachdecke südlich von Puchenstuben in Niederösterreich geformt, so etwa im Bereich der Brandmauer, des Weißmäuers, des

Teufelskirchenfensters, des Arzriedelfensters etc. (vgl. A. TOLLMANN, 1966 a, Taf. 2, Prof. 6–7, 9). Eine kräftigere Antiform schließlich bewirkt das Auftauchen des Ost-randes der Sulzbachdecke im Inhalt des Schwechatfensters und im Kaiserwaldfenster im Raume von Sattelbach knapp 10 km westlich von Baden bei Wien (A. TOLLMANN, 1971 c, S. 123; non B. PLÖCHINGER, 1970, Taf. 2, Prof. 1).

Die östlichen Kalkvoralpen bilden im Bereich des Westteiles der Sulzbachdecke und der Reispalpendecke ferner, wie erwähnt, schöne Beispiele für Halban-tiklinalen: Gamsstein- und Maiszinken-Halbantiklinale in erstgenannter und Nesselberg-Halbantiklinale in letztgenannter Einheit sind lang hinstreichende Zeugen für die Wucht der Abscherung des jeweiligen Sattelsüdflügels in der ganzen Längsstreckung der Auffaltung, bedingt durch die nachdrängende Unterberg-(Ötscher-)Deckenfront, dieser auch landschaftlich so eindrucksvollen mächtigen voralpinen Schubmasse des Raumes. Im allgemeinen sind die Halbantiklinalen genau in der Scheitelzone aufgerissen, der Südflügel ist entweder vollkommen ausgequetscht oder nur in geringen, reduzierten Spänen angedeutet. Durch den tektonischen Kontakt des tiefsten Schicht-gliedes der Ötscherdecke, des Haselgebirges, mit jenem gleichaltrigen der aufgerisse-nen Antiklinalen ihres Vorlandes, kommt es lokal zur Scheinserienbildung, über die bereits vom Autor (1972 e, S. 434, Abb. 2 b) berichtet worden ist – vgl. auch S. 152. Ein anderes Beispiel einer Halbantiklinalen-Bildung liegt im Falle der Absche-rung der Schartenkopfantiklinale der Lechtaldecke unter der Überschiebungsmasse der Inntaldecke SE von Mittenwald vor (Abb. 76).

Der Typus der disharmonischen Faltung ist in den Kalkalpen im Kleinbereich durchaus häufig, im Großfaltenbereich tritt er hingegen beträchtlich zurück. Die eindrucksvollsten Bilder disharmonischer Falten im Kleinbereich stammen aus den Seefelder Bitumenmergeln, den den Hauptdolomit eingeschalteten norischen Fischeschiefern, von deren extremer Feinfältelung, Spezialfaltung, Wirbelbildung, Verknetung etc. zwischen den dickeren begleitenden Kalk- und Dolomitbänken G. FISCHER (1957, Abb. 1–15, 17) ein anschauliches Bild entworfen hat. Als Sondertypus der disharmonischen Faltung im Kleinen wie im Großen ist die Ausquetschung von Gewölbekernen aus hartem Material zwischen plastischen Schichten zu betrachten. Das eindrucksvollste Beispiel eines großmaßstäbigen ausgequetschten Sattelkernes stellt wohl jenes der Freispitzantiklinale im Abschnitt südlich vom Jägerrücken westlich des Parsciertales in den Lechtaler Alpen dar (Karte O. AMPFERER, 1932), wo in der seiger stehenden enggepreßten Faltenmasse der Lechtaldecke der härtere Oberrhätalk-Sattelkern der Freispitze isoliert in den Allgäuschichten der Umgebung schwimmt (D. BANNERT, 1964, S. 86, Abb. 25), sein „Stiel“ vollkommen abgequetscht ist und im Grund des Parseiertales nur mehr einzelne Scherben von der Herkunft des hoch oben schwebenden Sattelkernes künden (M. SARNTHEIN, 1962, S. 150 und Taf. 12) – Abb. 125.

Abb. 125: Die Felskulisse der Freispitze im Mittelteil des Bildes repräsentiert einen seiger emporgepreßten, von seinem Stiel im Talgrund vollkommen abgequetschten Antiklinalkern aus in sich weiter verfallterem Oberrhätalk und Kössener Schichten innerhalb der Juraschiefer der steilstehenden Freispitz-Antiklinale in den Lechtaler Alpen. Ansicht von Osten.



Vorstufen zur Bildung solch ausgequetschter Sattelkerne sind auch in der Großdimension in Zonen enger Pressung nicht selten: man vergleiche etwa die Profildarstellung durch den keulenförmig ausgequetschten Hauptdolomitkern des Widdersteins der Allgäudecke Vorarlbergs (M. RICHTER etc., 1955, S. 59, Abb. 2) oder den weitgehend abgequetschten Großen Daumen der Pfannenhölzer-Daumenschuppe der Allgäudecke des Allgäu, dargestellt bei D. RICHTER (1963, Taf. 7, Prof. D, G).

Auf zwei Faltenantypen, nach Anordnung ihrer Achsenorientierung gegenüber dem Umland bezeichnet, sei zufolge der noch bis jüngst diskutierten Problematik anhand kalkalpiner Beispiele etwas näher eingegangen: es handelt sich um die steilachsige Schlingenstruktur und um die Querfaltenbildung. Unter Schlingentechnik versteht man seit B. SANDER (1914, S. 238) großräumige steilachsige Strukturen, deren Neigung 60° nicht unterschreitet. Dieser ohne genetische Definition ursprünglich im kristallinen Grundgebirge aufgestellte Begriff wurde bis jüngst auch nur im Kristallin angewendet. In neuerer Zeit aber mehrten sich die Beobachtungen in den Nordkalkalpen, die vom steilachsigen Großfaltenbau zeugen. Der Begriff Schlingenbau wurde daher unter Berücksichtigung der ursprünglichen, nicht materialbezogenen Definition vom Verfasser auch auf die entsprechenden Strukturen in den Sedimentgesteinen der Nordkalkalpen angewendet (1972 d, S. 122 ff.). Bezüglich der Entstehung solcher steilachsigen großräumigen Faltenstrukturen (Faltendurchmesser mindestens im Dekameter- oder Hektometerbereich, oft noch wesentlich darüber) sind dort Beispiele für alle drei möglichen Fälle angeführt: sekundäre Aufrichtung ursprünglich flach lagernder Großfalten durch Schollenkipfung oder durch eine Querfaltung des Faltenpaketes, primäre Prägung von Großfalten durch seitliche Einengung steil stehender Serien in Richtung des Streichens der Einheit und schließlich seitliche Einengung steil stehender Serien quer zur Streichrichtung, wobei es durch Materialplättung zu seitlichem Ausweichen und damit ebenfalls zur Steilfaltenbildung kommen kann – bei diesem letzteren Vorgang werden allerdings wohl in erster Linie steile Falten kleinerer Dimensionen entstehen. Für die vierte, in der modernen Literatur angeführte Möglichkeit (z. B. L. U. DE SITTER, 1960, S. 194, Abb. 6) einer Steilfalten- oder Schlingenbildung im Zusammenhang mit Blattverschiebungen liegen keine Beispiele aus den Kalkalpen bzw. Ostalpen vor.

Schöne kalkalpine Beispiele für Schlingenbau sind in der vielfach steilstehenden Südrandzone des Westabschnittes dieses Gebirgszuges zu beobachten. Das eindrucksvollste Beispiel liegt in den großen Schlingen des Hauptdolomitgebietes der Totalpe westlich vom Lünensee im Rhätikon vor, beschrieben und abgebildet von O. SCHMIDEGG (1955, S. 151, 172; Taf. 8–9): die Schlingen östlich der Scesaplana weisen Amplituden im 1-km-Bereich, jene östlich der Schattenlagantalm Amplituden und Spannweiten von 3 km und mehr auf. Diese Schlingen sollen nach SCHMIDEGG durch Einengung einer steilstehenden Serie in Richtung des generellen Zonenstreichens entstanden sein. Sicher anderer Entstehung ist der Schlingenbau des Spullersalp Kopfes in den Klostertaler Alpen in Vorarlberg, den D. HELMCKE (1970, S. 540 f.) entdeckt und analysiert hat – Abb. 126. Hier kann die Entstehungsweise durch die Verfolgung des steil stehenden nördlichsten Faltenkernes über seine lang hinziehende flache Fortsetzung gegen Osten zu dem sogar umgekehrt, nämlich mittelsteil gegen Osten abgelenkten Ostende geklärt werden: ein Faltenystem mit ur-

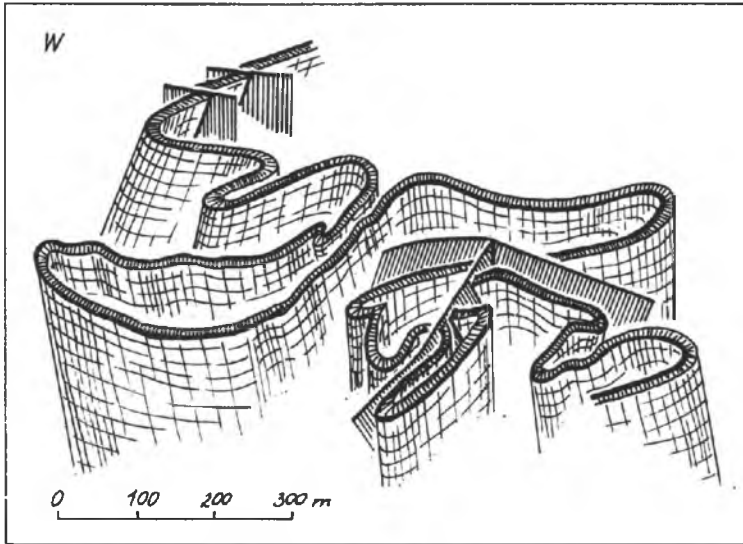


Abb. 126: Schlingentektonik am Spullersalpkopf in den Klostertaler Alpen auf Grund der Darstellung des Jura-Radiolarit-Horizontes des Faltenbündels. Nach D. HELMCKE, 1970, Abb. 6.

sprünglich flachliegenden Achsen muß durch Stauchung quer zur Längsrichtung an den beiden Enden steil abgebogen worden sein. Als dritte Region mit Schlingenbau oder zumindest steilachsigen Faltenbau in den Westkalkalpen ist noch das Gebiet um die *Parseierspitze* in den Lechtaleralpen anzuführen, von wo zuerst M. SARNTHEIN (1962, S. 161) auf steile Falten aufmerksam gemacht hat, das in dieser Hinsicht, wie 1972 d, S. 125, vom Verfasser ausgeführt, noch mehr zu bieten verspricht,

Wesentlich stärker als Schlingenbau treten **Querfaltenstrukturen** in den Nördlichen Kalkalpen hervor. Daß Quersaltung hier kausal, genetisch und zeitlich an Längsfaltung geknüpft ist, wurde im Gegensatz zu älteren Auffassungen bis herauf zu O. AMPFERER erst in jüngster Zeit durch eine Reihe von Autoren (s. S. 241) erkannt. Dabei kann das Ausmaß der Quersaltung (oder auch Queraufschuppung) stark variieren, flachwellige Quer-Undationen (Gollrader Bucht in der Steiermark, Salzachquertal-Synklinale in Salzburg), enge Quersaltung im Kleinbereich, großwelliger Faltenwurf im Kilometer-Bereich (Ötscherdeckenstirn SE Lunz) und gewaltiges Ausheben eines ganzen Gebirgssystems (Weyerer Bögen) sind gleichermaßen Äußerungen des sich beim Deckenschub entwickelnden und im Anschluß an die Hauptlängsformung auslösenden Querstaues. Da das Grundsätzliche dieses Prinzipes in einer speziellen Arbeit mit vorwiegend kalkalpinen Beispielen vom Verfasser (1962 b) behandelt worden ist, kann auf diese Darstellung verwiesen werden. Grundlegend wichtig für die Erkenntnis der kausalen Bindung der Quersaltung an die Längsfaltung war die Zusammenstellung von Beispielen, die jeweils Faltensysteme mit $B' \perp B$ aus den verschiedensten Zeiten der Faltung, aus den verschiedensten Teilen des Orogens, vor allem auch in verdrehten Schollen der Gebirgsteile mit bereits älterem, erhaltenem, verstelltem $B' \perp B$ und nochmaliger Prägung von nunmehr neu orientiertem $B' \perp B$

(Lunzer Gegend der Kalkalpen, Stubai Scholle der Zentralalpen) dargeboten haben. Selbstverständlich wird man Querfaltung nur nach sorgfältiger Untersuchung des Achsenplanes und des relativen Alters der Einzelemente zueinander mit der Längsfaltung in Beziehung setzen können: da das Geschehen im alpinen Orogen mehrphasig und mehraktig ist, ist eine saubere Trennung der zusammengehörigen Faltenverformung oft nur bei Interferenzen von Jungsedimenten zwischen den orogenen Teilzyklen möglich. Daß gegenüber dem einfachen Schema der kalkalpinen Querfaltung anderenorts durchaus weitere Möglichkeiten der Querfaltenbildung mit zahlreichen Variationen bestehen, zeigt etwa die Zusammenstellung über Querfalten in Nordschottland von J. SUTTON (1960, S. 153 f.).

Zur Erhärtung der Deutung der Querfaltung in den Nordkalkalpen seien wenigstens die Hauptfaltenstrukturen, von Osten gegen Westen fortschreitend, in Erinnerung gerufen. Hierbei ist die Vergenzrichtung keineswegs, wie zur Zeit von O. AMPFERER angenommen, durch einen generellen E-W gerichteten Schub diktiert: Ostvergenz und Westvergenz wechseln miteinander ab, je nachdem, in welche Richtung das Material besser ausweichen konnte. Auffällig sind große und meist nur mäßig starke Querfalten und Queraufwölbungen im Osten am Südrand der Kalkalpen, da sie ein Einspringen der schieferigen Permoskythbasis bzw. sogar des Paläozoikums der Grauwackenzone in „Buchten“ in den Kalkalpenkörper entlang seines südlichen Erosionsrandes bewirken: die Altenberger Querfalte westlich der Heukuppe der Rax bildet eine erste solche Bucht, eine Quermulde analoger Anordnung im Bereich des Mürzquerdurchbruches in den Mürztaler Alpen liegt bereits im Inneren der Kalkhochalpen, die nächste große Queraufwölbung am Südrand bewirkt die Gollrader Bucht in der Steiermark, Westvergenz ist in der Radmer Querfaltung südlich vom Gesäuse abzulesen. Die große Querfalte im Inneren der Kalkalpen in der Öttscherdeckenstirn bei Lunz zeigt im Scheiblingsteinmassiv hingegen Ostvergenz. Klar herausgearbeitet wurde die Wirkung der Querfaltung im Gebiet der Weyerer Bögen durch K. POLL (1972, S. 25 ff., S. 61, Abb. 36). Weitere bedeutende Querfalten oder flexurartige Querabbiegungen im Kalkalpeninneren stellen sich gegen Westen hin in der Stoderer Querfalte am Ostrand des Totengebirges (ostvergent), in der Wildensec-Querfalte im NW des Totengebirges (westvergent), in größerer Zahl im Westteil und Nordwestteil des Osterhorn-Tirolikums ein (Adneter Antiklinale, Glasenbachmulde, Salzachtalquermulde). Altberühmt sind die stirnartigen Querabbiegungen des Göll-Jenner-Massivs gegen Osten zum Salzachtal und andererseits gegen Westen zur Scharitzkehl. Hierüber, ferner über die Querfaltung des Hoch- und Tiefjuvavikums der Berchtesgadenerdecke und ihres Hallstätter Schollenkranzes im Osten und Westen findet man besonders in den Arbeiten von F. F. HAHN (1913, S. 407, 479 ff.), O. AMPFERER (1927, S. 208 ff.), C. LEBLING (1935, S. 16 ff.), B. PLÖCHINGER (1955, S. 118, 121, 128 f.), H. ZANKL (1962, S. 459) und in zahlreichen anderen Schriften Hinweise. Die 12 km langen und bis 7 km breiten westvergenten Querfaltungen und Querschübe im Bereich der Achantaler Schubmasse und die entsprechende Querfaltung im Unnütz nördlich des Achensees in Tirol waren noch von E. SPENGLER (1953, S. 45 ff.) als eines der schwierigsten Probleme der Nördlichen Kalkalpen angesehen worden. Durch A. FUCHS (1944, S. 343 f.) ist ein genauer Faltenplan dieser Region aufgenommen worden, und außer den Hauptelementen mit West-Ost- und Nord-Süd-Achsen-



Abb. 127: Querfaltung (N-S) und Längsfaltung (W-E) im Hauptdolomit der östlichen Spießbruten Spitze in den Lechtaler Alpen, Tirol. Die sonst meist herrschende Längsfaltenachse tritt im Photo nur in der rinnenförmigen Einsattelung in der Gipfelpartie im linken Bildteil in Erscheinung, die Querfaltung mit einer bedeutenden N-S-ziehenden Faltenwalze beherrscht die Szenerie mit ihrem Querschnitt in der im Schatten liegenden Nordwand der Bildmitte. Blick gegen Süden.

orientierung sind noch zwei weitere Hauptschrägrichtungen erfaßt, genetisch aber nicht endgültig ausgedeutet worden. In Diagrammen erfaßt und in ihrem zeitlichen Auftreten analysiert wurde die kräftige Querfaltung in den Lechtaler Alpen im Gebiet östlich des Parseiertales durch M. SARNTHEIN (1962). Abb. 127 zeigt die auch in der Großformung die Spießrutenspitze beherrschende Querfaltung, die auch hier – wie üblich – der Hauptlängsfaltung nachgeordnet ist. Noch weiter im Westen der Kalkalpen schließlich sind Querfalten von zwar nicht so großem Ausmaß, aber mit intensiver Einengung besonders in den Klostertaler Alpen zwischen Flexenpaß und Spullersee ausgeprägt und von D. HELMCKE (1969) in ausgezeichnete Studie erfaßt worden: besonders das alte Problem der Faltung des Spuller Schafberges ist durch Klarlegung der intensiven Querfaltung durch diesen Autor (1969, S. 152 ff., Abb. 26–29) elegant gelöst.

Bei flachen und weitspannigen Queraufwölbungen wie etwa jener der Gollrader Bucht entsteht ein beiderseitiger Anstieg der Längsfaltenachsen zur Querkulmination, so daß man in solchen Fällen von *Achsenrampen* im Sinne von H. CLOOS (1940, S. 227) sprechen kann.

e) *Faltenverbände, Faltenysteme* (groupements de plis, systèmes de plis; fold systems)

Bereits in den vorangehenden Ausführungen über die Faltenstruktur ist in Einzelfällen auf die Beziehung der Falten zueinander hingewiesen worden. So kann etwa das meist materialabhängige harmonische oder disharmonische vertikale Übereinander der Faltenstrukturen durch dieses eben erwähnte Begriffspaar zum Ausdruck gebracht werden. So beinhaltet etwa auch schon der oben behandelte Begriff „Querfaltung“ die Lagebeziehung zum herrschenden Längsfaltenelement, kommen gelegentlich Faltenknicke großer Dimension durch überlagernde Querfaltung zur Ausbildung, wie der erwähnte Knick des Ostendes der Karwendelmulde im Raum des Achensees. Daß *Faltenknicke* aber auch auf ganz andere Art entstehen können, zeigen in den Kalkalpen etwa deutlich die Weyerer Bögen und die analogen, noch nicht so stark zerrissenen Strukturen, auf die S. 259 eingegangen werden wird. Ebenso setzt ferner der bereits S. 102 behandelte Begriff Rückfaltung eine Beziehung zur im übrigen gegen außen, gegen das Vorland hin neigenden Faltung voraus. Daneben aber blieb eine Reihe von kalkalpinen Faltenbeziehungen bzw. Faltenverknüpfungen noch unerwähnt, die in den folgenden sechs Punkten ihre Erläuterung erfahren sollen.

In vielphasig geformten Orogenen kann es durch mehrfache Falten-Überlagerungen zur Ausbildung von sehr komplexen Faltenystemen kommen, deren Altersbeziehung und mechanische Beanspruchung nur durch eingehende Studien analysiert werden können. Beispiele von Analysen solch komplizierter, mehrphasiger, sich unter verschiedenen Winkeln kreuzender und einander überformender Systeme von Falten sind zahlreich; es mag diesbezüglich etwa nur auf die Arbeiten von J. G. RAMSAY (1958, 1960, 1962), L. U. DE SITTER (1960), O. T. TOBISCH (1967), L. E. WEISS (1959) und G. WILSON (1961, S. 517 ff.) verwiesen werden. Hier sollen aber nur einige markante Beispiele von Faltenbeziehungen in den Nördlichen Kalkalpen gebracht werden, wo die Verhältnisse

wesentlich einfacher als in alten, von mehreren Orogenesen überwältigten Gebirgszügen liegen.

c 1) Synklinorium und Antiklinorium

Mit dem Begriffspaar Synklinorium bzw. Fächermulde (synclinorium, aire d'ennoyage de plis, HAUG, 1907, S. 211; synclinorium) und Antiklinorium bzw. Fächersattel (anticlinorium, aire de surélévation des plis; anticlinorium) wird ein etwa paralleles Faltenbündel bezeichnet, dessen Faltenpiegel nicht eben verläuft, sondern muldenförmig bzw. sattelförmig gekrümmt ist, so daß man es in diesem Fall mit einer intern gefalteten Großmulde oder einem entsprechenden Großsattel zu tun hat. Diese Struktur ist übrigens ursprünglich unter der Bezeichnung fanlike structure bereits von H. D. ROGERS (1856, S. 446, Abb. 3) am Beispiel der Alpen als Ganzes beschrieben worden.

Historische Daten: Der Ausdruck Synklinorium und Antiklinorium stammt von J. DANA (1873, S. 432), der ihn aber in ganz anderem Sinne als heute üblich verwendet hatte, nämlich im Sinne des späteren Begriffes Orogen, wie diesen L. KOBER gebraucht hatte, also im Sinne eines sich aus einer Geosynklinale entwickelnden Gebirges. Die Umdefinition des Begriffes auf die heute übliche Bedeutung erfolgte unbewußt durch C. R. VAN HISE (1896 a, S. 607) – vgl. J. DENNIS (1967, S. 2). Spätere Proteste gegen die Abänderung des ursprünglichen Begriffsinhaltes von Syn- und Antiklinorium fruchteten nicht, es hatte sich die neu gegebene Bedeutung durchgesetzt – so hatte z. B. F. KAISIN (1936, S. 63) diese Ausdrücke durch synclinal composé und anticlinal composé zu ersetzen versucht.

Das bekannteste Beispiel für ein Synklinorium in den Nordkalkalpen stellt das „Bayrische Synklinorium“ dar, das allerdings den einfachsten möglichen Bau eines Synklinoriums zeigt, nämlich eine Doppelmulde mit zentraler Aufsattelung. Dafür aber läßt es sich als gut typisiertes Element trotz mehrfacher Versetzung an jüngeren Schrägblattverschiebungen über große Distanzen verfolgen, von der Loisach im Westen bis über den Inn in die Sachranger Berge im Osten, also über 80 km weit – für die vielfach so kleinräumig gegliederten Kalkalpen doch eine bedeutende Strecke (zusammenfassende Darstellung bei A. TOLLMANN, 1970 a, S. 108 f. und Taf. 2). Durch diese tiefgreifende anhaltende Struktur nahe dem Nordrand der Lechtaldecke, auch Kalkalpen-Nordrand nahe gelegen, wird das schnelle und tiefgehende Abtauchen der Vorderpartie des Kalkalpenkörpers in den Bayrischen Alpen wesentlich mitbedingt, das ja wiederholt bis in jüngste Vergangenheit bei manchen Autoren unbegründet mit Anlaß zu Vermutungen über Autochthonie gegeben hatte. Weitere Beispiele von Syn- und Antiklinorien mit den als Teilmulden und Teilsätteln bezeichneten untergeordneten Teilfalten-Elementen gaben C. W. KOCKEL et al. (1931, S. 196) aus den Ammergauer Alpen.

Als ein Mittel zur Feststellung der zeitlichen Beziehung der Teilfalten gegenüber der Großfaltung führt H. BECKER (1939, S. 39 f., Abb. 28–29) die Lage der Achsenebenen an: als „normale Anti- und Synklinorien“ im Sinne von C. R. VAN HISE (1896 a, S. 610 ff., Abb. 110 ff.) werden die durch spätere Großfaltung eines schon vorher enger gefalteten Landes erzeugten Großstrukturen bezeichnet; in

ihnen konvergieren die Achsenebenen der Teilfaltungen in den Synklinorien nach oben hin. „Abnormale Anti- und Synklinorien“ hingegen seien durch Gleichzeitigkeit der Groß- und Kleinfaltung gebildet und an den in den großen Mulden nach oben hin divergierenden Achsenebenen der Teilfaltungen zu erkennen (Abb. 128). Eine Prüfung dieses Satzes war an den zeitlich nicht aufgliederbaren, wenigen entsprechenden kalkalpinen Strukturen nicht möglich gewesen. Weitere Typen von Anti- und Synklinorien sind schon in den Faltenarbeiten von C. R. VAN HISE (1896 a, S. 608 ff.) ausgegliedert worden.

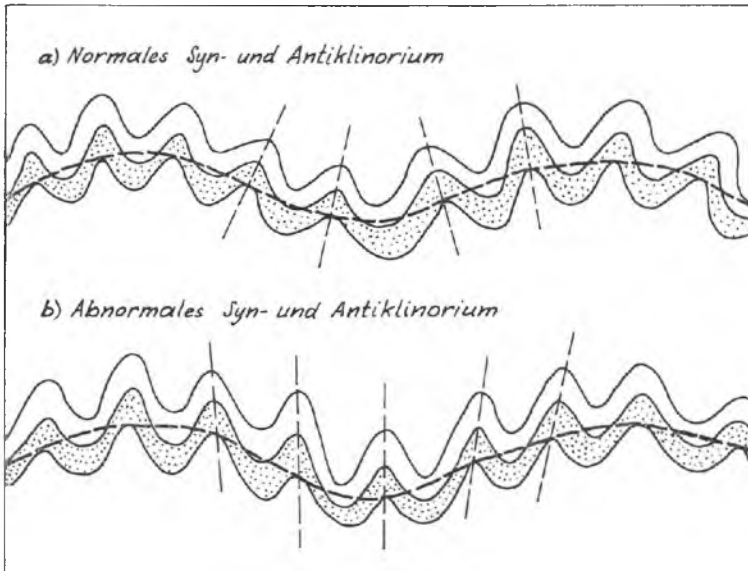


Abb. 128: Normales Syn- und Antiklinorium mit einer sekundären Entstehung der Großswellung zeigen in den Synklinorien gegen oben hin konvergierende Achsenebenen der Teilfaltungen (Fig. a), abnormale Großfaltungen hingegen mit gleichzeitiger Entstehung des Groß- und Kleinfaltenbaues zeigen entsprechende divergierende Achsenebenen an (Fig. b). Nach R. C. VAN HISE, 1896 a, S. 610 f., Abb. 110, 113, 115, 117.

e 2) Potenzierter Faltung (plissement pluriphasé*; multiphase folding*)

Begriffserläuterung: Unter potenziertem Faltung versteht man eine zwei- oder mehrfache, zeitlich voneinander getrennte, also mehraktige oder mehrphasige Faltung ein und desselben Gesteinskomplexes bei anhaltend gleichgerichteten Druckverhältnissen. Bereits H. P. CORNELIUS (1954, S. 189) hat unter diesem Begriff all das zusammengefaßt, was nicht in einem einzigen Akt der Faltung geformt werden kann, sondern weiterer, folgender Bewegungen hierzu bedarf. Der Verfasser (1968 f., S. 64) hat den nochmals analysierten Begriff weiter gefaßt, indem unter „Faltung“ – besonders im Hinblick auf den ersten Akt des Geschehens – neben unmittelbarer Faltung auch Schuppung und Deckenbildung verstanden wird, so wie etwa H. STILLE

in seinem Begriff Faltungsphasen auch alle diese in einer Phase ablaufenden orogenen Vorgänge einbezogen hat. Man wird also auch dort von potenziierter Faltung sprechen, wo die Wiederfaltung nicht nur flache Faltenssysteme erster Ordnung erfaßt, sondern auch ein Schuppenpaket oder einen Deckenstapel ergreift und dessen Struktur faltend weiter kompliziert. Diese Erweiterung war deshalb nötig, da es im Orogen viele Falten-Schuppen-Systeme gibt, bei denen faltende und abscherende, schuppenerzeugende Bewegungen Hand in Hand gehen, bei den unter wechselweiser Reduktion oder Abscherung der Mittelschenkel Falten-Schuppen-Strukturen im gleichen Stapel vorliegen, der bei weiteren Bewegungsstößen dann eben potenziert verfaltete worden ist.

Historische Daten: Die Wiederfaltung (*replissement*; *refolding*) einer Falte bzw. die sekundäre Faltung einer Überschiebungsfläche sind seit vorigem Jahrhundert, besonders seit Alb. HEIM (1878) wiederholt beobachtet und beschrieben worden. Bei E. DE MARGERIE & Alb. HEIM (1888, S. 61 f. und Abb. 77–79) wird die Erscheinung als gefaltete Falte (*pli replié*; *refolded fold*) bezeichnet. Nicht nur aus den Alpen, sondern auch aus dem Faltenjura – z. B. Alb. HEIM, 1919, S. 589 f., Abb. 96–97; aus dem Variszikum der Ardennen und des Ruhrgebietes (vgl. hierzu historische Übersicht bei F. KAISIN, 1936, und seine Abb. 25), aus dem kaledonischen System Schottlands (A. GEIKIE, 1888) oder jenem der Appalachen (z. B. A. KEITH, 1904, S. 542) etc. ist daneben die Erscheinung der gefalteten Schubflächen (*chevauchements et failles plissées*; *folded overthrusts*) seit langem bekannt und in allen Gebirgen bis heute immer wieder diskutiert worden (D. ROEDER, 1967, S. 191 ff.). Ein spezifischer Begriff in Form von „wiederholter Faltung“ oder „mehrfacher Faltung“ taucht zuerst im Französischen bei P. TERMIER (1906, S. 13) in Form der Umschreibung: „*plissement du deuxième degré*“ auf. Im Deutschen verwendet O. AMPFERER (1920, S. 139) die Bezeichnung „Faltung zur 2. Potenz, Faltung zur 3. Potenz“. Auf H. P. CORNELIUS (1954, S. 188) schließlich geht der als scharf umrissener tektonischer Begriff zu wertende Ausdruck „potenzierte Faltung“ zurück. In seiner ersten posthum erschienenen Arbeit aber ist mehrfach – ganz offensichtlich auf Grund von verbliebenen Satzfehlern mangels eigener Korrektur durch den Verfasser – statt potenziierter Faltung „potenzielle Faltung“ anzutreffen. Dieser sinnstörende Fehler soll deshalb, wie schon vom Verfasser (A. TOLLMANN, 1968 f., S. 62) vermerkt, keineswegs als gleichrangiger Begriff parallel geführt werden, wie noch im Deutschen Handwörterbuch der Tektonik (H. MURAWSKI, 1968, S. 1 f.).

Typen der potenzierten Faltung: Als Vorstadium der gesteigerten Faltung sind **Kaskadenfalten** (*plis en cascades*, E. HAUG, 1907, S. 217; *cascading folds*) zu betrachten, also intensiv angeschoppte, übereinander getürmte, häufig liegende Falten, die vielfach bereits Wiederfaltung erkennen lassen (vgl. H. BECKER, 1939, S. 39). In die Gruppe der **einfach potenzierten Falten** (A. TOLLMANN, 1968 f., S. 64 f.) gehören wiedergefaltete Falten und Schuppen, als Ganzes gefaltete Decken (Deckenpakete), Rückfalten und Einwicklungen. Der seltene Fall eines gefalteten Bruches (*failles-plis*; *folded thrust*) ist eine Vorstufe der gefalteten Überschiebung. Als **höher potenziert gefaltete Einheiten** sind wiedergefaltete Falten, Schuppen, Decken, wiedergefaltete Rückfalten und eingewickelte Keile zu verstehen. In diese Gruppe gehören die durch mehrere Faltungsakte wirbelförmig ingedrehten **Spiralfalten** (*plis spiral*; *spiral folds*) – vgl. S. 130. Nicht unter den

Begriff der potenzierten Faltung fallen hingegen Spezialfaltungen von größeren Einheiten, also von Decken, Großfaltenschenkeln, Sätteln usw., die als Teilbewegungen der Hauptform zuzuordnen sind, ferner auch nicht Quer- und Schrägfaltungen, die Faltengitter bewirken können.

Beispiele für potenzierte Faltung aus den Nördlichen Kalkalpen: Wie bei Besprechung der potenzierten Faltung in den Ostalpen durch den Verfasser (1968 f., S. 63) ausgeführt und durch Beispiele belegt, kommt dieser Typus der gesteigerten Faltung namentlich in den tieferen tektonischen Stockwerken zur Geltung und wird in den Strukturen der erhöhten Plastizität, die aber noch oberhalb des Fließbereiches liegt, am besten festgehalten – in den Ostalpen etwa im unterostalpinen Stockwerk.

Da die meisten Beispiele aus den Ostalpen aus den zentralalpinen Regionen stammen, sollen hier noch einige schöne Formen potenziertester Faltung aus den Kalkalpen vor Augen geführt werden. Das eindrucksvollste derartige Beispiel liegt wohl unzweifelhaft in der Luitpold-Bärgündezone in den Allgäuer Alpen vor, wo die zunächst intern kräftig gefalteten, aber primär flach überschobenen Einheiten der Allgäu- und Lechtaldecke so kräftig sekundär miteinander verfault worden sind, daß die einst flache Überschiebungsbahn zu seiger stehenden Flächen verwandelt ist (Abb. 77). Daß eine Kombination einer derartig kräftigen potenzierten Faltung, die zur Antiformbildung im Bärgünde führt, mit einer noch dazu zur Scheinserie sich fügenden Deckenüberschiebung reichlich zu tektonischen Mißdeutungen Anlaß gegeben hat, kann hier nicht im geringsten verwundern. Es sei daher zum Vergleich und zum besseren Verständnis noch die Abbildung der gleichen Situation aus der gleichen tektonischen Zone, nur etwas weiter im Westen gelegen, wiedergegeben, die eine etwas geringere zweite Faltungspotenz aufweist und daher besser überschaubar ist: es handelt sich um das Profil durch die Mädelegabel, das die Überschiebung nach der ersten Faltung und die zusätzliche sekundäre Verfaultung dieser Überschiebungsfläche gut erkennen läßt – Abb. 129. Man vergleiche die Abbildung mit der zuvor genannten Abbildung 77, letztere mit ihrer stärker vorangetriebenen Wiederfaltung!

Weitere Regionen kräftiger potenziertester Faltung liegen in den Kalkalpen im Allgäu, wo nach der Deckenüberschiebung in der zweiten Faltungshauptphase der Deckenstapel aus Allgäudecke, Vilsener Stirnschuppe und Lechtaldecke als Ganzes nochmals so kräftig miteinander verfault worden ist, daß die aus den tieferen Deckenelementen bestehenden Deckensattelkerne der langen, schmalen Halbfenster vielfach zu nordvergenten Isoklinalstrukturen zusammengepreßt sind. Besonders eindrucksvolle Beispiele reihen sich entlang des Benna-Deckensattels in den Vilsener und Hohenschwangauer Alpen auf. Hierüber wird ferner auf S. 298 berichtet – vgl. Abb. 86, 161. Auch vom Westende der Allgäuer Hauptmulde in Vorarlberg werden schöne Beispiele potenziert gefalteter Muldenkerne der Jungschichten dargestellt (M. SCHIDLÓWSKI, 1962, S. 58 f., Abb. 3), mit vielhundert Meter langen umgeschlagenen und eingerollten Muldenenden.

Im Ostabschnitt der Kalkalpen hat die potenzierte Faltung viel zur Entstehung der Fenster in Deckensattel-Aufwölbungszonen beigetragen. Besonders in großen Faltendecken, wie etwa der Sulzbachdecke in Niederösterreich, oder im Kasberggebiet der Totengebirgsdecke in Oberösterreich springt die potenzierte Faltung stärker ins Auge. Schließlich geben auch die im Abschnitt über Einwicklung (S. 328) und über

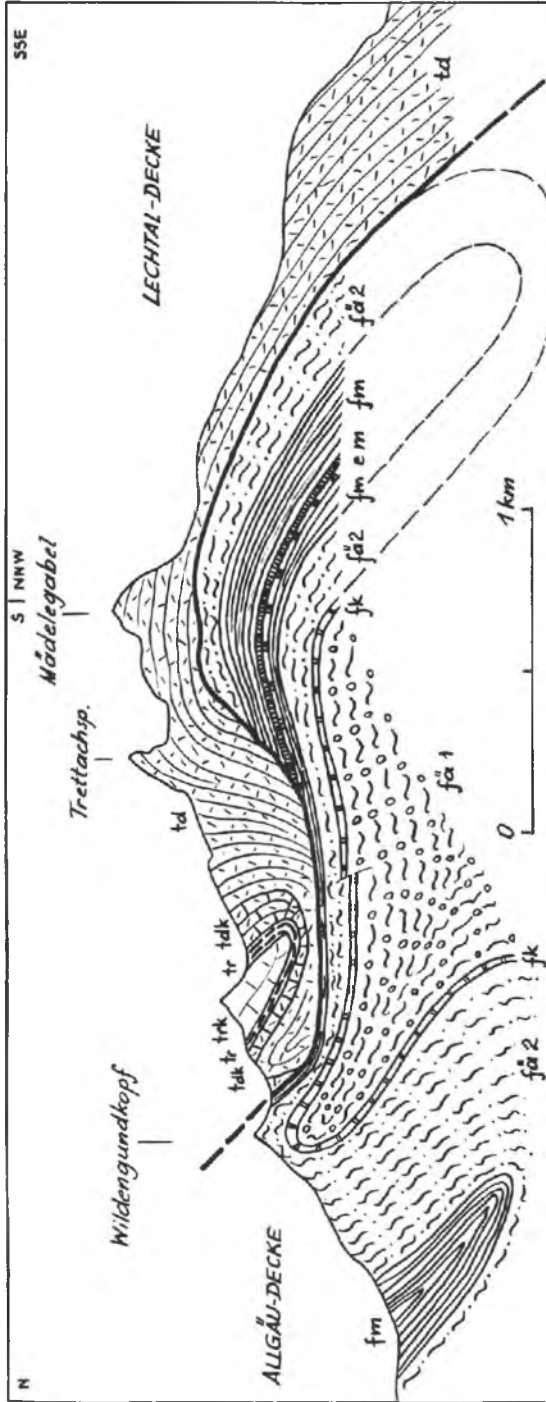


Abb. 129: Potenzierte Faltung am Beispiel der sekundär gefalteten Deckengrenze Allgäu-Lechtaldecke in den Allgäuer Alpen. Nach B. HÜCKEL et al., 1960, Taf. 5, Fig. 5, Leitlinien ergänzt. Die mit f beginnenden Abkürzungen der Signaturen weisen auf die verschiedenen Niveaus der Allgäuschichten hin.

Antiformbildung (S. 241) angegebenen Beispiele Erläuterungen zum Typus der potenzierten Faltung.

Der extreme Typus potenziierter Faltung, die *Spiralfalte*, ist in erster Linie auf tiefere, plastischere Stockwerke beschränkt. In dem höheren Niveau der Kalkalpen tritt sie kaum auf, vergleichbare Strukturen erscheinen nur in Lagen extrem plastischen Materials. So sind etwa vollkommen eingerollte Faltenwalzen im Haselgebirge bei Trübenbach an der Erlaf im Ötschergebiet zu beobachten oder können Faltenwirbel kleineren Ausmaßes in den ebenfalls äußerst mobilen Asphaltschiefern des Seefeldergebietes beobachtet werden – vgl. Abb. 63, S. 130.

c 3) *Faltengitter* (grille des plissements*; fold lattice*)

Werden kräftige Längsfaltenzüge von einer ebenfalls bedeutenden queren oder schrägen Faltung überlagert und verformt, so kommt es zur Ausbildung von Falten-gittern. Dabei kann die Querfaltung entweder als zugehöriges $B' \perp B$ der Längsfaltung unmittelbar zugeordnet sein und der gleichen Kraftquelle entstammen oder es kann das Falten-gitter durch einen zweiten, späteren, vollkommen unabhängigen, anders orientierten Faltungsstoß geformt werden. In der Regel ist die Querfaltung in den oberflächennahen Einheiten (nicht in den tiefen Zonen) das schwächere Element gegenüber der primären Längsfaltenkomponente des Gitters. Da im Abschnitt „Querfaltung“ (S. 249) bereits Grundsätzliches über die Entstehung des häufigsten Typus der Faltenvergitterung, nämlich jenes Typus mit Querfaltenraster mitgeteilt worden ist und hierzu die kalkalpinen Beispiele angeführt worden sind, kann hier darauf verwiesen werden. Aus diesen Ausführungen ergibt sich auch, daß die ältere Auffassung, wie sie z. B. noch H. CLOOS (1936, S. 194) vorträgt, daß von Querfalten nur dann gesprochen werden soll, wenn die zweite Faltung einem neuen Bewegungsakt und einem andersgearteten Kräfteplan entspricht, nicht mehr aufrechtzuerhalten ist, da sich ja gerade gezeigt hat, daß Querfaltung den kausal an die Längsfaltung gebundenen, genetisch und zeitlich zugehörigen Materialüberschussausgleich in der zweiten Haupt-raumrichtung des Orogens darstellt.

In historischer Hinsicht sei vermerkt, daß in den Ostalpen besonders früh W. SCHILLER (1904, S. 48) diese kausale Beziehung der Querfaltung im Lischannagebiet durchschaut hatte, wo er sein Augenmerk auf die von ihm noch als „zweifache Faltung“ bezeichnete Erscheinung gerichtet hatte und die beiden sich kreuzenden Faltenzüge als wohl gleichzeitig entstanden gedacht hat. Im Kartenbild und auch morphologisch wird ein Falten-gitter dann besonders wirksam, wenn nach kräftiger Faltung eine tiefgreifende Abtragung die Sattelkerne oder bei Deckenfaltung sogar die tieferen Deckenelemente als „falsche Sattelkerne“ auf weiten Strecken bloßlegt. Dann zeichnet sich das Falten-gitter auf der geologischen Karte oder auf der tektonischen Karte mit kräftigen Linien ab. Das beste kalkalpine Beispiel für ein derartiges Falten-gitter, das im Deckenland vielfach bis auf die tieferen Einheiten durchgreift und daher ein Netz von homolog orientierten Streifenfenstern bzw. kreuzförmig gestalteten Fenstern darstellt, liegt in der Annaberger Fenstergruppe im Ötscherland vor (Abb. 141), wo die beiden Hauptrichtungen W-E und SSW-NNE sich in zahllosen Fenstern (Teufelskirchen-, Teufelsriedel-, Koller-, Gösinger, Mühlfelder, Annaberger

und Schmelzfenster) und Deckschollen (Hochstadel-, Geisenberg-, Burgstall-Deckscholle) widerspiegelt, oft auch in kreuzförmiger Anordnung ein und desselben Elementes (letztenanntes Fenster und letzterwähnte Deckscholle).

e 4) Scharung und Virgation (jonction, raccordement, E. HAUG, 1907, S. 207, et virgation; merging and virgation)

Begriff: Unter Scharung verstand man ursprünglich das Zusammentreten und die Vereinigung eines Bündels von Gebirgsketten zu einer einzigen Kette, unter Virgation das Auseinandertreten von Gebirgsketten gegen das Ende eines Gebirgssystems hin, am Beispiel des Ostalpenostrandes aufgestellt. Später wurden die Begriffe auch für Zusammentreten oder Auseinandertreten von Faltenzügen innerhalb des Faltenbündels angewendet.

Historische Daten: Der Begriff Scharung ist seit alters in der Bergmannsprache für die Vereinigung von Gängen unter spitzem Winkel verwendet worden. Die Anwendung des Begriffes auf die Verknüpfung verschiedener Gebirgsäste ist entgegen A. PENCK nicht durch A. v. HUMBOLDT, sondern erst von E. SUESS (1885, S. 305, 545, 550) in der Geologie eingeführt worden – vgl. O. WILCKENS (1920, S. 107 ff.). Die Übertragung auf eine Verknüpfung von Faltensträngen erfolgte schon durch E. MARGERIE & A. HEIM, 1888, S. 80. Bei E. SUESS ist ursprünglich unter Scharung das girlandenförmige Zusammentreten von Gebirgsbogenästen gemeint, später aber wird in der Literatur allgemein die Angliederung von ähnlich orientierten Gebirgsketten darunter verstanden, auch ohne daß dieser Unterschied durch den Unterbegriff „Anschabung“, O. WILCKENS (1920, S. 113), präziser ausgedrückt wird. Kreuzt hingegen ein Gebirgsbogen den anderen, so verwendet auch E. SUESS (1909, S. 578) für diese Begegnung von Gebirgselementen den von F. v. RICHTHOFEN stammenden Begriff K e t t u n g.

Der Ausdruck Virgation hingegen wird von E. SUESS (1885, S. 354) für das Auseinandertreten von Gebirgsästen neu eingeführt und 1909, S. 582 f., näher erörtert und auf Faltenstrukturen ausgedehnt. In der französischen Literatur setzt sich z. B. E. HAUG (1907, S. 207 ff.) näher mit den Begriffen auseinander und skizziert (l. c., Abb. 69) verschiedene Formen der Virgation, der Anordnung der Faltenbündel (faisceau de plis; fold bundle); E. ARGAND (1924, S. 207 ff., Abb. 1–4, S. 332 f.) komplettiert das Schema der Virgationstypen noch weiter.

Kalkalpine Beispiele: Während Aufspaltung und Vereinigung von Faltenzügen im kalkvorlpinen Faltenland eine so allgemeine Erscheinung darstellen (vgl. tektonische Karten bei A. TOLLMANN, 1967 a, 1969 a, 1970 a), daß es unnötig erscheint, einzelne Beispiele namhaft zu machen, ist die Scharung der Falten- und Deckenelemente im Ostflügel der Weyerer Bögen zwischen Großraming und St. Gallen eine so auffällige Erscheinung, daß über die Ursache eine lange, erst heute befriedigend abgeschlossene Diskussion geführt worden war. Da diese Formung in ihrer Anlage durch bruchtektonische Strukturen bedingt ist, wird sie ausführlich im Kapitel über Bruchtektonik zur Sprache kommen, auf welches hier nur verwiesen werden soll (S. 354). Ein kleineres, aber ebenfalls eindrucksvolles Gegenstück der Scharung aller Elemente wie Falten und Schuppen bildet der Ostflügel der Reinsberger Bögen

im Bereich der Frankenfesler Decke 5 km SE von Gresten, hier gebunden an den Ausläufer der Hochwartstörung. Schließlich läßt sich eine ähnliche, ebenfalls gegen Westen gerichtete Scharung des Schafbergfaltensystems in Oberösterreich nördlich der Wolfgangseestörung feststellen.

Die klassische Lokalität für die Virgation liegt ja am Alpenostrand, wo im Bereich der Kalkalpen namentlich die Göllerdecke ein gegen Osten gerichtetes Auseinandertreten ihrer Teiläste erkennen läßt.

e 5) Kulissenfaltung, En échelon-Falten, Relaisfalten, Fiederfalten (plissement en échelon; folds en échelon)

Begriff: Unter Kulissenfaltung versteht man eine gestaffelte, schräg hintereinander gelegene Anordnung von parallelen, ausklingenden, horizontalen oder axial geneigten Faltenzügen, die in ihrer Gruppierung schräg zur Gesamtanordnung des Faltensystems liegen.

Historische Daten: Der Begriff „en échelon folds“ im Englischen stammt nach J. DENNIS (1967, S. 70) von W. & H. RODGERS, 1843. Der deutsche Begriff Kulissenfaltung geht wohl auf E. SUESS zurück, nicht aber auf 1909, S. 440, wie allgemein angegeben, sondern ist älter, da SUESS schon bei E. HAUG, 1907, S. 210, damit zitiert ist. E. SUESS (1909) hatte bei Erläuterung des Begriffes Kulisse das schräge, gegen die Hauptrichtung des Gebirges ziehende Auslaufen von Faltenwellen am Außenrand der Rocky Mountains als grundlegendes Beispiel gewählt. H. v. STAFF (1910, S. 233 ff.) und J. D. CAMPBELL (1958) haben der Kulissenfaltung eigene Arbeiten gewidmet. Von F. LOTZE (1931, S. 25, Abb. 4) stammt der Begriff „Fiederfalten“ für diesen Strukturtypus, welcher Autor in seiner präzisen Studie übrigens die Genese dieser Faltengruppe lange vor N. PAVONI (s. u.) erkannt und am Beispiel des Ostrandes des Göttinger Leinegrabens (l. c., S. 26, Abb. 5) erläutert hat.

Genese: Den einfachsten Fall stellt die Kippung eines parallelen Faltenbündels dar, das dann, durch die Erosion oberflächlich abgeschnitten, ein scheinbar gestaffeltes Ausheben der Falten am zackig begrenzten Rand des gefalteten Blockes zeigt (H. BECKER, 1939, Abb. 31). Hier bewirkt aber nur der Schnitt mit der Geländeoberfläche ein derartiges Bild. Echter Schrägverlauf von Faltenzügen, auch mit horizontaler Achse, entsteht aber – wie der gleiche Autor S. 40 zitiert – auch bei rotierender Deformation eines gefalteten Rindenstückes, wodurch die Faltenachsen diagonal eingeschwenkt werden. Die eleganteste und im Versuch belegte Deutung der Faltenbildung en échelon aber hat N. PAVONI (1961, S. 517 ff., Abb. 2–3) bei Überlegungen über die Faltung des Faltenjura abgeleitet, indem er zeigen konnte, daß die über Horizontalverschiebungen im Untergrund geschleppte Sedimenthaut durch Bildung von Kulissenfalten reagiert – Abb. 130. Auch hierbei hat sich wiederum das schon von H. v. STAFF (1910, S. 251) ausgesprochene Prinzip bestätigt, daß die sich entlang eines mit oder ohne Blattverschiebungen vorstoßenden konvexen Bogens bildenden Kulissen vom Bogenscheitel weg auslaufen.

Kalkalpine Beispiele: Das einzige großzügige Beispiel von schräg zur Gesamtanordnung des kalkalpinen Falten-Deckensystems ansetzenden und gestaffelt auslaufenden Faltenzügen, die man demnach mit Kulissenfalten vergleichen könnte,

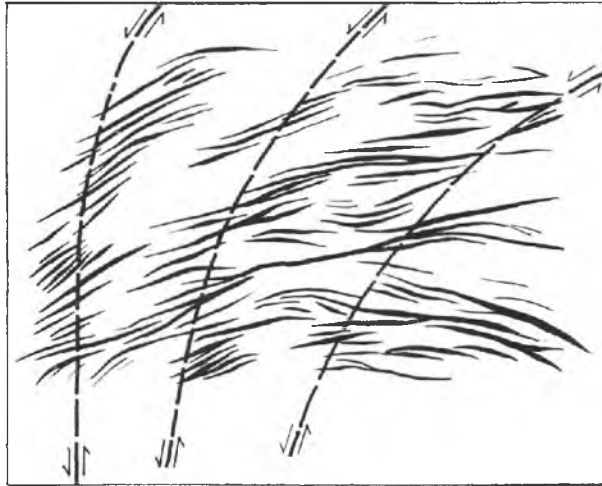


Abb. 130: Kulissenfalten-Entstehung in der Sedimenthaut über Horizontalverschiebungen des Sockels. Nach dem Experiment von N. PAVONI (1961, Abb. 2) schematisch gezeichnet.

hat sich in der tektonisch allseits umgrenzten rhombischen Großscholle zwischen der Wolfgangseestörung im Westen und der Teichl-Hengst-Störung im Osten entwickelt. Zahlreiche Faltelemente setzen östlich der Wolfgangseestörung und ihrer unter der Dachsteinmasse zu erwartenden SE-Fortsetzung an und laufen im Tirolikum gegen ENE hin aus: sowohl etwa das vorgosauische Schafbergfaltensystem als auch die nachgosauische Wolfgangsec-Gosaumulde, die Mulde von Ischl, die Faltenwellung um den Loser und die Tressensteinmulde (vgl. Taf. 2 bei A. TOLLMANN, 1967 a und Taf. 1 von 1969 a). Nach der Schräglage der Wolfgangseestörung wäre die westliche Scholle die vorstoßende, die östliche mit ihren Faltenzügen die geschleppte, zu der eine derartige Faltenanordnung passen würde. Die Wolfgangseestörung selbst muß wohl, trotz ihrer jungen vertikalen kräftigen Nachbewegung, vorgosauisch angelegt worden sein, da sie von der Überschiebung der Dachsteindecke bereits betroffen wird und nicht in letztere übersetzt. Dadurch ist auch eine zeitmäßige Beziehung zu den ja vorherrschend vorgosauisch angelegten Kulissenfalten des Ostflügels gegeben. Die hier dargelegte Deutung für die eigenartige randliche Faltung der Höllengebirgs-Totengebirgsscholle ist allerdings nur als Hypothese zu werten.

c 6) Treppenfaltung, H. BECKER, 1933, S. 625 (plis en gradins, H. & G. TERMIER, 1955, S. 99; step folds)

Unter Treppenfaltung versteht man einen Baustil, der durch Zusammenwirken von treppenförmig angeordneten Flexurstaffeln mit Faltung des jeweiligen breiteren flacheren Absatzes zustande kommt – eine eigenartige Kombination von epirogenetischer und orogenetischer Tektonik. Diese Falten-Flexurkombination tritt hauptsächlich in spät angegliederten Randzonen der Kettengebirge auf. Bei Vorherrschen der tangentialen Einengung kann sich dieser Stil zur Treppenüberschiebung weiterentwickeln

(siehe S. 98). Die Struktur wird hier nur der Vollständigkeit halber erwähnt, in den Kalkalpen ist keine derartige Faltenkombination vorhanden.

e 7) Totfaltung (plissement induré*; induration folding*)

Begriff: Eine eigenartige Vorstellung kommt in dem in der tektonischen Literatur gelegentlich verwendeten Begriff „Totfaltung“ zum Ausdruck. Am anschaulichsten schildert O. AMPFERER (1938, S. 35), der sich schon früher, z. B. 1937, S. 378, mit der Totfaltung beschäftigt hat, den Begriffsinhalt: „Funktionen der Faltung können z. B. derartig einseitig übertrieben werden, daß sie endlich nicht mehr ausgeübt werden können. Geht die Faltenbildung weiter, so müssen solche erstarre Glieder ausgeschaltet und durch neue Bewegungsformen ersetzt werden.“ Er gibt damit die vielfach herrschende Meinung wieder, daß ein Material durch die Faltung selbst wellblechartig versteift werden würde und dann bei anhaltendem gleichem Druck unter gleichen Bedingungen nicht mehr weiter in dieser Art faltbar wäre, sondern eben totgefaltet sei. Diese Darstellung ist sicherlich unrichtig. Bei weiterem Anhalten gleicher Bedingungen wird die Faltung weitergeführt, es entsteht potenzierte Faltung, zur ersten, zur vielfachen Potenz, es entsteht Spiralfaltung oder bei wechselnder Druckbeanspruchung ein Faltengitter und Querfaltung. Man kann auch im kalkalpinen Stockwerk, etwa in der Lechtaldecke in den Lechtaler Alpen im Bereich der Schrägstörung von Kaisers die Vielphasigkeit des Geschehens, die sich immer wieder in Faltung äußert, ablesen: Längs-, Quer-, Schrägfaltungen formen die jeweils schon vorhandenen Faltenstrukturen nochmals faltend um, man findet dort – etwa im Aptychenkalkpaket im Ostsockel der Griesstalerspitz-Deckscholle im Sulzeltal – gänzlich isoklinal zu Platten ausgewalzte erste Falten, die im Meterbereich und darüber zu ebenfalls ganz zusammengeklappten isoklinalen Querfalten weiterpotenziert wurden, und daneben weitere ältere und jüngere Achsenpläne in dem begleitenden Faltenhaufen.

Eine andere Materialreaktion, die eine scheinbare „Versteifung“ des gefalteten Gebirges gegenüber weiteren Angriffen anzeigt, tritt erst bei anderer Beanspruchung auf, etwa bei Druckabnahme, bei langsamerem Ablauf der Vorgänge. Diese Änderung, nicht ein Übermaß an Faltung, nicht Totfaltung, bedingt eine neue, andersartige Materialreaktion, wie vom Verfasser schon 1970 d, S. 67, ausgeführt.

5. Schuppenstruktur (structure imbriquée, structure en écailles; imbricate structure, Schuppen-structure)

a) **Allgemeines:** Deckenkörper können durch eine Reihe flacher (Überschiebung) oder steiler (Aufschiebung) Scherflächensysteme in eine Reihe von Schuppen zerlegt werden, wodurch die Schichtfolge des Deckenkörpers dachziegelartig übergreifend mehrfach wiederholt wird. Durch eine derartige Schuppenstruktur kommt es im Deckenkörper zur Materialanschoppung, zur Verdickung der Gesamtmasse.

b) **Definition,** Abgrenzung von verwandten Formen: Schuppen stellen an Abscherungsflächen weitgehend tektonisch umgrenzte aufrechte oder verkehrt liegende langgestreckte Gesteinseinheiten dar, die sich von den strukturmäßig identen

Abscherungsdecken nur durch die geringere Größenordnung und geringere Überschiebungsweite, von den Falten durch ihre nicht spiegelbildlich verdoppelte Schichtfolge unterscheiden. Die Dimension der Schuppen kann von wenigen Hektometern Längserstreckung bis zu vielen Kilometern, ja vielen Zehnerkilometern (Kalkvoralpen) reichen, ihre Mächtigkeit von Zehnermetern bis zu Kilometern. Schuppen können tektonisch vollkommen isoliert und linsenförmig entwickelt sein, sie können aber auch seitlich noch mit der Hauptmasse der Decke zusammenhängen und sich im Streichen von letzteren mit zunehmender Überschiebungsweite ablösen. Häufig gehen Schuppen im Streichen aus liegenden Falten hervor, indem der Hangenteil der Falte an einer den Kern durchsetzenden Scherfläche vorprescht (Beispiel: Hammermühlschuppe, Hohensteinschuppe, Schwarzenbachschuppe der Lunzerdecke im Pielachgebiet Niederösterreich – vgl. E. SPENGLER, 1928 a, S. 61; A. TOLLMANN, 1967 a, Taf. 1). Die gelegentlich auch als Schuppen bezeichneten reduzierten bis abgesicherten liegenden Falten – etwa vom Typus der Falten des Sonnwendjochgebirges (vgl. O. WILCKENS, 1912, S. 33) sind Zwischentypen zum Faltenbau und letzterem näher benachbart und werden im folgenden unter dem Begriff Skiba erläutert (S. 264).

Die Abtrennung der Kleinform „Schuppe“ von der Großform „Decke“ ist gern mit dem einst von H. P. CORNELIUS (1940, S. 274) vorgeschlagenen Betrag von 5 km Überschiebungsweite fixiert worden (W. SCHWAN, 1966, S. 176 f.). Es ist aber eine derartige exakte Festlegung in der Praxis wenig für eine solche Trennung geeignet, sie kann nur Richtmaß sein, während die Großräumigkeit, das Anhalten im Streichen, die Breite der betrachteten Gesteinsplatte für die Zuordnung zu einer der beiden Größenstufen mitentscheidend sein wird.

Die Steilheit der Aufschiebung oder Überschiebung kann nicht wie bei H. BECKER (1939, S. 60) zur Charakterisierung von Schuppen verwendet werden. Sie müssen durchaus nicht an steillagernden Grenzflächen abgesetzt sein, sondern können auch sehr flache Überschiebungsränder aufweisen.

c) **Historische Daten:** Der Begriff Schuppenstruktur stammt von E. SUSS (1885, S. 149), der als Typusbeispiel hierfür die von A. BITTNER (1882, S. 171 und Prof.-Taf. Abb. 3 b) erkannte und in ihrem Wesen zum ersten Mal – vgl. E. HAUG, 1907, S. 200 – Schuppenserie der östlichen Kalkvoralpen am Rand des Wiener Beckens nennt. Allerdings hat auch A. BITTNER diese regelmäßige Wiederholung, der Mode der Zeit entsprechend, aus vollständig reduzierten Falten abgeleitet (l. c. Prof. 3 b links unten), wie auch später noch E. DE MARGERIE & Alb. HEIM (1888, S. 82) die Schuppenstruktur nach demselben Modus erklären. Erst A. ROTHPLETZ (1894, S. 156) tritt dieser Entstehungsart der Schuppenstruktur energisch entgegen. Die historische Ableitung des äquivalenten englischen Begriffes „imbricate structure“ wird bei J. DENNIS (1967, S. 90) gegeben.

d) **Schuppentypen:** Analog zu den verschiedenen Deckentypen kann man auch eine Charakterisierung der verschiedenen Typen von Schuppen (écaille; Schuppe, lobe, wedge) vornehmen, indem man die gleichen, bei Besprechung der Deckentypen angeführten Namen in Zusammensetzung mit dem Begriff Schuppe statt Decke verwendet. Man kann also etwa, um ein Beispiel zu geben, nach dem Baustil gliedern und aufrechte Schuppen (mit normaler Schichtfolge), verkehrte Schuppen (mit inverser Serie) und aus Faltenanlagen hervorgegangene Schuppen, sogenannte Skibas (siehe

unten), unterscheiden. Man kann nach dem Transportprinzip in Schubschuppen, Gleitschuppen, Schleppschuppen (vgl. H. BECKER, 1939, S. 63) etc. gliedern. Nach ihrer besonderen Stellung im Deckenkörper haben wir bereits zuvor Dachschuppen (S. 182) und Stirnschuppen (S. 191 ff.) unterschieden und speziellere Typen der Schuppung bei der Struktur der Gleitbretter erwähnt.

T a u c h s c h u p p e n als Gegenstück zu Tauchfalten, gebildet durch hinabpresende, eintauchende Gewalt einer Schubmasse auf ihre basalen, sich in tektonische Einzelemente auflösenden Anteile, hat z. B. R. ROSSNER (1972, S. 4, S. 51 f.) von der Basis des Tirolikums im Werfener Schuppenland SW Annaberg, Salzburg, erkannt, da die dort gegen Süden aushebenden Schuppen auf Grund der nordvergenten Kleinstrukturen einem gegen Norden und abwärts gerichteten Formungsakt ihre Entstehung verdanken.

Der Begriff der *Ski bas* (pli-faille chevauchant), für die aus Falten durch mehrweniger vollständige Reduktion des Liegendschenkels hervorgegangenen Zwischentypen zwischen Schuppen und Falten, ist in den galizischen Karpaten geprägt worden und wird von manchen Autoren (vgl. H. BECKER, 1939, S. 60, Abb. 54) ganz allgemein für diese den reduzierten Faltendecken bis Überschiebungsfaltendecken im Stil entsprechenden, aber um eine Größenordnung kleinere Strukturen verwendet.

e) **S c h u p p e n v e r b a n d**: Wiederum lassen sich ganz analog wie bei den Decken auch hier Gruppierungen bestimmter Art unterscheiden, die dann auch mit gleichen Namen belegt werden können – nur natürlich in Verbindung mit dem Partikel Schuppe statt Decke. So wird man unter **S c h u p p e n p a k e t** eine Anhäufung von Schuppen verstehen, wie sie ja abschnittsweise durch besondere Einengungsbedingungen häufig zu beobachten ist. Die benachbarten Elemente im Schuppenpaket brauchen nicht genetisch eng miteinander verknüpft zu sein. Will man eine genetische Beziehung innerhalb einer Schuppenfolge zum Ausdruck bringen, wird man die Bezeichnung **S c h u p p e n s y s t e m** anwenden. Wird ein Schuppenpaket oder ein Schuppensystem gemeinsam gefaltet, so spricht man (vgl. z. B. A. PILGER, 1954, S. 223) – in Analogie zu Deckensätteln und Deckenmulden – von **S c h u p p e n s ä t t e l n** und **S c h u p p e n m u l d e n** (voralpines Beispiel bei A. TOLLMANN, 1966 a, S. 200). In einem ausgedehnten Schuppenland mit relativ weiter Überlagerung der Einzelemente kommt es auch gelegentlich gerade an solchen Schuppensätteln zur Bildung von **S c h u p p e n f e n s t e r n**. Neben diesen wenigen angeführten Beispielen von deckentektonischen Elementen lassen sich noch zahlreiche weitere derartige Strukturen auch im Bereich des Schuppenbaues antreffen – nur eben mit entsprechenden kleineren Dimensionen.

f) **K a l k a l p i n e B e i s p i e l e**: Da die Schuppe als internes Deckengliederungsprinzip in den Nordkalkalpen neben der Falte das geläufigste Element darstellt, erübrigt sich wohl, hierzu spezielle Beispiele anzuführen. Beispiele sollen hingegen nur für die Art des Auftretens der Schuppen an je einem Typusfall erwähnt werden.

Auf der einen Seite finden wir ausgedehnte, regional weithin verfolgbare, auch ganz allein und isoliert auftretende Schuppen. Beispiele für eine derartige isolierte aufrecht lagernde Schuppe, die mit Unterbrechungen den gesamten Nordrand der Kalkalpen in einer Länge von mehreren Hundert Kilometern hinzieht, bietet die **C e n o m a n r a n d s c h u p p e**, deren Fragmente vom Allgäu bis Wien reichen. Eine ebenfalls bedeutende isolierte, aber verkehrtlagernde Schuppe, ebenso wie die

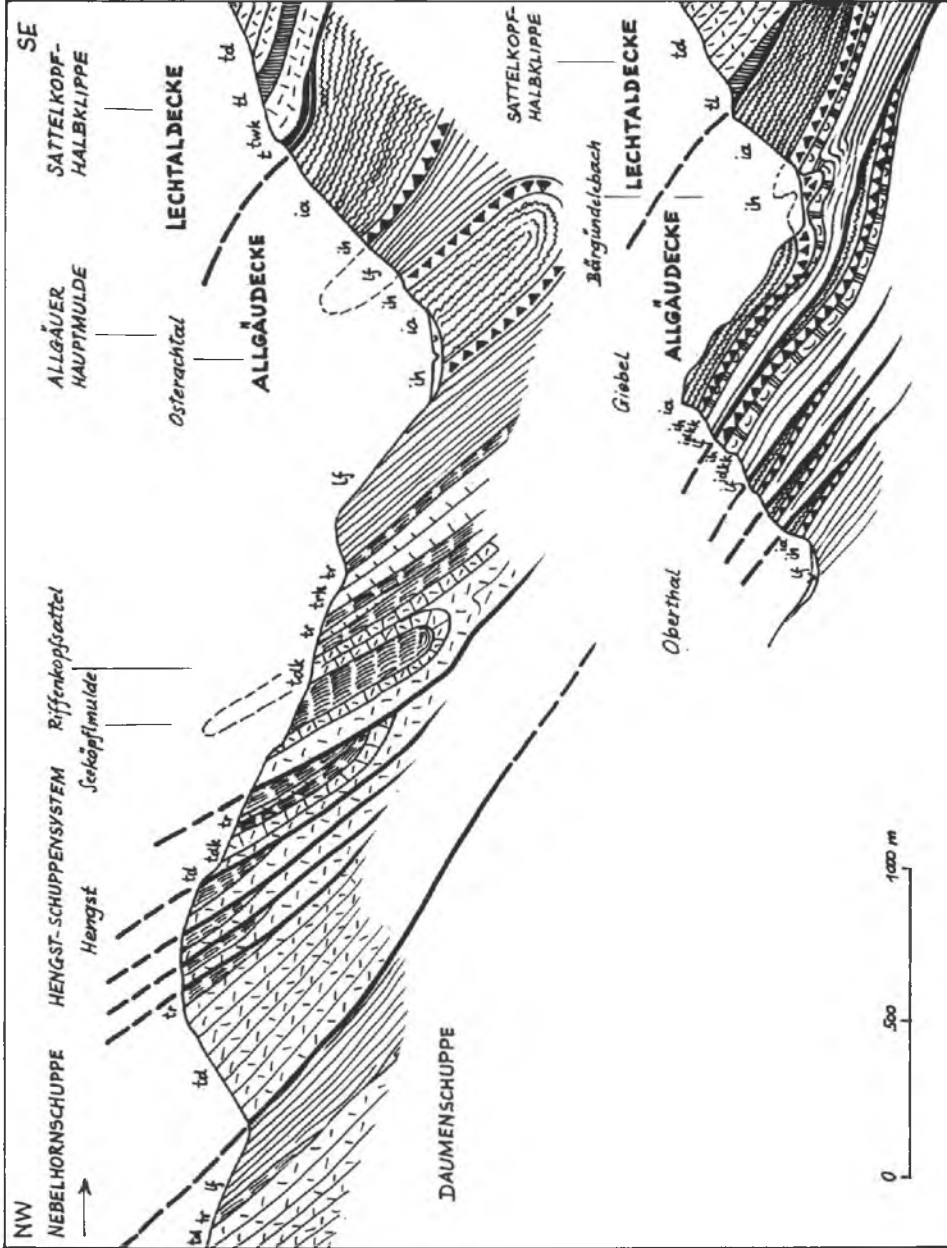


Abb. 131: Das Schuppensystem des Hengst und Giebel im Bereich der Allgäuer Hauptmulde, Allgäu-Decke, als Beispiel für enggedrängten Schuppenbau. Nach A. Custodis et al., 1965, Taf. 1, und nach der Osterachkarte von W. Zacher, 1964, modifiziert.

vorher erwähnte oder noch stärker in Teilstücke zerrissen, stellt die Pielachschuppe (A. TOLLMANN, 1966 a, S. 152) zwischen Frankenfelder- und Lunzerdecke in den österreichischen Kalkvorlpen dar, die vom Raum südlich von Ybbsitz („Frankenfelder Hangenschuppe“, G. LAUER, 1970, Taf. 3) über den Südrahmen des Fensters von Urmannsau, den Rahmen des Jessnitzfensters und dann nach einer Unterbrechung im Pielachgebiet bis zum Rahmen des Traisenhalbfensters, also über eine Strecke von mehr als 50 km verfolgt werden kann.

Als anderes Extrem sollen Schuppenzonen mit enggedrängten Einzelementen erwähnt werden, die auf Druckauslösung in besonders hierfür prädestinierten Zonen hinweisen. Als Beispiel kann etwa die Schuppung der Allgäudecke im Giebel oder im Hengst in den Allgäuer Alpen beiderseits der Allgäuer Hauptmulde angeführt werden (A. CUSTODIS et al., 1965, Taf. 1) – Abb. 131.

6. Schollenstruktur (structure en blocs; block structure)

Die Begriffe Scholle (bloc; block) und Masse (masse; block) werden für mehr oder weniger vollständig tektonisch umgrenzte Einheiten verwendet, die gegenüber der Umgebung eine relativ geringe selbständige Bewegung durchgeführt haben. Sie können durch steile bruchtektonische Flächen begrenzt sein oder aber auch durch Aufschüben oder Randüberschiebungen geringer Reichweite mit dem Umland in Kontakt stehen. Verdrehungen sind nicht selten. Im Deckenland wird man aufgeschuppte oder in kleineren Abschnitten der Peripherie leicht überschobene Einheiten nur dann als Schollen bezeichnen, wenn ihre Form relativ isometrisch ist, jedenfalls nicht langgestreckt in der Streichrichtung der Hauptelemente ausgedehnt ist, in welchem Fall man von Schuppen sprechen würde. Die Bezeichnung „Masse“ wird man für wenig weit oder in bezug auf die nähere Umgebung nicht transportierte Einheiten mit mehr irregulärer Gestalt anwenden. Der Ausdruck „Schubmasse“ beinhaltet den Begriff des Transversaltransportes, sagt aber im Gegensatz zum Begriff „Decke“ mit ihrer namhaften Schubweite nichts über die Weite der Überschiebung aus, so daß die Bezeichnung „Schubmasse“ heute gerne dort Anwendung findet, wo man eher an eine geringe Schubweite (von wenigen Kilometern) denkt. Früher war ja der Begriff „Schubmasse“ für überdimensionale Deckschollen, für wurzellos freischwimmende Gebirgsmassen angewendet worden (O. WILCKENS, 1912, S. 62; A. THURNER auch in neuerer Zeit), welche heute aber allgemein bei weitspanniger Überschiebung ebenfalls als Decke bezeichnet werden (Beispiel: Berchtesgadener Schubmasse = Berchtesgadener Decke). Läuft eine Scholle oder Masse in einen langen Fortsatz aus, so wird dieser als „Sporn“ bezeichnet.

Kalkalpine Beispiele: Das Musterbeispiel für Schollenbau in den Kalkalpen bietet der Rhätikon, dessen Schollengliederung bereits durch E. v. MOJŠISOVICS (1873, S. 163 ff.) analysiert worden ist. Heute unterscheidet man im Rhätikon acht Schollen (Abb. 132), die durch leichte bis kräftige Aufschüppungen voneinander vollständig oder unvollständig getrennt sind. Die im Osten anschließende neunte Scholle, die Davennascholle, ist hingegen nur an tiefen Bruchstrukturen herausgeschnitten und bewegt. Durch die kräftige Überschiebungstektonik, die durch Einschleppung von

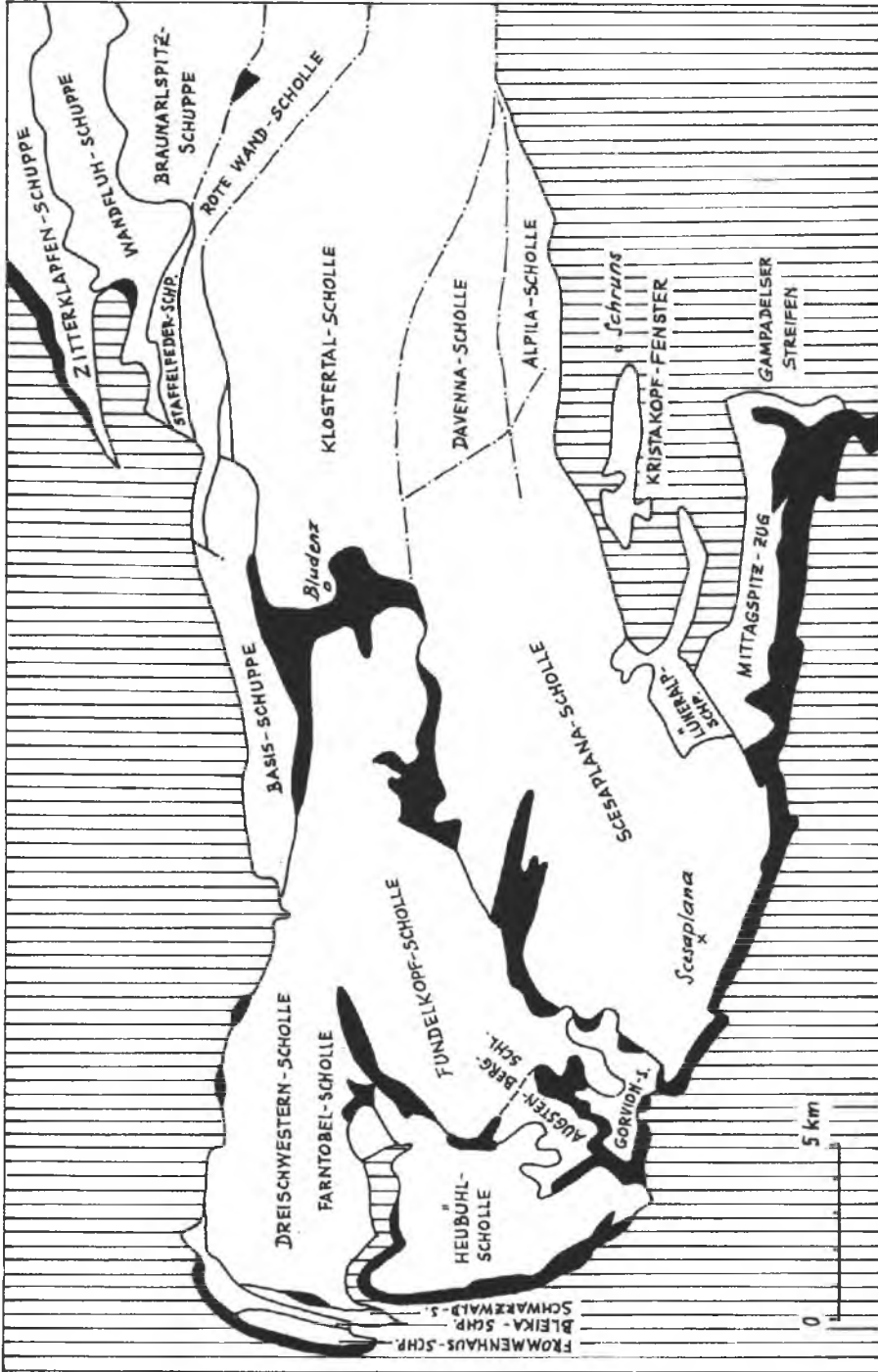


Abb. 132: Die Schollengliederung im Rätikon und im östlich anschließenden Raum (A. TOLLMANN, 1970 a, Taf. 3). Weiß = kalkalpin, schwarz = Arosadecke und Schürflinge.

Arosa-Schürflingen als Schürflingsfenster an diesen Schollengrenzen besonders verdeutlicht wird, wäre man im Verein mit der meist länglichen Form der Schollen auch geneigt, hier bereits von Schuppen zu sprechen, deren Überlappungssinn vorwiegend gegen NW hin gerichtet ist, wobei aber durchaus Ausnahmen vorkommen und zwei benachbarte Schollen in den verschiedenen Teilabschnitten entgegengesetzt zueinander überschuppt worden sein können. Auch Drehbewegungen um ein Vertikalscharnier kommen vor (Augstenberg-Scholle – vgl. A. TOLLMANN, 1970 a, Taf. 3; M. KOBEL, 1972).

Eine ähnliche Auflösung in Schollen wie im Rhätikon ging auch am Allgäuer Kalkalpenrand vor sich, wo Randschollen wie Gräshorn, Bärenkopf, Kanzelwand etc. schon weitgehend losgelöst erscheinen (vgl. A. TOLLMANN, 1970 a, Taf. 3).

Im Ostabschnitt der Kalkalpen bildet die Reifflinger Scholle mit dem bei Palfau lang gegen ENE hinstreichenden „Mendlinger Sporn“ ein Musterbeispiel für eine aus dem Verband der Sulzbachdecke gerissene und verdrehte, aber gegenüber der Umgebung dennoch relativ autochthone Scholle, über deren Eingliederung zuletzt P. STEINER (1965, S. 284 ff.; 1968, S. 74 ff.) eingehend berichtet hat. Hier ist die Ursache für das Herausspringen dieser Scholle aus dem normalen Deckenverband sehr gut begründet, da sie in der Pressungszone am Innengelenk der durch scherende und schleppe Einengung entstandenen Weyerer Bögen liegt.

Weitere Beispiele für tektonisch gut umgrenzte, zum Teil deckenförmig ausschende (vgl. S. 342 f.), aber relativ autochthone „Massen“ in den Kalkalpen bieten etwa die Zlambachscholle, die Lammermasse, die Kaisergebirgsscholle, die noch breit im Osten und Norden eingebundene Wetterstein-Masse usw. Fast alle sind durch mehrphasige Bewegungen in fortschreitendem Maße tektonisch isoliert worden.

7. Aufbruchzonen (zones de rupture; zones of piercing*)

Ursprünglicher Begriffsinhalt: Der Begriff Aufbruchzone stammt aus der Anfangszeit wissenschaftlicher Geologie, aus der Zeit vor Kenntnis des Deckenbaues und wurde für Zonen angewendet, in denen ältere Gesteine an Schuppungsflächen, an Deckengrenzen, in Antiklinalen, in Wurzelzonen, an Schollengrenzen, an Bruchlinien und an anderen Flächen zwischen jüngeren Gesteinen an der Oberfläche sichtbar geworden waren. Berühmteste Beispiele dieser Art im Osten der Kalkalpen waren etwa die Brühl-Altenmarkter Aufbruchzone im Norden und die Puchberg-Mariazeller Aufbruchlinie im Süden, die den oft flach gelagerten nördlichen Ausstrich der mit Haselgebirge und Werfener Schiefen einsetzenden Gölledercke (N) bzw. Mürzalpendecke (S) repräsentieren. In dieser Hinsicht wäre nun der Sammelbegriff „Aufbruchzone“ im alten Sinne nach Klärung der Strukturarten hinfällig.

Begriff in Neufassung: Trotzdem wird der Begriff von manchen Autoren in neuerer Zeit in eingeschränktem Sinne weiter verwendet: der Begriff Aufbruchzone ist heute dann noch sinnvoll, wenn man darunter enggepreßte Zonen von steil aus der Tiefe aufsteigendem, meist älterem Material versteht, das dank seines inkompetenten Verhaltens sich gegenüber dem Nachbargestein diskordant verhält, häufig auch direkt intrusiv wird. Strukturen, die ein solches Gesteinsverhalten fördern,

sind Grenzflächen starrer Schollen über plastischem Untergrund oder aufbrechende steile Antiklinalen mit mobilem Material im Kern.

Kalkalpine Beispiele: Die schönsten Beispiele für Aufbruchszonen liegen im Schollengebiet des Rhätikon, von wo jüngst M. KOBEL (1972, S. 245 f.; Abb. 2) wiederum das diapirische Aufquellen des Materials der hochmobilen Arosazone zwischen den kalkalpinen Schollen (vgl. Abb. 132) und auch in aufgebrochenen Antiklinalkernen ähnlich wie manche früheren Beobachter schildert. Aus den Antiklinalkernen dringt dieses inkompetente Material durch die gesprengte Unter- und Mitteltriasmasse des Rhätikon hindurch und kommt hierdurch häufig mit dem hochmobilen Gips der Raibler Schichten in Kontakt, wird mit diesem verwalzt und damit häufig wiederum Schmiermittel für weitere stockwerktektonische Bewegungen (siehe S. 93 und Abb. 45). Gleichzeitig haben wir hiermit auch den Typus der Diapirfalte kennengelernt, der in den Nordkalkalpen sonst eine Seltenheit darstellt.

Als zweiter Typus, den man wohl auch unter den eingeeengten Begriff Aufbruchszone subsumieren könnte, seien die steil und diskordant zwischen dem starren Wettersteinkalk aufgepreßten mobilen Muschelkalke des an Störungen begrenzten Kernes der Stixensteiner Antiklinale der Schneebergdecke NW von Ternitz am Kalkalpenostrand erwähnt, deren 12 km langen und nur 200 bis 300 m breiten Verlauf B. PLÖCHINGER (1963, S. 59; 1967, S. 94 ff., Taf. 4, Prof. 3-4) bis hinauf zum Werfener Schiefer-Aufbruch am Gahnsplateau detailliert zur Darstellung gebracht hat.

8. Die tektonische Reduktion des Deckenkörpers

Reduktionserscheinungen am Deckenkörper können vielfältiger Art sein. Naturgemäß stellen sich stärkere und durchgreifendere Reduktionen mit zunehmender Tiefe des tektonischen Stockwerkes ein. Trotzdem beginnen merkbare Reduktionen bereits mit Überlagerung einer höheren Decke, so daß auch in den Kalkalpen reichlich Beispiele für eine für dieses Stockwerk zum Teil erstaunlich starke tektonische Reduktion zu registrieren sind. Reduktionen können sich neben der schon besprochenen Erscheinung der basalen und dorsalen Trunkatur vor allem in Ausdünnung, Lamellierung, Abquetschung, Zerlinsung und Zerreißen, Boudinage und ähnlichen Vorgängen äußern. Im folgenden seien einige Beispiele zur Erhellung der verschiedenen Arten dieser Vorgänge gebracht.

a) A u s d ü n n u n g (réduction tectonique; tectonic reduction)

Die Ausdünnung des Materials kann auf recht verschiedenem Wege erfolgen, wie am ausführlichsten A. SPRIZ (1911, S. 286 ff.) dargetan hat. Sie kann sich erstens in Form einer A u s q u e t s c h u n g (écrasement; crushing), die im Extremfall zur Abquetschung führt, äußern. Diese erfolgt durch eine Materialpressung durch Druck normal auf die Schichtfläche. Hierbei weichen zuerst die relativ plastischeren Schichten seitlich bis zum Verschwinden aus, werden allerdings in anderen Bereichen entsprechend angeschoppt. Die Ausdünnung kann zweitens in Form einer Z e r r u n g (étirement; tension) erfolgen, wodurch eine Verdünnung durch Streckung ohne Belastung

bei Wirkung in Richtung der Schichtflächen zu verstehen ist, etwa bei Streckung in Gewölbebiegungen zu beobachten. Die dritte Form der Ausdünnung liegt in der Auswulzung des Materials, der *Plättung* (lamination; lamination), die eine Streckung unter Belastung darstellt, wobei hierfür als anschaulichstes Beispiel im Kleinen die Auswulzung eines Mittelschenkels einer Falte dienen kann (vgl. Abb. 123, S. 239).

Eine gleichmäßige Materialausdünnung bis Lamellierung dominiert naturgemäß in tieferen tektonischen Bereichen, wo – wie etwa im Unterostalpin der Radstädter Tauern – mächtige Schichtfolgen Schichtglied für Schichtglied auf ein Zehntel oder einen Bruchteil eines Zehntels ausgedünnt sein können. Bereits in diesem tiefen Stockwerk, mehr noch im Pennin, kommt es zur Ausbildung richtiger *Deckenlamellen*, wie solche extrem reduzierte, aber im Streichen oft lang anhaltende Deckenrudimente genannt werden. In den Kalkalpen, also unter geringer Belastung, geht die Ausdünnung meist so vor sich, daß die Serie ungleichmäßig reduziert wird, das Material an plastischen und zwischen plastischen Horizonten stark abgeführt wird, während die massigeren Partien noch länger erhalten bleiben. Am Beispiel der Ausdünnung der Hohe Wand-Mürzalpendecke im Ödenhofenster SE von Puchberg am Schneeberg (Abb. 148) erkennt man gut diese Art des Mechanismus: Diese Decke, die auf der Hohen Wand noch eine Mächtigkeit von etwa 1 km besitzt, wird im inneren Ostrahmen des Fensters auf wenige hundert Meter ausgedünnt, in der westlichen Fortsetzung dieses Rahmens schließlich allmählich vollständig abgequetscht. Dabei kommt es neben der erwähnten ungleichförmigen Materialausdünnung auch zu bedeutenden Zerreißen und Verstellungen der Schollen der Serie.

b) *Abquetschung* (étranglement; squeezing off) – vgl. A. SPITZ (1911, S. 286)

Großartige Beispiele flächenhafter Abquetschung von tieferen kalkalpinen Decken oder Deckenteilen, vom Hangenden aus hinabgreifend, wurden schon im Abschnitt „Dorsalabquetschung“, S. 177 f., angeführt. Deckenwurzelgebiete (Beispiele im Kalkvor-alpin des Ötztal, besonders im Rahmen des Schmelzfensters) und ganze Deckenstreifen im kalkhochalpinen Gebiet (z. B. Untergrund der Mürzalpendecke) werden vornehmlich hiervon betroffen. In Doppel- und Mehrfachfenstern kann man dann vielfach auch die vollständige Ausquetschung von Decken eines Deckenstapels zwischen den liegenden und hangenden Einheiten beobachten (Mürzalpendecke fehlt im Hengstfenster der Schneebergdecke durch Ausquetschung vollkommen über dem tirolischen Sockel).

c) *Zerlinsung und Boudinage* (boudinage; boudinage)

Da die Ausdünnung eines gepreßten oder auch gestreckten Decken- oder Schuppenkörpers in diesem hohen Stockwerk der Kalkalpen, wie erwähnt, nicht so gleichmäßig wie unter hohem Druck in größeren Tiefen vor sich geht, ist eine Zerreißen der beanspruchten Decke oder Schuppe, eine Zerlegung in Schollen, Linsen, isolierte Späne, die sich perlschnurartig an der Hauptbewegungsfläche gleich einer Riesenboudinage hinziehen, ein gewohntes Bild. Als Beispiel sei etwa nur die Zerlegung der *Hochgletscheralm-Schuppe* vor der Stirn der Lechtaldecke in Vorarlberg

erwähnt (Abb. 28), die auch in dem über den Bildausschnitt gegen NW hinausreichenden Teil zahlreiche Einzelkörper ihres zwischen weichen Schiefern boudinierten Rückgrates aus Hauptdolomit aufweist, wie sehr gut die Darstellung von M. SCHIDLÓWSKI (1961, Abb. 1, S. 428) erkennen läßt. Ein anderes Beispiel liegt in dem zu einer sehr lockeren Reihe von Großschollen zerrissenen Triaskern der Wösterspitz-Schuppe aus den Nordabfällen unter der Krabachjoch-Deckscholle in den Lechtaler Alpen Tirols vor, wo die Fortsetzung des Schuppenkernes nur an isolierten Dolomitkörpern zwischen den Jungschichten im Liegenden und Hangenden zum ebenfalls intensiv verknüpteten Pimigspitz-Lerchspitz-Zug weiterzuverfolgen ist (vgl. K. E. KOCH, 1966, Taf. 6).

Als schönes Beispiel für Boudinage im eigentlichen Sinne, also im kleineren Maßstab des Bankbereiches, sei die Zerlegung des tieferen Schichtkomplexes der Frankenfelsler Decke im Gebiet des Plaisabaches im Raum der Weyerer Bögen erwähnt (K. POLL, 1972, S. 27).

Auf das heute zureichend bekannte Phänomen der Boudinage selbst braucht in diesem Zusammenhang wohl nicht eingegangen werden. Es sei aber für eine fundierte Information auf die zusammenfassende Darstellung bei G. WILSON (1961, S. 496 ff., Abb. 34 ff.) verwiesen, wo auch die wichtigsten einschlägigen Publikationen zitiert werden. In erster Linie sind hierzu die Arbeiten von E. CLOOS (1947), F. CORIN (1932), M. PATERSON et al. (1968), T. QUIRKE (1923), H. RAMBERG (1955), N. RAST (1956) und U. DE SITTER (1958) hervorzuheben.

d) Gleitbretter (lames cisailées; shear slices)

Der Begriff „Gleitbrett“ ist von A. SPITZ (1911, S. 285, 291) für eine mechanische Einheit im Gebirgsbau eingeführt worden, die durch zwei annähernd parallele Verschiebungsflächen (Gleitflächen, Quetsch-, Zerr- oder Walzflächen) abgegrenzt ist. Ist diese Einheit seitlich ebenfalls abgetrennt, also allseits begrenzt und dann von linsenförmiger Gestalt, spricht SPITZ von einem freien Gleitbrett. Solche mechanischen Einheiten erlauben nach diesem Autor eine vom ursprünglichen Faltenbau gänzlich unabhängige Bewegung und können schließlich zu dessen vollständiger Auflösung führen. Die Teilbeweglichkeit einer in eine Vielzahl von Gleitbrettern zerlegten Masse „wird zu einem ähnlichen Resultat führen wie ein ins Gleiten geratener Stoß von Brettern: einige eilen voran, andere bleiben zurück, wieder andere verändern, lokalen Verhältnissen gehorchend, ihre Geschwindigkeit und tauschen miteinander die Plätze wie in einem Spiel gemischter Karten, bis schließlich die ursprüngliche Anordnung vollständig verwischt ist“.

Gerät eine in Gleitbretter zerlegte Masse unter Einwirkung einer höheren Schubmasse, so ist nicht ein Ausdünnen und Auswalzen des Materials die Folge, sondern dieses Paket wird zwar auch auf geringere Mächtigkeit reduziert, aber durch Ausdehnung der Masse auf eine größere Fläche entlang der Fugen der Gleitbretter und nicht im Inneren des Gesteinsverbandes.

Der Mechanismus dieser Gleitbrettektionik ist eingehend von W. SCHMIDT (1925, S. 18 ff.; 1932, S. 81 ff.) erläutert worden, der die enorme Bedeutung des Gleitbrettprinzipes vom Vielhundertmeterbereich bis zum Millimetermaß als wichtigstes

Gebirgsbauprinzip propagiert hat. H. BECKER (1939, S. 60 f.) schildert den Gleitbretttypus als extreme Form der Verschuppung, bei dem das Vorauseilen einzelner Glieder, die dann in ganz fremde Umgebung gelangen, während andere weit zurückbleiben, typisch ist. Der Begriff Gleitbrett wurde sogar gelegentlich für die durch Transversalschieferung gebildeten Lamellen in Scherfalten verwendet (E. S. HILLS, 1963, S. 234 ff.), was wohl zu weit geht. Ein jüngeres Synonym zu Gleitbrett bildet der Ausdruck Schubrett (Schubplatte) von E. KRAUS, 1949, S. 34 ff., der dort einen solchen Bewegungsvorgang, der zur Gleitbrettbildung führt, als „Fastfugengleitung“ bezeichnet.

In den Ostalpen trifft man Gleitbretterstruktur vornehmlich in der Zentralzone an. H. BECKER (l. c.) erwähnt bereits, daß sich Gleitbretter mit Vorliebe in Serien bilden, die schon eine Deformationsperiode hinter sich haben, also in einem älter oder unmittelbar zuvor gefalteten Bereich auftreten, und bringt Beispiele hierfür. Ebenso zeigt K. METZ (1967, S. 107 f., Abb. 87), daß dieser Deformationstypus, der neue Scherflächen quer durch älteres, gefaltetes und geschiefertes Gebirge legt und zur „Sperrholztekonik“ führt, aus der Zentralzone der Ostalpen gut bekannt ist. Auch die Typusbeispiele von A. SPITZ (1911, S. 296 usw.) stammen ja aus der westlichen Zentralzone.

In den Nördlichen Kalkalpen ist Gleitbretterbau seltener anzutreffen, noch am ehesten im besser teilbeweglichen schiefrigen Gestein als in der Karbonatmasse. Beispiele liefern etwa die Darstellung von H. PICHLER (1963, Taf. 13, Prof. E) durch das Jura-Kreide-System des Rothmanngrabens NW von Schellenberg bei Hallein, wo die Serie unter der Masse der Berchtesgadener Decke zerwalzt wurde; oder die Zerlegung der Juraschichtfolge unter der Überschiebung der Inntaldecke bei der Grieslalm westlich der Ruitelspitz-Halbklippe in den Lechtaler Alpen (A. TOLLMANN, 1971 b, Abb. 39, S. 331); ferner die Jura-Kreide-Masse, die teils im Bereich der tektonischen Moränenbildung bei der Ussneralm bei Tannheim, andererseits an der Südseite des Falkensteinzuges 5 km SW Pfronten im Allgäu einer enormen Pressung ausgesetzt war (A. TOLLMANN, 1971 a, Abb. 6 bzw. 12). All die genannten Beispiele liegen in extremen Pressungszonen, sie treten im unmittelbaren Grenzbereich zum erzeugenden Walzschlitten auf, greifen aber nicht tief in den Untergrund ein. Wir sehen demnach in der Wirkung der Gleitbrettektonik auch in den Kalkalpen das Prinzip der Ausdünnung realisiert, aber ihre Bedeutung bleibt gegenüber anderen Vorgängen hier weit zurück. Nimmt die Gleitbrettektonik größeres Ausmaß an, wie etwa im Westabschnitt der Wandfluhscuppe in Vorarlberg (O. OTTE, 1972, S. 127), so ist besser von Stockwerktektonik zu sprechen – vgl. S. 274 ff.

9. Die tektonische Anschoppung im Deckenkörper

Anschoppungsprinzipien: Als Gegenstück zur Reduktion kommt es in Staunungsräumen zu einer tektonischen Materialanschoppung, die sich im kleineren Ausmaß ebenso wie im Gesamtdeckenkörper äußern kann. O. AMPFERER hat auf Anschoppungen im Zusammenhang mit der Ausfüllung von Erosionsfurchen bei Reliefüberschiebungen hingewiesen, wo das Material der Deckensohle der höheren Einheit zunächst in Form von verdrehten Schollen und Trümmern die Reliefkerben

ausfüllt, bevor die Decke ihren Weg weiter fortsetzt (Abb. 37). Von diesen basalen Anschoppungen abgesehen, kann die Materialanreicherung im Deckenkörper durch Anschoppung von Falten oder durch Aufhäufung von geschupptem Material, in Ausnahmefällen auch durch gepreßte Eisschollenstruktur (*structur en glacons*, M. ARCHAMBAULT et al. 1967, Taf.) oder chaotische Struktur (Abb. 133) erfolgen.

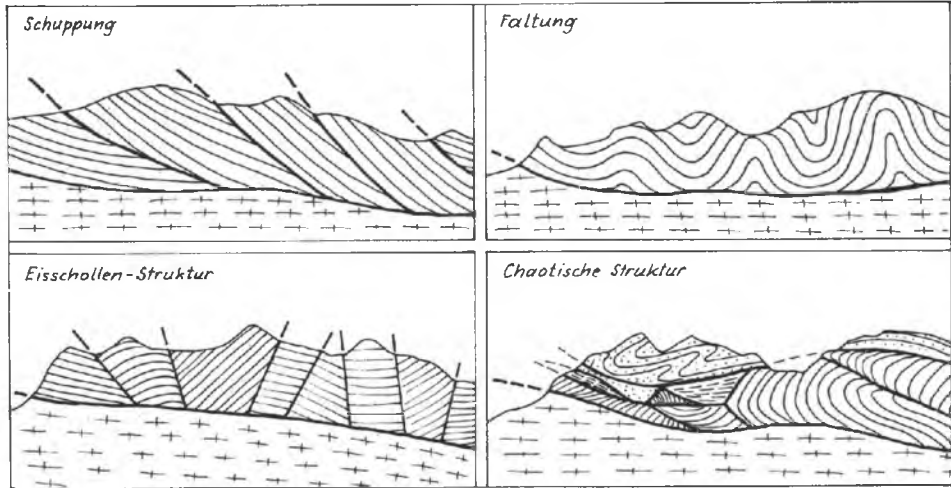


Abb. 133: Schematische Übersicht über die Komplikationen im Deckenkörper durch Materialanschoppung.

Klassische Beispiele für solche Materialanschoppung im großtektonischen Maßstab bieten in den Ostalpen etwa die Stirnregionen der tektonisch tieferen Einheiten wie jene des Unterostalpin, wo am Nordostrand des Tauernfensters das weiter im Süden ganz ausgedünnte System in Form von sechs Decken angeschoppt erscheint, in sich noch durch Großfaltung – beispielhaft in der Pleislingdecke – weiter vermehrt. Ähnlich erscheint durch Schuppung und Faltung das unterostalpine Permomesozoikum im Semmeringsystem nördlich des Wechsels mächtig angeschoppt, während es gegen die Wurzelzone hin gänzlich ausdünnt. Die Anschoppung im Stirngebiet ist verständlich, da das nach Norden verschleppte Material durch die Überlagerung nicht nach oben ausweichen konnte und demnach hier angereichert werden mußte.

Kalkalpine Beispiele: Derart eindrucksvolle Beispiele liefern die Kalkalpen nicht, hier kommt es durch die freiere Tektonik nicht zu Anschoppungen solch großen Maßstabes. Das verschleppte Material kann im allgemeinen nach oben ausweichen. Trotzdem ergibt sich auch hier in der Stirnregion die große Materialanschoppung, und zwar in der Stirnzone der Kalkalpen als Ganzes. Der vorgelagerte Flysch (und Helvetikum und Molasse) bildeten ein gewisses Widerlager, so daß es besonders durch die mehrphasigen Nachbewegungen zu einem Aufstauen der Frontalpartie der Kalkalpen kam. Am eindrucksvollsten beweisen dies die (derzeit allerdings noch wenigen) Bohrungen, die in dieser Frontalzone abgeteuft worden sind. Das

überaus steile Abtauchen der Überschiebungsfäche, das einen großen Tiefgang anzeigt, und das geschuppte oder gefaltete Repetieren der Serien der Randeinheit beeindruckt bei diesen Bohrungen sehr, etwa bei den bis über 6000 m tief abgeteufte Bohrungen im Raum Schönkirchen bei Gänserndorf im kalkalpinen Anteil im Untergrund des Wiener Beckens (J. KAPOUNEK & S. HORVATH, 1968, Abb. 3) – vgl. Abb. 134. Ebenso steil und durch noch extremere Schuppung redupliziert erscheint die Kalkalpenfront in der Bohrung „Bergen 1“ SW Maximilianshütte im Randbereich der Allgäu-Decke in Bayern, die, hart an der Kalkalpengrenze angesetzt, erst unter 821 m den ganz steil darunter angepreßt einfallenden Flysch erreichte (O. GANSS, 1956, S. 144 f.). Gleichmaßen überraschend war die enorme Anschoppung der Frankenfels-Decke im stirnnahen Untergrund der niederösterreichischen Kalkvoralpen in Form einer in sich noch verschuppten riesigen liegenden Falte, die in der Bohrung Urmannsau bei Gaming im Ötscherland angefahren worden war (Abb. 6). Aber auch obertags ist diese starke faltende Zusammenstauung im tiefbajuvarischen Abschnitt der Kalkalpenfront auffällig.

Im Inneren der Kalkalpen kommt es ebenfalls besonders in Stirngebieten von Decken und an Stirnschuppen zu Materialanschoppung, und zwar namentlich dort, wo Haselgebirge mittransportiert wird. Solche Haselgebirgs-Anschoppungen sind z. B. vom Annaberger Fenster im Ötscherland Niederösterreichs bekannt, wodurch die Deckenbasis der Reisalpendecke einen tiefen Sack in den Untergrund entsendet (E. SPENGLER, 1928 a, S. 101). Sie ist in der Bohrung Windischgarsten SW der gleichnamigen Ortschaft in Oberösterreich angetroffen worden, wo im Bereich der Warscheneck-Stirnschuppe mächtiges Haselgebirge mit Unter- und Mittelkreidenschiefen, Gosau und anderen Elementen steil verspleißt ist und zu großer Mächtigkeit anschwillt (B. PLÖCHINGER & S. PREY, 1968, Taf. 1, Prof. 3). Derartige Anschoppungen im Haselgebirge schließlich aber sind ja auch für die von W. MEDWENITSCH (1958, S. 170) als „Stirntypus der alpinen Salzlagerstätten“ bezeichneten Strukturen der Lagerstätten Bad Ischl und Alt-Aussee charakteristisch.

10. Stockwerktektonik (étages tectoniques; tectonic levels)

Begriff: So wie im Schichtenbau durch Wechsellagerung kompetenter und inkompetenter Horizonte bei tektonischer Beanspruchung eine differenzielle tektonische Formung der Einzelschicht oder einzelner Gruppen von Schichten in Form von disharmonischer Faltung und anderen Erscheinungen erfolgen kann, so vollzieht sich gelegentlich auch innerhalb der tektonischen Großeinheiten, der Decken, eine differenzielle Formung der verschiedenen, übereinanderliegenden, durch Gleithorizonte unabhängig voneinander gestaltbaren Teilpakete, die als tektonische Stockwerke bezeichnet werden. Der Ausdruck findet auch für die großtektonischen tiefen Stockwerke der Erdrinde als Ganzes Anwendung (vgl. E. WEGMANN-Festschrift: étages tectoniques), ja in der erweiterten Fassung als „geotektonische Stockwerke“ sogar für den Gesamtkörper der Erde mit Rinde, Mantel und Kern als Hauptetagen (R. W. VAN BEMMEL, 1963, S. 223 ff., Taf. 1, Abb. 2). Wir wollen uns hier auf die Skizzierung der innerhalb der Deckenkörper auftretenden Stockwerktektonik beschränken.

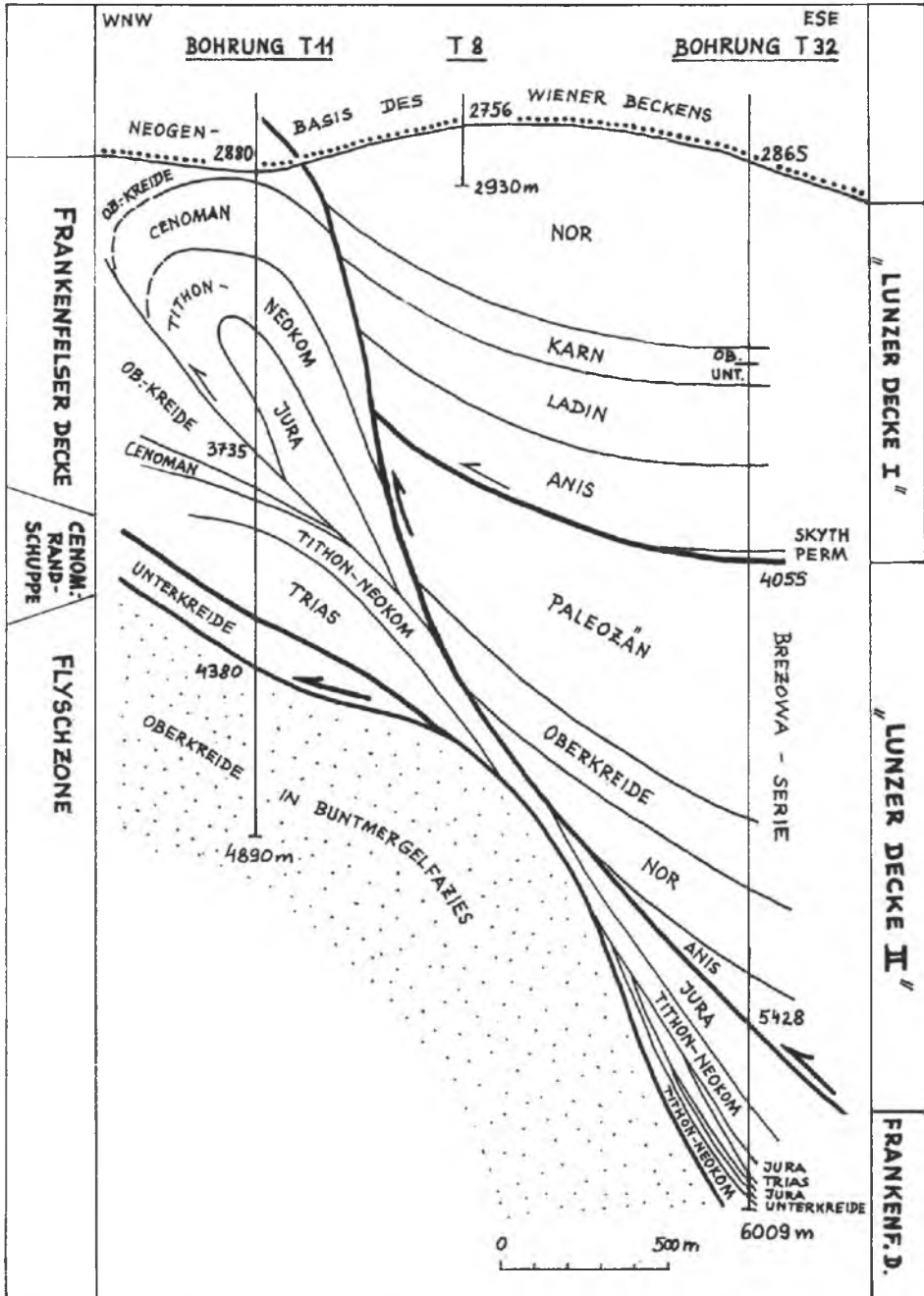


Abb. 134: Der Tiefgang und die Anschoppung durch Vervielfältigung der kalkalpinen Rand-elemente im Untergrund des Wiener Beckens im Ölfeld Schönkirchen bei Gänserndorf (J. KAPOUNEK & S. HORVATH, 1968, Abb. 2).

Terminologie und historische Betrachtung des Begriffes: Der Begriff der Stockwerktektonik geht auf O. AMPFERER (1906, S. 585 und Abb. 29) zurück, der erstmalig den Fall des durch Gleitung in einzelne Teilelemente, in selbständige und verschiedenartig gefaltete „Faltungsstockwerke“ aufgelösten Gebirges schildert. Während AMPFERER den Stockwerkbau im großen Maßstab im Auge hat, wendet A. SPITZ (1911, S. 292) den Gedanken auch auf kleinere Elemente im Ausmaß von Gleitbrettern an, von der gleichen Region der Engadiner Dolomiten ausgehend, in der bereits W. SCHILLER (1904, S. 40) durch Beschreibung der die Einzelstockwerke trennenden „Übergleitungsflächen“ (vgl. S. 94) noch ohne Begriffsbildung das Prinzip der Stockwerktektonik vorweggenommen hatte. Bei der Beschreibung der Zerlegung der Engadiner Dolomiten im Bereich des Ofenpasses in Oberbau und Unterbau verwenden A. SPITZ & G. DYHRENFURTH (1914, S. 207 und Erl. zu Abb. 67) wiederholt die Ausdrücke Faltungsstockwerk oder einfach Stockwerk.

E. WEGMANN (1935, S. 332) verwendete den Begriff für tektonisch selbständig geformte Großeinheiten im Maßstab des Gesamtrogens, bei denen im selben Bewegungszyklus eine disharmonische Faltung unter freier Gleitung an der Grenzfläche eingetreten ist. WEGMANN legt seinen Ausführungen das Beispiel der ostgrönländisch-skandinavischen Kaledoniden zugrunde und unterscheidet Oberbau und Unterbau als die dort ausgeprägten beiden Großstockwerke. Da heute aber der Begriff Stockwerkbau auch für die kleineren tektonischen Etagen im Deckgebirge angewendet wird, erscheint es günstiger, solche Großetagen im Sinne WEGMANN'S etwa mit *Infrastruktur* und *Suprastruktur* zu bezeichnen. Später behält E. WEGMANN (vgl. 1956, S. 10 mit Lit.) seinen Begriff „Stockwerktektonik“ weiterhin für diese unterschiedlichen Baustilformen der Erdkruste in verschiedenen Tiefen großregionalen Ausmaßes bei. Der Begriff „Oberstockvorgleitung“ ist von C. W. KOCKEL & H. SÄRCHINGER (1937, S. 146) für einen bestimmten Typus der Stockwerktektonik in den Bayrischen Voralpen aufgestellt worden (siehe S. 94). In der französischen Literatur ist als berühmtestes Beispiel für Stockwerktektonik stets die so eindrucksvolle differenzielle Gestaltung der drei Hauptetagen aus der Provence angeführt worden. Der entsprechende englische Ausdruck „tectonic level“ wird von J. DENNIS (1967, S. 151) analysiert.

Genese: Drei verschiedene Gründe können für die unterschiedliche Bewegung der Stockwerke einer tektonischen Großeinheit verantwortlich gemacht werden:

a) Zunächst wird häufig die *Gleitung* als Ursache für das Vorseilen der höheren Partien mit den jüngeren Schichtgliedern herangezogen und werden hierfür besonders Beispiele aus dem Schweizer Helvetikum, aber auch tiefere Deckengruppen angeführt, wobei nicht nur an schichtparallelen Bewegungsflächen, sondern auch an neu angelegten Scherflächen abgeschnittene und gefaltete Massen des jüngeren Anteiles einer Deckenserie gegenüber dem zurückbleibenden Kern vorseilen: Alb. HEIM (1919, S. 28, 1018) spricht von einem „Vorschieben der höheren Glieder“, später vielfach als *Vorgleiten* betrachtet. Auf ein stockwerkförmiges Zergleiten wird ja auch die *Divertikulation* (siehe S. 201 ff.) eines Schichtverbandes zurückgeführt.

b) Stockwerkbildung durch eine *verschiedenartige Teilreaktion* der durch *Gleithorizonte* oder *Horizonte* einer wesentlich höheren Teilbeweglichkeit getrennten Gesamtserie unter *tangentialem Druck*.

c) Stockwerkbildung durch unterschiedliche Schleppung der verschieden hoch gelegenen Partien einer Decke unter der darüber hinwegbewegten höheren Deckenlast eines Walzschlittens.

Kalkalpine Beispiele zu den erwähnten drei verschiedenen Fällen von Stockwerktektonik:

a) Als Beispiel für Stockwerktektonik durch Gleitung sei auf den vom Sockel unabhängig gefalteten Oberbau des Sonnwendgebirges in Tirol verwiesen, welche Erscheinung bereits im Abschnitt „Gipfelfaltung“ S. 181 besprochen worden ist.

b) Wohl durch tangentialen Druck entstand der bekannte Stockwerkbau in der Osterreichgruppe und in ihrem Vorland, der neben weiteren hier einschlägigen Beispielen im Abschnitt „Vorschiebung“ S. 95 behandelt worden ist. Exzellente Beispiele für Stockwerktektonik dieser Art bieten ferner Abschnitte des Rhätikon, wo die Gipse der Raiblerschichten, oft noch vermengt mit den an Aufbruchslinien hochgestiegenen mobilen Gesteinen der Arosazone (vgl. S. 93, Abb. 45) ideale Bewegungsbahnen für Eigenbewegungen der höheren Obertrias über dem Sockel ergeben.

c) Eine starke vergente Abschleppung des Oberbaues im tektonisch Hangenden des karnischen Schieferhorizontes unter der Last der darüber hinwegbewegten Reisalpendecke hat die verkehrt lagernde Sulzbachdecke im Abschnitt SSW von Puchenstuben in Niederösterreich erfahren (A. TOLLMANN, 1966 a, S. 188, Taf. 1, 3): der über dem Abscherungsniveau der Lunzer Schichtgruppe liegende Mitteltriasteil ist in der parautochthonen Brandmüer- und Weißmüerl-Deckscholle erhalten, an deren diskordanter Aufrichtung man ihre nordvergente Übergleitung gegenüber dem Rest der unterlagernden verkehrten Serie der Sulzbachdecke ablesen kann.

Auch im Stirnbereich des Westteiles der Lechtaldecke wurde jüngst ein eindrucksvolles Beispiel von Stockwerktektonik durch O. OTTE (1972, S. 127) namhaft gemacht: Im Westabschnitt der Wandfluhschuppe in Vorarlberg ist der Jungschichtenanteil – offenbar unter der Wucht der darüber auffahrenden mächtigen Braunarlspitzschuppe – an leicht diskordant zugeschnittener Abscherungsfläche in der sogenannten Glattnar-Wangspitzen-Übergleitungsfläche vorgeschleppt worden.

Insgesamt gesehen ist aber Stockwerktektonik in den Alpen nicht häufig, wie schon A. SPITZ (1911, S. 293) festgestellt hat.

11. Faziestektonik (sélection tectonique; tectonic selection)

Begriff: Faziestektonik bedeutet Beeinflussung und Leitung der tektonischen Gestaltung durch die fazielle Eigenart der von der Tektonik ergriffenen Serie. Durch den Begriff Faziestektonik wird in Kurzform die häufige Situation umrissen, daß das Aufreißen tektonischer Fugen, die Art der Abtrennung und die Verfrachtung großtektonischer Komplexe wie Deckensysteme, Deckschollen etc., die Art und der Ansatz von regionalen Knickungen, Bogenbildungen, Versetzungen, die innere Gestaltung des betroffenen Stückes durch Faltung verschiedenster Art, durch Zerreißen in Schuppen, in Gleitbretter oder Ablehnung dieser Formung durch starres Gefüge materialabhängig ist, vom Material her gesteuert oder zumindest mitgesteuert wird. Der

Begriff läßt sich auch auf das Grundgebirge ausdehnen, wird aber vorwiegend im Deckgebirge angewendet. Der Materialeinfluß auf die tektonische Gestaltung umfaßt alle Größenbereiche, von der plate-tectonic angefangen über Schollentektonik der Erdkruste, über Deckensystem-Trennung und -Verformung, Deckenbau, Faltenbau, Kleinfaltung und Zerschierung bis in den mikroskopischen Bereich. Es ist selbstverständlich, daß das Material in irgendeiner Form stets die tektonische Ausgestaltung beeinflusst. Man wird aber von Faziestektonik nur sprechen, wo die Beziehung, die Bindung dieser beiden Gegebenheiten augenfällig und eindringlich in Erscheinung tritt.

Historische Daten: Der Begriff Faziestektonik, W. SCHWAN, 1954, S. 55, ist eine späte Prägung. Natürlich hat man auch zuvor, und zwar seit früh, das Wesen des Materialeinflusses auf die Art der tektonischen Verformung gekannt, was z. B. Alb. HEIM (1878) in so klassischer Weise in seinem „Mechanismus der Gebirgsbildung“ unter Verwendung von Ausdrücken wie weich, plastisch, fest, spröd usw. vor Augen geführt hat. Die ersten scharf definierten Begriffe, die die Materialabhängigkeit der Tektonik zum Ausdruck gebracht haben, sind das Begriffspaar „kompetente und inkompetente Strukturen“, im englischen Originaltext „competent structures“, durch B. WILLIS (1893, S. 247, besonders S. 250 ff.) aufgestellt. WILLIS hat an kompetenten Schichten, an kompetenten Antiklinalen usw. ausführlich das verschiedenartige tektonische Verhalten des verschiedenen Materials unter gleichen Druckbedingungen dargelegt. Unter kompetenten Schichten werden hierbei die festeren Anteile einer gefalteten Gesteinsserie bezeichnet, die den tektonischen Druck unmittelbar weiterleiten und dadurch die Art der Verformung der Gesamtserie bestimmen, während die inkompetenten Schichten als passiv mitbewegte Glieder unabhängig davon gefaltet, angeschopt, abgequetscht etc. werden können. Das Begriffspaar kompetent-inkompetent ist heute ein geläufiger Terminus der tektonischen Nomenklatur.

Als nächster Begriff, der weitgehend dem Ausdruck Faziestektonik entspricht, nur noch etwas weiter gefaßt ist, erscheint der Terminus „selektive Faltung“ bei H. STILLE (1917, S. 108). Der Begriff ist insofern umfassender, da hierin neben der „substanziellen Selektion“ (l. c., S. 109), also der materialabhängigen Selektion, die dem Ausdruck Faziestektonik entspricht, auch noch eine „positionäre Selektion“, also eine Selektion in bezug auf die Lage, mit enthalten ist: die Faltung wählt ja nicht nur nach Material, sondern auch nach leichter Erreichbarkeit aus, so daß Partien in der Nähe einer starren Scholle z. B. stärker in Anspruch genommen werden als entferntere („Distanzschutz“ und „Basalschutz“, H. STILLES, l. c.). In der Folge beschäftigt sich namentlich H. GALLWITZ (1956, S. 20 ff.) wiederum mit diesem Phänomen der „tektonischen Selektion“.

L. KOBER (1921, S. 43) hat im „Bau der Erde“ einen eigenen Abschnitt der Beziehung zwischen Fazies und Tektonik gewidmet, ohne aber einen Begriff hierfür zu verwenden.

Das Faktum der Faziestektonik in bezug auf die Trennung materialverschiedener Fazieszonen zu nachmaligen selbständigen Decken war in der Pionierzeit der Deckenlehre im Denken der Großtektoniker so verankert, so selbstverständlich, daß dafür nicht einmal ein eigener Begriff geprägt worden war, sondern einfach mit dem Prinzip der „Faziesdecke“ gearbeitet, parallelisiert und korreliert worden war. Wir wissen heute, daß eine großräumige Deckenparallelisierung über ganze Gebirgssysteme hinweg

auch von vielen anderen Faktoren abhängt, daß eine überregionale Korrelierung, ein Weiterziehen der einzelnen Decken und Deckensysteme bei zu großen Lücken und Unterbrechungen sehr gewagt ist und als „Zylindrismus“ abgelehnt wird.

Der Begriff *Zylindrismus* wird seit F. ELLENBERGER (1958, S. 51 etc., vgl. S. 515) als ein ursprünglich gegen E. ARGAND (l. c., S. 411, 461) geprägter Terminus für die zu gewagte Extrapolation in bezug auf Deckenkorrelierungen verwendet und durch die Aufnahme bei R. TRÜMPY (1960, S. 896), J. CADISCH (1961, S. 118) u. a. weiter propagiert.

Ein eigener Begriff für Faziestektonik im heutigen Sinne taucht nach der oben erwähnten Umschreibung „substanzielle tektonische Selektion“ später wiederum bei E. KRAUS (1951, S. 446) auf, der hierfür den deutschen Begriff *Materialbaustil* verwendet. W. SCHWAN (1954, S. 55) hat das heute dafür geläufigere Lehnwort *Faziestektonik* eingeführt. Der weitere Gebrauch des Begriffes wird bei W. ZACHER (1968, S. 1) kurz referiert.

Nicht verwechseln darf man damit den Begriff „*tektonische Fazies*“, der die Eigenart der tektonischen Formung unter verschiedenen Bedingungen zum Ausdruck bringen soll, also aussagt, daß das gleiche Material bei verschiedenartiger Beanspruchung in verschiedener Tiefe, in bestimmtem Verband, bei unterschiedlichen *pt*-Bedingungen jeweils einen eigenen tektonischen Formungsstil zeigt. In der deutschen Literatur ist der Begriff „*Gefügefazies*“ von B. SANDER für die kleintektonische Fazies aufgestellt worden (vgl. W. SCHMIDT, 1925, S. 61). In der neueren Literatur wurde der Begriff *tektonische Fazies* im Englischen („*tectonic facies*“) nach der Analyse der kaledonischen Front durch W. KENNEDY (1955, S. 364) besonders durch W. HARLAND (1956, S. 111 ff.) eingehend durchleuchtet und die Abhängigkeit der tektonischen Fazies von den drei Variablen: Form (tektonischer Stil), Maßstab (Dimension der Formen) und Zusammensetzung (Natur des Materials) dargelegt. In der französischen Literatur ist dieser Begriff als „*faciès tectonique*“ und „*sous-faciès tectonique*“ durch F. ARTHAUD & M. MATTAUER (1969 b, S. 1162 und 1969 a, S. 1019) präzisiert worden.

Faziesunabhängige Tektonik: Auf Grund dieser Gewöhnung an Zusammenhänge zwischen Fazies und Tektonik ist es deshalb heute fast mehr überraschend, Vielfaziesdecken zu konstatieren, in denen trotz bedeutender Material- und Mächtigkeitsunterschiede der Zusammenhang der Teilfaziesbereiche noch während des Transportes gewahrt geblieben ist (siehe Vielfaziesdecken S. 32 ff.). Es setzt also vielfach die von der Fazies weitgehende unabhängige tektonische Formung oft mehr in Erstaunen, so daß der Transport derartiger Decken, obgleich vielfach vorhanden, noch in neuerer Zeit von einigen Geologen als unwahrscheinlich abgelehnt worden war. Auch heute zeigt sich ja noch häufig das Bestreben, bei der großtektonischen Gliederung nur das alte faziestektonische Konzept gelten zu lassen, wie zuletzt in bezug auf die Nordkalkalpen etwa von A. THURNER (1962, S. 368) angewendet, der auf der Annahme basierend, daß jede Deckeneinheit der Kalkalpen durch charakteristische tektonische Bauformen gekennzeichnet sei, bei konsequenter Handhabung dieses Prinzips die Deckengrenzen nach dem charakteristischen Baustil abändern wollte – obgleich man ja Kalkalpendecken kennt, die über mehrere Faziesbereiche streichen und mehrere Baustiltypen in sich vereinigen (siehe S. 34). E. KRAUS (1951/1, S. 446) hat ja bereits zuvor sehr zutreffend zu diesem alten Bestreben bemerkt, daß der

Gegensatz in der tektonischen Ausformung der voralpinen Fazies und der plateau-bildenden Grobplatten bestimmter südlicher kalkalpiner Einheiten zwar durchaus ein-drucksvoll ist, aber eine Konstruktion von Deckenzusammenhängen und Deckentrennung nicht auf diesen durch den Materialbaustil bedingten ersten Eindruck, sondern nur auf genauer Geländearbeit entlang der vom Schema natürlich doch vielfach abweichenden realen Deckengrenzen beruhen darf. Es war in diesem Zusammenhang daher wichtig, für die zahlreichen, unabhängig von der Fazies und den damit verbundenen lokaltektonischen Gestaltungen durchsetzenden Decken einen eigenen Begriff, nämlich „Vielfaziesdecken“ einzuführen, um auf diesen Umstand deutlich aufmerksam zu machen (A. TOLLMANN, 1963 b, S. 168). Vielfaziesdecken liefern klassische Beispiele für die faziesunabhängige Tektonik – vgl. S. 32 ff.

Typen der Faziestektonik: Im folgenden sollen einige der zahlreichen möglichen Auswirkungen der Fazies auf die Tektonik anhand von kalkalpinen Beispielen zur Darstellung gelangen. Folgende Material- und Mächtigkeitsunterschiede im Mesozoikum der Kalkalpen liefern auffällige Effekte in bezug auf Faziestektonik: das Nebeneinander von Wettersteinkalk und Partnachschichten in den Tiroler-Bayrischen Kalkalpen (faziestektonische Wirksamkeit von P. SCHMIDT-THOME, 1964, S. 254 betont), das Nebeneinander von Reiflingerschichten und Wettersteinkalk im Voralpin des Weyerer Bogengebietes und in manchen anderen Abschnitten, das Nebeneinander der geringmächtigen Hallstätterkalke bzw. der gesamten Hallstätter Faziesreihe und der mächtigen Dachsteinkalkklötze im juvavischen Bereich, der Mächtigkeitsgegensatz von bedeutender Juraentfaltung bei Zurücktreten der Triasbedeutung im Bajuvarikum, also im nördlichen Voralpin gegenüber der Dominanz der Triasstöcke im Tirolikum und Hochalpin. Von den zahlreichen Möglichkeiten der Faziestektonik der Kalkalpen können im folgenden naturgemäß nur die Grundtypen beispielhaft vorgeführt werden.

a) Abhängigkeit des tektonischen Verhaltens der Gesteine

von ihrer Fazies im Kleinbereich der Verformung: Die zunächst auffällige faziesabhängige Erscheinung der Gesteinsverformung tritt uns im überschaubaren Kleinbereich der Faltung entgegen. Ganz verschiedenartiges Verhalten der kompetenten und oft extrem stark verfalteten inkompetenten Schichten, die spürbar verschiedenartige Angreifbarkeit der einzelnen Gesteinsarten gegenüber den tektonischen Kräften sind Erscheinungen, die wesentlich durch die Gesteinsfazies mitbedingt sind. Trotzdem erscheinen ein paar Worte angebracht, um hinzuweisen, welche weiteren Faktoren für die selektive Formung mitbestimmend sind. Eine schöne Übersicht über dieses Thema hat H. GALLWITZ (1956, S. 21 ff.) gegeben.

Zunächst (1.) ist die fazielle Gesteinseigenart nicht allein bestimmend für die Deformationsart, sondern wiederum mit den herrschenden Druck-Temperatur-Verhältnissen variabel. So kann sich das Mobilitätsverhältnis für eine Verformung in bestimmtem Stockwerk unter bestimmten Bedingungen, das man durch die Aufstellung einer Reihe oder Ordnung der Gesteine von „spröd“ zu „plastisch“ angeben kann, in einem anderen Deformationsstockwerk beträchtlich ändern. So stellt die Anordnung „Sandstein, Dolomit, Kalk, sandige Schiefer, Kalkschiefer, Ton-

schiefer“ eine „Plastizitätsreihe“ zunehmenden Grades in oberflächennaher tektonischer Position dar. Die relativ größere Plastizität eines Gesteins erkennt man an zahlreichen Eigenheiten, etwa am Ausklingen einer im spröden Material deutlichen Querstörung in der benachbarten plastischeren Schicht. In tieferem Stockwerk hingegen kann es zu einer direkten Umkehr des Materialverhaltens kommen: so kann dort z. B. der Tonschiefer bereits durch Kalke an Plastizität übertroffen werden, indem dort Kalklagen fließend verformt werden und im angrenzenden Tonschiefer mit Kalkspat erfüllte Querbrüche zur Ausbildung gelangen. In der bei der Orogenese einige Kilometer tief versenkten unterostalpinen Serie der Radstädter Tauern z. B. ergibt sich als steigende Plastizitätsreihe in den stärker bewegten Zonen die Skala: Dolomit, Kalk/Schiefer, Quarzit/Radiolarit. Gerät eine derartige Serie in noch tiefere Bereiche, so daß es zu einer vollständigen Umkristallisation, ja zur Bildung von kristallinen Gesteinen oder Gneisen kommt, die noch die alten Faltenstrukturen erkennen lassen, aber unter den späteren, etwa heutigen Bedingungen ganz anders auf erneute tektonische Beanspruchung reagieren würden, d. h. die Metamorphose die mechanische Voraussetzung der erfolgten Bewegung ein für allemal ausgelöscht hat, so spricht H. GALLWITZ (1956, S. 23) von „fossiler Tektonik“. Als „tote Tektonik“ wird von ihm hingegen eine zur Ruhe gekommene tektonische Bewegung ohne nachträglicher metamorpher Gesteinsveränderung bezeichnet, die bei erneuten tektonisch gleichartigen Impulsen in gleicher Art als „posthume Tektonik“ weitergeführt werden könnte.

Als nächster Faktor (2.) für die Art der tektonischen Formung tritt die Art der Schichtung und der primäre Verband der Schichtung in Erscheinung. Die schönen Stirnfalten der Decken etwa sind durchwegs im geschichteten oder gebankten Gestein angelegt, im massigen Dolomit hingegen nicht entwickelt, sie sind – auch wenn Leit-horizonte sie darin sichtbar machen würden – nicht bemerkbar. Auf die Auswirkung des primären Schichtverbandes in diesem Zusammenhang hat F. LOTZE (1932, S. 116 ff., Abb. 2) hingewiesen: die Schieferung eines Komplexes wird durch scharfe Schichtgrenzen behindert, durch fließende Schichtübergänge gefördert. F. LOTZE spricht von „Schieferungsgünstigkeit“ in Abhängigkeit vom Gesteinsverband. Ein starker und rascher Wechsel von relativ sprödem und plastischem Material begünstigt die Abscherung, indirekt damit die Stockwerktektonik, die tektonische Selektion.

Als weiterer Parameter (3.) spielt die Mächtigkeit des in die Faltung einbezogenen Gesteinspaketes eine Rolle. Geringmächtige rigide Partien werden in einem mobilen Paket dessen Gesamtstruktur annehmen müssen, etwa den kalkvoralpinen Faltenwurf im Bereich der Lunzerfazies mitmachen, während mächtigere steife Gesteinspakete den Baustil selbst diktieren – siehe unten bei Punkt b.

Schließlich soll nochmals die Position (4.) in bezug auf stauende Schwellen, pressende Rahmen, Druckschatten einer steifen Masse, Nähe einer Hauptdeckenbahn etc. in Erinnerung gebracht werden (H. STILLE, 1917, S. 107 ff.), die ganz erstaunliche Unterschiede im Gesteinsverhalten bewirkt. In den Kalkalpen äußert sich diese positionäre Selektion vielfach, wie an zahlreichen Beispielen in verschiedenem Zusammenhang bereits ausgeführt: von der Hauptüberschiebung weg abklingende Intensität der Schlepplaltung auch in gleichbleibendem Material, Verwandlung der auskeilenden, geschwächten Hinterenden der Stirnschuppen zu tektonischen Moränen, Großboudinage in dünnen tektonischen Lamellen zwischen Hauptwalzschlitten etc. In etwas tieferen

tektonischen Stockwerken, wie etwa gerade im noch nicht im Fließbereich gelegenen Unterostalpin der Radstädter Tauern, tritt die positionäre Selektion noch viel spektakulärer in Erscheinung: schlümbbare, fast unversehrte Partnachmergel im Druckschatten, total in Glanzschiefer verwandelte Analoga im genau gleich tiefen Stockwerk und der gleichen Decke, aber entlang von Hauptverformungsbahnen; artlich bestimmbare wohl erhaltene Korallenstöcke im Rhätkalk auf der einen Seite, zur fast vollkommenen Unkenntlichkeit verflößte laminierte Thecosmilienbänke im gleichen Gestein, die nur mehr an strenger paralleler Streifung des blättrig zerfallenden Gesteins oder an Sprengelung im Querbruch erkenntlich sind, unter den letztgenannten Bedingungen nahe der Überschiebungsfäche. Die positionäre Wirkung bei gleichem Material, im gleichen Stockwerk und bei gleichem Metamorphosegrad wird hier besonders augenfällig.

Die Strukturen, die im Klein- und Mittelbereich Zeugen für Faziestektonik darstellen, sind vielfältig und reichen von der im inkompetenten Material angeschoppten Verfaltungsmasse bis zur Durchspießungsklippe, von der materialbedingten Boudinage bis zur durchaus verschiedenartigen Reaktion des Materials entlang der gleichen Überschiebungsfäche. Beispiele hierfür werden in vielen Kapiteln dieser Ausführungen geliefert.

Auch das bevorzugte Ansetzen der Abscherung an faziell prädestinierten, wie ein Schmiermittel (lubrifants, niveau-savon) wirkenden Horizonten, ist in Form der faziesbedingten tektonischen Steuerung (pilotage tectonique) eine der vielen Formen von Faziestektonik (L. CONTESCU, 1964, S. 50).

b) Abhängigkeit der inneren Hauptstruktur einer Decke (Fließstruktur, Faltung, Schuppung, Bruchformung, Ablehnung tektonischer Formung in steifen Platten etc.) vom Material

Hier sind die auffälligen materialbedingten Gegensätze in einem Querprofil im östlichen Abschnitt der Kalkalpen deutlich (A. TOLLMANN, 1966 a, S. 200 ff.): der Faltenbau des Bajuvarikums, also Frankenfesler und Lunzer Decke, sowie auch noch der Sulzbachdecke ist eindrucksvoll. Langanhaltender Faltenwurf, der sich in der Frankenfesler Decke zu breiten liegenden, oft auch übereinander getürmten Falten steigert, wird durch eine Reihe von materialbedingten Faktoren gesteuert: das Verhältnis des plastischeren Jura zur steiferen Trias liegt wesentlich günstiger als im Inneren der kalkalpinen Zonen; basale Teile der Trias sind dazu noch am basalen Schrägzuschnitt der voralpinen Decken entfernt; die Mitteltrias besteht in weiten Räumen dieses Lunzer Faziesbereiches fast durchwegs aus dünn-schichtigen, durch Ton-schieferzwischenlagen ausgezeichneten Serien des Muschelkalkes und der Reiflinger-kalke statt der steiferen Wettersteinkalkfazies; die Obertrias enthält die mächtige schieferreiche plastische Lunzerserie des Karn, sie umfaßt letztlich ebenfalls noch gut faltbaren geschichteten Hauptdolomit, der in der Frankenfesler Decke zum Teil sogar ausgesprochen dünn-schichtigen Charakter annimmt, während die steifen Dachstein-kalkplatten mit reduziertem Karn hier fehlen. So ist die Dominanz des Faltenbaustiles sehr gut verständlich.

In der südlicher anschließenden Region der Reisalpen-, Unterberg- und Göllerdecke

verschwindet die Lunzerfazies zugunsten anderer Entwicklungen, nämlich der in der Trias außerordentlich dolomitreichen Rohrerfazies oder der durch Hauptdolomit und geschichteten Dachsteinkalk in der Obertrias und ein geringmächtiges Karn ausgezeichneten Ötscherfazies. Dem plastischen Jura kommt hier keine Bedeutung mehr zu. Diese Regionen reagieren naturgemäß wesentlich steifer, es kommt zur Schuppung, zur internen Teildeckenbildung des Deckenstapels, der schließlich in eine wie Dachziegeln mäßig übereinandergreifende Serie von Schubplatten zerlegt ist.

Die südlichste Zone schließlich mit ihren mächtigen Wettersteinkalkmassen (jenseits einer Hallstätter Entwicklung) reagiert noch steifer, auch morphologisch markant treten die Hochplateaus der Kalkhochalpenstöcke von Rax und Schneeberg hervor.

c) Abhängigkeit der Lage und Ausbildung von Abscherungsflächen und Deckengrenzen vom Materialwechsel

Schuppengrenzen, Schollengrenzen und Deckengrenzen können ausgesprochen faziesabhängig angelegt werden, d. h. genau an der Grenze zwischen den einstigen gegensätzlichen Faziesbereichen ansetzen. Deshalb sind ja auch die Rekonstruktionen komplexer Deckengebirge mit kleinräumigem fazielltem Wechsel und späterer bruchtektonischer und erosiver weiterer Umgestaltung so schwierig, da vielfach gerade die verbindenden Faziesverzahnungen fehlen, durch ihre Lage an der Stirn der Decke der Abtragung anheimgefallen sind oder an der Deckenwurzel eben durch die nächsthöhere Einheit verborgen sind. Gerade die Situation der Hallstätter Decke innerhalb der Kalkalpen war lange Zeit auf Grund dieses geschilderten Umstandes so schwierig faßbar, bis es gelang, in neuerer Zeit mehr und mehr Faziesverzahnungen zu entdecken, die entscheidend für die Rekonstruktion der isolierten Decken und Schollen geworden sind – eine Entwicklung, die durch eine Einbindung der Hallstätterzone in die Nachbarräume in Form einer Vielfaziesdecke in den Mürztaler Kalkalpen im Osten einerseits (E. KRISTAN-T. & A. TOLLMANN, 1962), in der Torrenerjochzone des Westens durch H. ZANKL (1962) andererseits angefangen hat und durch die Arbeiten von W. SCHLAGER (1967) und W. SCHÖLLNER (1971) weitere Impulse bekommen hat. Als Ausdruck für faziesabhängige Anlage und Ausbildung von Überschiebungsflächen zwischen kompetenten und inkompetenten Schichtgruppen haben ja B. & R. WILLIS (1934, S. 229) einen eigenen Begriff, nämlich „strut thrust“, am besten mit Kompetentüber-schiebung übersetzbar, geschaffen – vgl. S. 77.

Je ein Beispiel sei für derartige Schuppen-, Schollen- und Deckengrenzen angeführt. Als Muster einer an die Fazies gebundenen Aufschuppungsfläche wurde vom Verfasser (1964 b, S. 99) die Weyerer Linie und die ihr genau entsprechende Mollner Linie westlich der Weyerer Bögen herausgestellt, bei denen jeweils genau an der Grenze zwischen Wettersteinkalkfazies im Norden und Lunzerfazies im Süden die Grenze aufriß. Ein Musterbeispiel für eine faziell vorgezeichnete Schollengrenze bzw. Grenze einer lokal gebundenen Masse bildet die Abgrenzung der Zlambach-Fazieszone im Raum von Grundlsee-Tauplitz im Salzkammergut. Sie ist von der benachbarten Dachsteinkalkfazies im gesamten Säulenprofil durchlaufend so unterschieden, daß sie allseits scharf und fast ohne Zusammenhang aus dem einstigen

umgebenden Dachsteinkalkfaziesraum herausgeschnitten worden war und lange als ferneingeschoben galt (noch A. TOLLMANN, 1960, S. 94), bis W. SCHÖLLNBERGER (1971, S. 114) Reste der Faziesverzahnung zwischen Zlambachmergel und Dachsteinkalk am Nordrand der Masse fand und hierdurch und durch weitere tektonische Beobachtungen eine Einwurzelung vornehmen konnte. Bezüglich der Beispiele der faziell bedingten Abtrennung von Decken kann auf die im Abschnitt „Faziesdecken“ S. 31 f. aus den Kalkalpen angeführten sicheren Deckenstrukturen mit individueller Fazies verwiesen werden (also etwa Halleiner Hallstätter Decke gegenüber tirolischem Untergrund und auflagernder Berchtesgadener Decke usw.).

d) Materialabhängigkeit bei Knickung und Eindrehung

von Deckensystemen an den großen Gelenken des alpinen Orogens: Zwei große Knickstellen fallen im Verlauf der Nördlichen Kalkalpen auf, an denen sämtliche Decken in die Dreh- bzw. Knickbewegung einbezogen sind: Die Weyerer Bögen und der Alpen-Karpatenknick nahe dem Ostende der Kalkalpen. Beide Systeme sind teilweise (Weyer) bis weitgehend (Karpatenknick) faziesabhängig und liefern gute Beispiele für Faziestektonik. Der Gesamtmechanismus der Weyerer Bögen (siehe Abb. 166) wurde durch Beiträge von E. SPENGLER (1959, S. 303), A. TOLLMANN (1964 b, S. 104 ff.; 1970 d, S. 43) und P. STEINER (1965, S. 291 ff.; 1968, S. 82) dahingehend geklärt, als ihre Entstehung auf den E-W wirkenden Schub beim nachgosausischen Einschub in ein engeres, äußeres Bogensegment zurückgeht und an einer Einrißstelle seine Auslösung durch Herausheben, Hängenbleiben und Eindrehen des Ostflügels fand. Daß der ganze Vorgang gerade in diesem Meridian ablief, ist sicherlich auf den sich hier, allerdings mit Verzahnung, abspielenden Fazieswechsel der starren Wettersteinkalk führenden Nordtiroler Fazies im Westen und der plastischeren, an Reiflinger und Lunzer Schichten reichen Lunzerfazies im Osten mit zurückzuführen.

Ein noch deutlicheres Beispiel für Faziestektonik liefert der A l p e n - K a r p a t e n - K n i c k der Kalkalpen (Abb. 135) nach neuer Bearbeitung durch D. HERTWECK (1961, S. 73 ff.), der zeigen konnte, daß jede einzelne Decke verschieden weit vom Kalkalpenostrand aus der W-E-Richtung in die karpatische NNE-Richtung umknickt, je nachdem an welcher Stelle der Faziesumschlag von der Lunzerfazies des Westens zu den steifer reagierenden dolomitreichen und dachsteinkalkreichen Fazies des Ostens erfolgt: in der Reisalpendecke liegen Fazieswechsel und erster Knick südlich von Kleinzell (starrer Dolomit im Westen, Lunzerfazies im Osten), in der Unterbergdecke nördlich des Miratales (starrer Wettersteinkalk im Westen, Lunzerfazies im Osten), in der Göllerdecke bei Pernitz (starrer Wettersteindolomit des Westens keilt entlang des Piestingtales aus); in der Hohen Wand-Mürzalpendecke liegt der Knick bei Puchberg, genau dort, wo die Decke durch das hier allerdings tektonische Ausdünnen und Abquetschen unter der Schneebergdecke geschwächt ist; auch die Schneebergdecke selbst macht, wohl beeinflusst durch die allerdings tektonische Schwächung durch die Kulmination ihres Untergrundes im Hengst-, Ödenhofenster und Gahnauaufbruch, hier den Knick mit, wie das Umschwenken der inneren beiden Längsantiklinalstrukturen zeigt (B. PLÖCHINGER, 1963, S. 60). Insgesamt aber liefert der Alpen-Karpaten-Knick ein eindrucksvolles Bild der Faziesabhängigkeit tektonischer Erscheinungen.

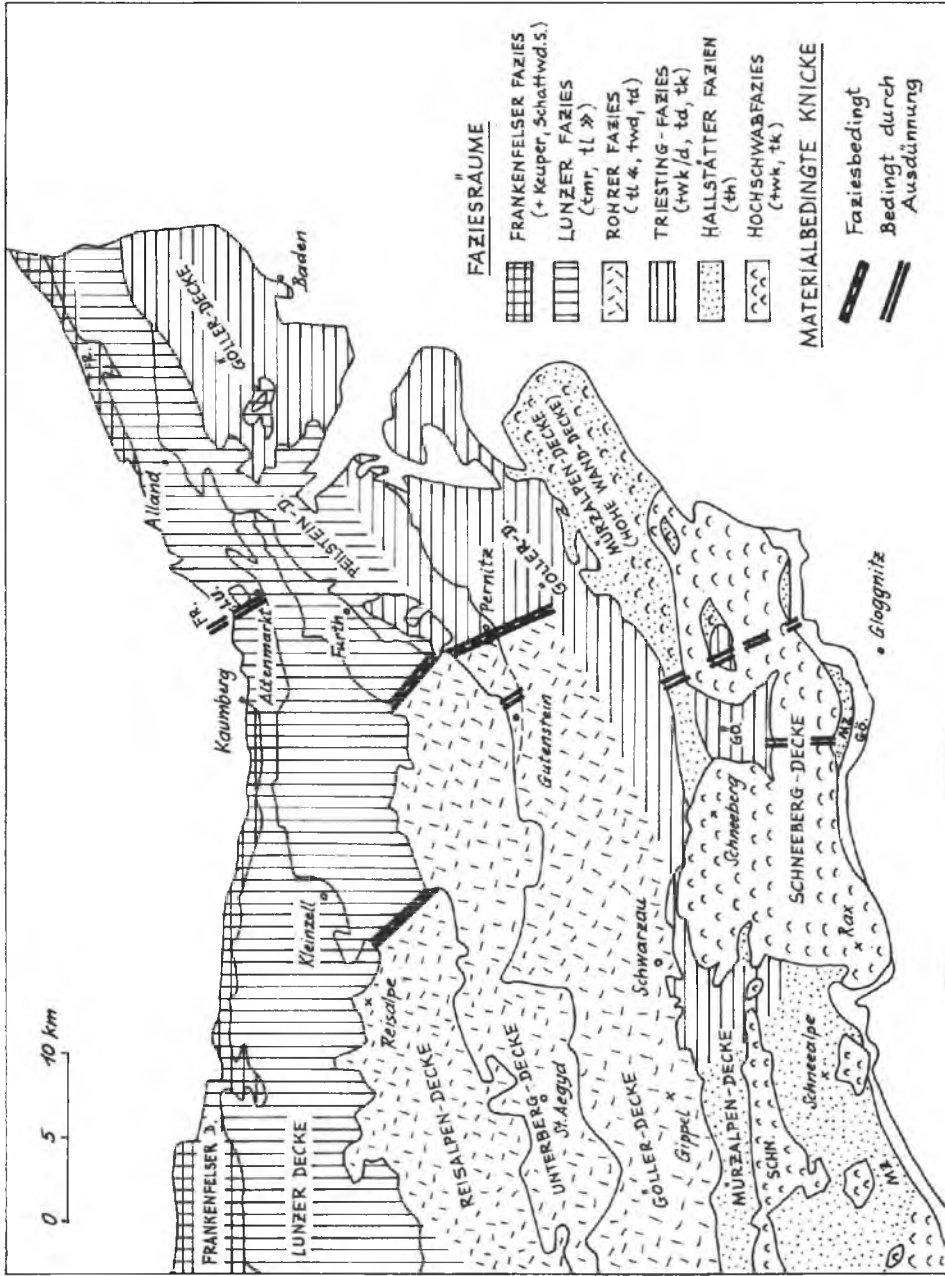


Abb. 135: Faziestektonik am Beispiel des Alpen-Karpaten-Knickes, der in jeder Decke verschieden weit vom Kalkalpen-Ostrand je nach Umschlag der steiferen zur plastischeren Fazies bzw. nach tektonischer Ausdünnung erfolgt. Nach G. HERTWECK, 1961, Taf. 4, ergänzt.

E. Die Wurzelzone (zone de racine; root zone)

1. Begriffsklärung

Meinungsverschiedenheiten über den Wurzelbegriff: Begriff und Vorstellung von der Deckenwurzel und der Wurzelzone von Deckensystemen haben ebenso wie der Begriff der Decke selbst im Laufe der alpin-tektonischen Forschung eine Wandlung mitgemacht (vgl. F. HERITSCH, 1927, S. 159 ff. etc.). Hatte man anfangs unter Deckenwurzel im Zusammenhang mit der Vorstellung von ausgepreßten Faltendecken die steilstehenden muldenförmig eingequetschten Sedimentkeile im kristallinen Ursprungsland der Decken oder aber auch die dahinter aufgepreßten steilen Sättel (O. WILCKENS, 1912, S. 39) gesehen, so war diese Auffassung mit der Erkenntnis der großen flachlagernden Abscherungsdecken durch dieses Bild von flach- und aufrechtlagernden Deckenhinterrändern verdrängt, von manchen Forschern (bes. O. AMPFERER) sogar heftig bekämpft worden – obgleich es sich bei vergleichender Betrachtung bei beiden Formen nur um zwei verschiedene, durchaus reale Strukturen handelt. Da gerade die Wurzelvorstellung auch noch von der theoretischen Überlegung der Deckenentstehung und ihres Transportes abhängt, bringen Theorien, die von der Vorstellung der Transversal-Einengung und -Überschiebung abweichen, ganz andere Gedanken zum Wurzelproblem mit sich, so etwa die Gleittheorie, die nur eine Heimat, aber keine Wurzelzone der Decken suchen kann, oder die Unterströmungstheorie im Sinne von E. KRAUS, der den Begriff und die Existenz einer Wurzelzone überhaupt negiert, da ja bei dieser Vorstellung eine Zone der Auspressung und des Nachschubes fehlt und die Decken passiv durch Verschluckung ihres Untergrundes übereinandergetürmt werden.

Daß die Struktur und die Definition der Wurzelzone so umstritten gewesen waren, hängt natürlich in erster Linie damit zusammen, daß Wurzelzonen nicht leicht der direkten Beobachtung zugänglich sind: teils können sie von höheren Decken zugeschoben und verdeckt sein, teils können zugehörige Wurzelzonen zu großen, durch die Erosion isolierten Deckenteilen nicht mehr mit Sicherheit ermittelt werden, da zuviel Deckenland zwischen Scholle und Wurzel abgetragen worden ist. In anderen Fällen ist die Wurzelregion nachgesunken und durch junge Ablagerungen verhüllt (oder bei manchen Gebirgssystemen wie dem Apennin unter dem Meeresspiegel versunken).

Der Begriff der Deckenwurzel (racine; root): Dieser Begriff läßt sich verschieden umschreiben: man kann darunter z. B. die Ausgangsstelle einer Decke verstehen oder umgekehrt damit das hintere Ende einer Decke in jener Region, wo sie unter einer höheren tektonischen Einheit verschwindet. Man kann auch jene Region als Wurzel bezeichnen, aus der die Decke bei ihrer Entstehung langsam herausgewachsen ist (K. METZ, 1967, S. 285), oder als Wurzelzone jenen Teil bezeichnen, wo der Deckenkörper entgegen seiner Vergenz, also entgegen seiner Bewegungsrichtung, tektonisch auskeilt (W. SCHWAN, 1966, S. 210).

Bereits P. TERMIER (1906, S. 17) hat eine Unterscheidung in scheinbare und wahre Wurzelzone vorgenommen (racines apparentes et racines vrais). H. P. CORNELIUS

(1940, S. 289) hat die wichtige Unterscheidung in die sichtbare und theoretische Wurzel durchgeführt: als „sichtbare Wurzel“ wird die an der Oberfläche vorhandene hintere Abgrenzung einer Decke innerhalb eines Deckensystems bezeichnet, also die uns stets zugängliche Rahmung der hinteren Deckenpartie. Als „theoretische Wurzel“ hingegen wird die bei Fehlen von tiefgreifender Erosion nicht unmittelbar zugängliche Zone bezeichnet, „an welcher die Decke vor ihrer selbständigen Bewegung gegenüber der Unterlage gelegen hat“ – die Definition von CORNELIUS ist unglücklich, da für diese gewählte Umschreibung ja schon der Begriff Heimatgebiet (patrie) existiert. Exakter definiert wird man unter dieser theoretischen Wurzel vielmehr jene Linie oder Zone verstehen, „wo der fremde Sockel gegen den Innenrand der Decke hin endet, wo die Auflagerung der überschobenen Masse über fremdem Untergrund in der Tiefe zu Ende geht“ (A. TOLLMANN, 1968 a, S. 48).

Scharen sich durch beträchtliche Abquetschungen und Verschluckungen von Sockelmaterial mehrere Heimatzen von Decken an deren Wurzellinien eng aneinander, so wird man von einer Wurzelregion, einem Wurzelland (pay de racines, P. TERMIER, 1906, S. 20) sprechen. Als ostalpines Beispiel hierfür kann etwa die Region südlich des Tauernfensters dienen, wo wir eine derartige gedrängte Anordnung von Wurzelzonen vorfinden. Es ist aus geometrischen Gründen zwingend abzuleiten, daß bei der Abschiebung des obersten Krustenteiles als Decke der einstige tiefere Sockel bei der Einengung des Gebirges durch Verschluckung in der Tiefe verschwunden sein muß. Es ist also in der Wurzelzone jeder Decke im Heimatgebiet eine Verschluckungszone (O. AMPFERER, 1911, S. 699) – zone de suction; zone of downsucking, zone of subduction – in der Tiefe vorhanden, die bei großen Deckenwurzeln auch geophysikalisch nachgewiesen werden kann. Durch Abströmen oder Abpressen von Krustenmaterial in die Tiefe der Orogene kommt es hier zum sialischen Tiefenwulst, der als „Gebirgswurzel“ großer Dimension den Deckenwurzeln gegenübersteht. Die Region, aus der das abgeschobene, ferntransportierte Material einer Decke stammt und die auch faziell der Decke verbunden ist, wird als Heimatgebiet (patrie, souche, F. ELLENBERGER, 1963, S. 470; 1964, S. 280; home) bezeichnet. Der Sockel des Heimatgebietes kann theoretisch nur in manchen Fällen bei Gleittransport erhalten geblieben sein, während er bei einem transversalen Überschiebungsmechanismus durch Verschluckung in der Tiefe verschwindet. Werden Heimatgebiete mehrerer benachbarter Deckensysteme in großem Umfang verschluckt, so daß bei einer Abwicklung des Deckenbaues breite Räume des einstigen Orogens verschwunden sind, dann bezeichnet man die dort eventuell sichtbaren tiefgreifenden Lineamente mit gelegentlich darin eingeklemmten Sedimentspuren als Narbe (cicatrice; root-scar) – als ostalpines Beispiel kann die alpin-dinarische Narbenzone erwähnt werden, durchsetzt mit fundamentalen Störungslinien gleich der Gaillinie, wo jedenfalls umfangreiche Sockelteile des heutigen ostalpinen Deckenlandes durch Subduktion in der Tiefe verschwunden sind, wie der scharfe Faziesgegensatz der alpidischen Serien beiderseits der Linie und paläomagnetische Daten zeigen.

Historische Daten: Der Begriff der Wurzelzone ist nach H. P. CORNELIUS (1940, S. 288) und J. DENNIS (1967, S. 128) im späteren Abschnitt des vorigen Jahrhunderts bei der Diskussion um die als „wurzellos“ erkannten Schweizer Klippen entstanden.

2. Strukturtypen der Wurzeln und kalkalpine Beispiele hierzu

a) (Steilstehende) Wurzeln von Faltendecken

werden durch den aus der Tiefe auftauchenden Antiklinalkern der Decke, bestehend aus ältesten Gesteinen, häufig auch Kristallin, gebildet und im Liegenden und Hangenden durch Muldenkerne abgegrenzt, die gelegentlich noch die sedimentären Hüllenreste enthalten können. Die Wurzelregionen der penninischen Decken der Schweizer Alpen liefern klassische Beispiele hierfür. Es muß betont werden, daß auch bei diesem Typus die Steilstellung ein sekundär erworbenes Merkmal darstellt (vgl. W. SCHWAN, 1966, S. 213). Da in den Nordkalkalpen der Faltendeckentypus selten und wenig scharf ausgeprägt ist, sei auf Beispiele für diese Wurzelform von dort verzichtet.

b) Flach lagernde Wurzeln von Abscherungsdecken

Diese Struktur stellt den Haupttypus von Deckenwurzeln in den Ostalpen und namentlich in den Kalkalpen dar. Das deckenförmige Gesteinspaket mit aufrechter Schichtfolge verschwindet an seinem Hinterrand primär flach unter der nächsthöheren Einheit. Die meisten kalkvor- und kalkhochalpinen Decken gehören diesem Typus an. Auch hier ist eine Steilstellung durch sekundäre Weiterreinigung möglich.

c) Aufkremen des Deckenhinterrandes (rebroussement; dragging)

Hierbei erfolgt ein Umschlagen des ursprünglich normal lagernden Hinterrandes einer Decke durch die nächsthöhere, darüber hinwegbewegte Einheit. In der Folge kann es gelegentlich zum Abreißen und Verschleppen des verkehrtliegenden Gesteinspaketes in Form von verkehrten Schuppen kommen, wie man am Beispiel der vom Hinterrand der Frankenfeser Decke stammenden Pielachschuppe in den niederösterreichischen Kalkvoralpen sieht (A. TOLLMANN, 1966 a, S. 191 f.; 1968 a, S. 49). Daß es sich dort tatsächlich um den aufgekremten Hinterrand der Frankenfeser Decke und nicht um abgerissene, eingerollte Stirnteile der Lunzer Decke handelt, kann im vorliegenden Fall aus faziellen Gründen wahrscheinlich gemacht werden. Bereits W. SCHWAN (1966, S. 211) vermerkt, daß neben einer flachen Schichtlagerung in der Wurzelzone einer Decke eher eine Aufbiegung der Schichten als eine Herabbiegung nach unten zu erwarten ist, welch letzteres sekundären Charakter habe.

d) Amputation des Deckenhinterrandes (amputation; amputation)

Aus dem kalkvoralpinen Ötcherland hat der Verfasser (1966 a, S. 192 f.; 1968 a, S. 49) das radikale und abrupte Abquetschen des Hinterabschnittes einer Decke unter der nachschiebenden höheren Decke beschrieben, die hierdurch auf den gleichen tektonischen Untergrund wie die ihr vorgelagerte Einheit zu liegen kommt, ohne daß sich noch Späne oder Reste der ausgequetschten mittleren Einheit vorfinden. Dieser Vorgang des vollkommenen Abquetschens wurde als Amputation des Hinterrandes

bezeichnet. Das am besten zu überblickende Beispiel hierfür liegt im Weststrahlen des Schmelzfensters SW von Annaberg vor (vgl. Abb. 141), wo die Unterbergdecke den Hinterrand der Reisalpendecke amputiert und die unter beiden Einheiten ungestört durchziehende gemeinsame tektonische Basis in Form der Sulzbachdecke als Fensterinhalt unter dem aus beiden obgenannten Decken zusammengestückelten Rahmen sichtbar wird (A. TOLLMANN, 1966 a, S. 175; Taf. 2, Prof. 5).

F. Klippen (klippes; klippes)

1. Überblick

Der deutsche Begriff „Klippe“ sowie die französischen und englischen Äquivalente wurden und werden im geologischen Sprachgebrauch bis zur Gegenwart vorwiegend für tektonisch begrenzte, isolierte Gesteinsmassen, dann aber auch für Blöcke und morphologisch klippenförmige Erscheinungen in recht verschiedenem Sinn angewendet, trotzdem sich etliche Arbeiten um inhaltliche Klärung und terminologische Präzision des Ausdruckes bemüht haben – in neuerer Zeit z. B. J. DENNIS (1967, S. 99 f.), D. ANDRUSOV & E. SCHEIBNER (1968, S. 93 ff.) und A. TOLLMANN (1968 a, S. 38 ff.). Diese Situation liegt in dem vieldeutigen Wesen mancher Klippen selbst und vor allem in der langen und verworrenen historischen Entwicklung der Vorstellungen und Begriffe über das Wesen der Klippen begründet. Hier soll eine Übersicht über den verschiedenartigen Gebrauch des Begriffes Klippe gegeben werden, dann eine kurze historische Einführung und schließlich eine spezielle Behandlung der einzelnen Haupttypen tektonischer Klippen angeschlossen werden. Der Begriff „Klippe“ kann als Überbegriff in rein deskriptivem Sinne belassen werden (J. DENNIS, 1967, S. 100).

Übersicht über die verschiedenen Typen von Klippen

Klippe als Überbegriff ohne genetische Deutung: Namensprägung durch G. PUSCH (1829, S. 51) an den karpatischen Klippen der äußeren Klippenzone. Jüngerer, nicht mehr gebrauchtes französisches Synonym: „ilot“ (Insel) nach dem bekanntlich durch M. BERTRAND 1887 beschriebenen Beispiel der tektonischen Klippe „ilot du Beausset“ in der Provence.

A. Scheinklippen (G. STACHE, 1871, S. 408): Rein morphologisch bedingte, atektonische Klippen, die durch die Erosion von Gesteinsmassen mit ihrer größeren Härte gegenüber ihrer Umgebung oder durch andere Eigenschaften aus einer normalen Schichtfolge herausgearbeitet werden. V. UHLIG (1904, S. 439) hat in seiner Definition von Scheinklippe diese nicht tektonisch bedingte, sondern auf Fazies- und Härteunterschiede beruhende morphologische Form bezeichnet, obgleich er mit der malmischen Stramberger Klippe der Subsilesischen Decke der Westkarpaten ein unglückliches, da tektonisch gestörtes Beispiel gewählt hat (vgl. Fig. 16 in D. ANDRUSOV

et. al., 1967). *Synonymie*: Pseudoklippe (G. STACHE, 1871, S. 405; Verwendung bis D. ANDRUSOV, 1968, S. 57 – nicht hierher gehört das Homonym Pseudoklippe, F. MÜHLBERG, 1893, S. 444, der damit eine echte Deckscholle bezeichnete), Erosionsklippe, Denudationsklippe, Härtling, Fernling; stratigraphic-sequential outlier (G. ROBERTS, 1839), Rudin (D. ANDRUSOV & E. SCHEIBNER, 1968, S. 98), Vršatec-Subtypus der pie-ninischen Klippen (D. ANDRUSOV & SCHEIBNER, 1968, S. 98).

B. *Sedimentäre Klippen* (klippes sédimentaires, P. LAMARE, 1946, S. 278, 302 ff.; sedimentary klippes): dieser Ausdruck stellt den Überbegriff über verschiedene Typen von Blockklippen dar, die zur Zeit der Sedimentation der sie umgebenden Schichten in diese eingebracht worden sind. *Synonymie*: sedimentäre Blockklippen, exotische Blöcke (J. BACHMANN, 1883 – teste Alb. HEIM, 1919, S. 13), Einschlußklippen; blocs exotiques sédimentaires; sedimentary blocks, sedimentary foreign boulders. Es handelt sich hierbei um Blöcke verschiedenster Dimension, auch um riesige, berggroße Massen, die in orogenen Zonen durch kräftige Bodenbewegungen gelöst auf Grund der Schwerkraft in ein benachbartes Sedimentationsbecken eingeglitten sind, einstürzten oder durch Olisthostrome eingefrachtet wurden. Derartige sedimentäre Blockklippen können in folgenden Ablagerungen auftreten:

1. *Wildflysch* (F. J. KAUFMANN, in: B. STUDER, 1872, S. 259 f.): Orogenes Sediment verschiedener Entstehung mit riesigem Blockschutt. Riesige Schollen werden vielfach als Gleitklippen, insedimentiert durch submarines Eingleiten erosiv oder tektonisch abgelöster Trümmer gedeutet. Berühmte Beispiele aus den Ostalpen liegen, wie Schwarzeckbrekzie, Penkenbrekzie, Tarntalerbrekzie usw., im Rahmen des Tauernfensters in den Zentralalpen. Vergleichbare blockführende Brekzien sind in den Nordkalkalpen selten und aus älteren Formationen (Trias-Jura) mit etlichen Meter großen Blöcken etwa in Form der Eisenspitzbrekzie in den Lechtaler Alpen bekannt (R. HUCKRIEDE, 1959), auch aus der Rofanbrekzie des Sonnwendgebirges beschrieben. Jüngere vergleichbare Bildungen der Nordkalkalpen sind die wildflyschartigen Serien der Oberen Roßfeldschichten (Riesenblöcke daraus schon bei A. BITTNER, 1882, S. 238 als Problem hervorgehoben) aus der Zeit des Oberhauertive bis Unterapt, die den Bewegungen der austroalpinen Phase ihre Entstehung verdanken (A. TOLLMANN, 1966 b, S. 18 ff.; 1971 d, S. 59). Die Unkenere Brekzie, Ischler Brekzie u. a. Typen gehören hierher.

Es ist darauf hinzuweisen, daß der Begriff „Wildflysch“ in der geologischen Praxis verschiedenartig verwendet worden ist, zum überwiegenden Teil für derartige, oben erwähnte sedimentäre orogene Brekzien mit Blockklippen, zum untergeordneten Teil aber auch für tektonische Riesenschollen-Brekzien vom Typus der *Mélanges* – vgl. K. HSÜ (1968, S. 1066).

2. *Olisthostrom* (G. FLORES, 1955, S. 120): Darunter versteht man sedimentäre, in normale Serien eingeschaltete Einheiten, die das Produkt einer Resedimentation durch submarine Schlammströme bilden, mit einer tonigen Matrix, die älter ist als das umgebende Sediment (!) und eckige, schlecht eingeregelt kleine bis riesengroße, als Olistholithe bezeichnete Komponenten enthält. K. GÖRLER & K. J. REUTTER (1968, S. 491), die in neuerer Zeit sich am eingehendsten mit der Erscheinung der Olisthostrome beschäftigt haben, schlagen vor, Olistholithe mit über 100 m als größten Durchmesser als Megolistholithe zu bezeichnen, während als Grenze zu den daraus gleitend

hervorgehenden „Gleitdecken“ ein Betrag von 1000 m Durchmesser anzusetzen sei. Die von GÖRLER et al. im Apennin studierten Olisthostrome weisen Längen von maximal 200 km, Breiten von mehreren hundert Kilometern und Mächtigkeiten von über 2 km auf und besaßen zur Zeit ihres Einströmens eine Fließgeschwindigkeit von bloß 1 mm/Jahr (0,3–3 mm/Jahr) im Durchschnitt. Weitere Beiträge zum Begriff der Olisthostrome bringen jüngst E. ABBATTE et al., 1970. Die weitverbreitete Erscheinung der Olisthostrome ist in den Nordkalkalpen bisher nur vermutet worden (z. B. in den Strubbergbrekzien des nördlichen Tennengebirges etc.), aber noch nicht durch das wichtige Kriterium des höheren Alters der Matrix des Schlammstromes gegenüber den umgebenden Sedimenten belegt. Beispiele über Olistholithe aus den östlich anschließenden Gebirgsräumen sind bei D. ANDRUSOV & E. SCHEIBNER (1968, S. 95 f.) angeführt.

3. Murschuttströme, Fonglomerate, Tillite etc. können entsprechend große, später als sedimentäre Klippen heraustretende Blöcke enthalten.

4. Rezente und fossile Bergstürze, Bergschliffe, Frane usw. liefern gleichfalls Riesenblockmaterial. Gleitblöcke können unter Einfluß der Schwerkraft bei entsprechender, als Gleitbahn fungierender Unterlage auch bei flachem Gefälle weite Strecken abwärts wandern.

C. Vulkanisch entstandene Klippen: Vulkanische Eruptionen können Brocken und Trümmer vom Nebengestein emporreißen und eine Strecke weit mittransportieren. Manche solche Blöcke können morphologisch als Klippen wirken. Beispiele gaben D. ANDRUSOV & E. SCHEIBNER (1968, S. 101). Die Bezeichnung „Sporaden“ von C. DEFFNER kann entgegen V. UHLIG (1904, S. 448) nicht für vulkanische Klippen verwendet werden, da sie an die durch Meteoroneinwirkung entstandenen Blöcke des Ries gebunden ist.

D. Meteoritisch entstandene Klippen: Für die durch Meteoroneinschläge gebildeten Brekzien mit ihren losgetrennten und geschleuderten Blöcken und Klippen hat C. DEFFNER (in: C. DEFFNER & O. FRAAS, 1877, S. 32) die heute fast vergessene Bezeichnung Sporaden (S. 31: „Umwälzungssporaden“) geprägt. Der Name gilt für meteoritisch entstandene Klippen, da den von ihm als Typus gewählten Blockmassen des Nördlinger Ries auf Grund der jüngst durchgeführten detaillierten Untersuchung (vgl. Ries-Band der Geologica Bavarica, Nr. 61, 1969) eine derartige Entstehung zukommt. Weitere Typen von großblockhaltigen, durch diesen Meteoroneinschlag entstandenen Brekzien werden in diesem Band (S. 20 ff., 142 ff., 183 ff. etc.) unter verschiedenen Bezeichnungen eingehend beschrieben, während der älteste gültige Name „Sporade“ in Vergessenheit geraten war. Die Erkennung solcher „Impakt“-Klippen in Brekzien ist heute zufolge der Kenntnis der Mineralneubildung und anderer Effekte möglich, die bei einer derartigen Stoßwellen-Metamorphose entstehen. Man könnte demnach den von C. DEFFNER (l. c.) geprägten und von V. UHLIG (1904, S. 448) auf isolierte Massen vom Typus der Riesblöcke eingegengten Begriff für derartige durch meteoritische Einwirkungen entstandene Klippen beibehalten.

E. Tektonische Klippen: Die Grundtypen der tektonischen Klippen stellen Deckschollenklippen, Durchspießungsklippen, Schürflingsklippen und autochthone Klippen mit einer Reihe von Untertypen dar. Hinzu kommen die tektonischen Blockklippen. In dieser Zusammenstellung mag der Hinweis genügen, daß im folgenden jeder Grundtype der tektonischen Klippen ein eigener Abschnitt gewidmet wird.

B.+E. Sedimentär-tektonische Klippen. In seltenen Fällen gelingt der Nachweis, daß sedimentär gebildete Klippen in sekundärer Phase tektonisch verschleppt worden sind, so daß ein kombinierter Klippentypus entstanden ist. Ein derartiges Beispiel ist von C. LEPVRIER (1970, S. 249) aus der Kabylei Algeriens beschrieben worden, wo Blöcke der Chaîne calcaire im Oligozän des Mauretanischen Flyschbeckens als sedimentäre Klippen gebildet, später aber unter der darüber hinwegbewegten höheren Flyschdecke nochmals – und nun tektonisch – mobilisiert worden sind.

2. Deckschollenklippen (lambeaux de recouvrement; small nappe-outliers)

Synonymie: Überschiebungsklippe (Alb. HEIM, 1893), Schubklippe, Pseudo-klippe (F. MÜHLBERG, 1893, S. 444), Überschiebungszuuge (A. ROTHPLETZ, 1894, S. 72), Klippe vom schweizerischen Typus (D. ANDRUSOV & E. SCHEIBNER, 1960, S. 241).

Begriffsdefinition und -erläuterung: Deckschollen(-klippen) stellen allseits isolierte tektonische Schollen dar, die den Rest eines vom Hauptdeckenkörper (Abscherungsdecke oder Überfaltungsdecke) abgetrennten Teiles bilden, der durch seitlichen Einschub oder Überfaltung auf fremdem Untergrund auflagert. Solche Deckschollen entstehen allgemein durch erosive Auflösung, gelegentlich vielleicht auch durch Zergleitung von Deckenstirnteilen. Trotzdem bei den Typusklippen der Mythen vom Vierwaldstättersee ein morphologisch markantes Herausragen aus dem Umland gegeben ist und auch bei vielen anderen Deckschollenklippen eine deutliche morphologische Signifikanz in Erscheinung tritt, kann man das morphologische Merkmal nicht wie bei D. ANDRUSOV & E. SCHEIBNER (1968, S. 94) mit in die Definition nehmen, da tektonische Deckschollenklippen aus weichem Material sich keineswegs morphologisch markant vom Umland abheben müssen (G. STACHE hat 1871, S. 405, in solchen Fällen von „Kryptoklippen“ gesprochen). Mit dem Ausdruck Klippe war bisher häufig auch der Begriff einer kleineren räumlichen Ausdehnung verbunden (vgl. V. UHLIG, 1891, S. 819), während man als Deckscholle ausgedehntere tektonische Schubmassen bezeichnete. Die Trennung ist unscharf und muß nicht beibehalten werden. Sehr ausgedehntes Deckschollenland wird auch einfach als Decke bezeichnet, da im Begriff Decke keineswegs die Existenz eines Zusammenhanges mit der Wurzelzone inbegriffen ist (vgl. freischwimmendes Deckensystem der Nördlichen Kalkalpen). Die verschiedenartige Ausbildungsform und die mehrweniger unvollständige Trennung vom zusammengehörigen Deckenkörper wird S. 294 ff. bei Besprechung der Sondertypen der Deckschollenklippen Erwähnung finden.

Historische Daten: Für die Entwicklung der Vorstellung über die Deckschollenklippen war die Klippenreihe der Schweizer Alpen von den Grabser Klippen und vor allem den klassischen Klippen um den Vierwaldstätter See (Mythen etc.) bis über die Deckschollen in den Freiburger Alpen hinaus maßgebend. Hier wurde (unabhängig von der Entwicklung in den Karpaten, siehe S. 303) Name und Wesen dieser Klippen in jahrzehntelanger Forschung erarbeitet. Der Gegensatz dieser schweizerischen voralpinen Klippen, ihre morphologische und fazielle Eigenart, war schon in der ersten Hälfte des vorigen Jahrhunderts aufgefallen: 1834 lenkte B. STURER die Aufmerksamkeit auf sie, 1839 hob Arnold ESCHER hervor, daß hier Stöcke älteren

Korallenkalkes und Dolomites eingewickelt im Flysch liegen. Der erstmalige Gebrauch des Namens „Klippen“ (écueils) für diesen Typus wird allgemein F. KAUFMANN, 1876, zugeschrieben, der aber bei der Beschreibung der Mythen und benachbarten Klippen (1876, S. 73) nur die Bezeichnung „Inseln“ verwendet. Er betont ihre tektonische Selbstständigkeit und ihr höheres Alter gegenüber dem umgebenden Flysch, glaubt aber noch an eine Einwurzelung gegen die Tiefe hin. Die Entwurzelung und Klärung als Überschiebungs-Deckschollen erfolgt 1884 (S. 326 ff., Abb. 2) durch M. BERTRAND: Die großen Deckschollenmassen wie die Freiburger Préalps werden in Abwandlung des seit F.-L. CORNET (1873, S. 217) existierenden französischen Begriffes „lambeaux de poussée“ als „lambeaux de recouvrement“, die kleineren Klippen als „blocs exotiques“ bezeichnet und beide als tangential fernüberschobene Elemente klassifiziert. Erst mit den seit 1893 einsetzenden Arbeiten von H. SCHARDT wird dieser Denkweise in den Westalpen Durchbruch verschafft. Der deutsche Begriff Deckscholle wird zumindest seit E. SUSS (1901, S. 5) verwendet. Über den Gebrauch des Begriffes „Klippe“ für Deckschollen in der englischen Sprache informiert J. DENNIS (1967, S. 99 f.).

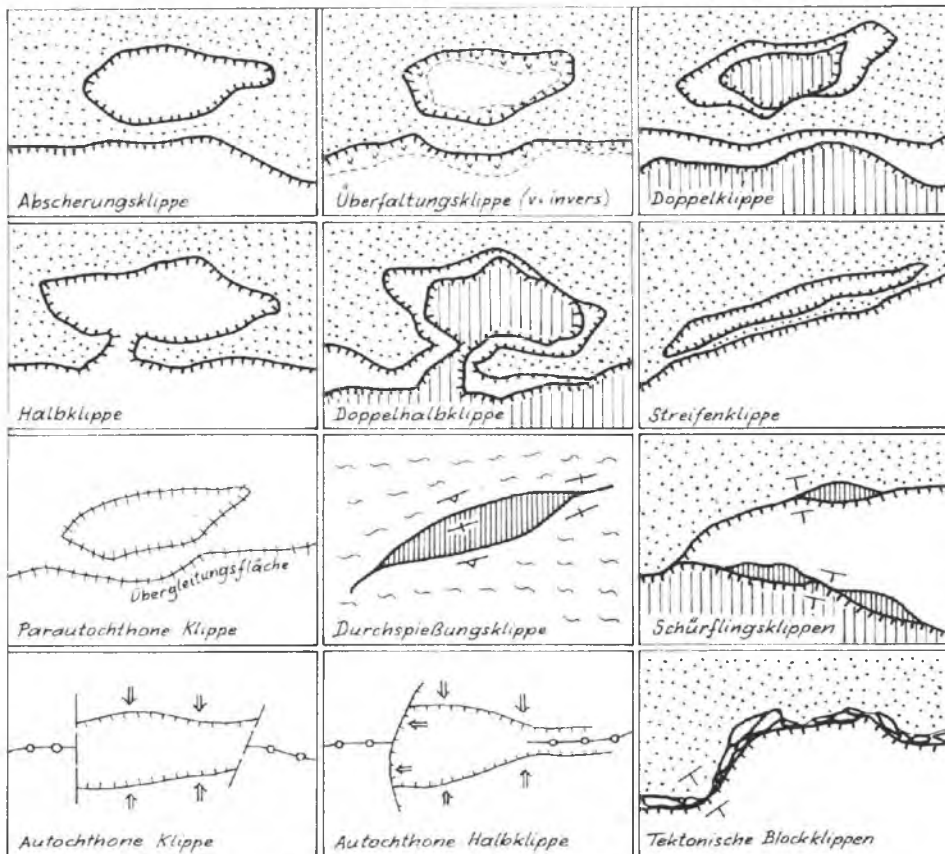


Abb. 136: Schematische Übersicht über die Deckschollentypen.

Typen von Deckschollenklippen (lambeaux de recouvrement, lambeaux de charriage; tectonical outlier) und kalkalpine Beispiele (Abb. 136)

a) Überschiebungsklippe (klippe du second genre*; thrust-outlier*)

Als solche wurde von Alb. HEIM in F. MÜHLBERG (1893, S. 444) eine von einer Abscherungsdecke stammende, allseits abgetrennte Deckscholle bezeichnet, die an einer Überschiebungsfläche transversal eingeschoben (überglitten) ist und nicht einer Überfaltung ihre Entstehung verdankt. Die Serie dieser Klippe wird entweder im Normalfall aufrechte Schichtfolge zeigen, sie kann innere Verfaltungen aufweisen, in seltenen Fällen bei Abstammung von einer verkehrten Decke auch eine inverse Schichtfolge enthalten. Die Abscherungsdeckscholle bzw. -klippe ist der häufigste Typus von tektonischen Klippen in den Deckengebirgen der Erde überhaupt. Bei einphasiger Gestaltung liegen sie frei, häufig auch morphologisch markant ausgeprägt, der Unterlage auf, bei vielphasiger Genese können sie dann sekundär in die Unterlage einspießen oder eingewickelt werden.

Die Zahl der kalkalpinen Beispiele ist enorm. Deckschollenschwärme mit dem Typus der Abscherungsklippe liegen z. B. von der Frankenfelder Decke und Cenomanrandschuppe abstammend vor der kalkalpinen Stirn im Waidhofener-Ybbsitzer Gebiet (vgl. A. TOLLMANN, 1962 a) – Abb. 85. Man trifft sie in großer Zahl als Abkömmlinge von voralpinen Decken im Raum des Ötscherlandes (vgl. A. TOLLMANN, 1966 a, S. 186 f.) – Abb. 141 →, ein Schwarm ist von der Schneebergdecke im Gebiet der Mürztaler Alpen ableitbar (Abb. 14, 84), ein anderer stammt von der Hallstätter Decke im Raum des Mitterndorfer Beckens und rund um die Berchtesgadener Decke (Abb. 13, 101), ferner von der juvavischen Einheit über dem tirolischen Sockel des Steinernen Meeres und des Hagengebirges, schließlich von Inntal- und Krabachjochdecke in den Lechtaler Alpen (Abb. 17, 71) etc.

b) Überfaltungsklippe (klippe du premier genre*; overfolded outlier*, fold-nappe outlier)

Mit dem Begriff Überfaltungsklippe soll hiermit eine von einer Überfaltungsdecke abstammende, allseitig abgetrennte Scholle bezeichnet werden, die an einer Überfaltungsfläche seitlich eingefrachtet ist und im Normalfall einen aufrechten und mehr oder weniger reduzierten oder vollständig erhaltenen verkehrten Schenkel besitzt. Die Klippe ruht fremd dem Sockel auf und ist nicht aus diesem ausgepreßt. Solche Überfaltungsklippen können auch von kleineren Überfaltungsstrukturen abstammen, also nicht nur von Faltendecken, sondern auch von Deckfalten.

In den Kalkalpen ist dieser Typus im Zusammenhang mit der Seltenheit von Überfaltungsdecken sehr spärlich vertreten. Als ein Beispiel sei die Hochkeil-Deckscholle am Südrand der Salzburger Kalkalpen NE von Mühlbach am Hochkönig erwähnt, wo den der Grauwackenzone auflagernden permischen Mitterberger Schichten lokal eine Faltenstruktur mit noch erhaltenem karbonischem Quarzitkern im Kern dieser Liegendfalte zukommt. Der Bau dieser Scholle ist allerdings noch unstritten. Ein eindeutiges Beispiel hingegen für diesen Typus, allerdings unter Ab-



Abb. 137: Die Hasenfluh NW vom Flexenpaß in Vorarlberg stellt den Typus einer Überfaltungsklippe dar, da der vorwiegend aus Hauptdolomit bestehende Gipfelaufbau einen Raiblerschichten-Faltenkern erkennen läßt und im Osten (rechter Bildteil) noch eine verkehrte Juraserie unter der Obertrias des Gipfelabschnittes im Hangenden der Kreideschiefer des Sockels aufweist. Ansicht von SE, vom Flexenpaß aus.

scherung und Verschleppung der Überfalte, liefert die Hasenfluh-Deckscholle westlich vom Flexenpaß in Vorarlberg, die eine den Jungschichten der Lechtaldecke aufgeladene Überfalte aus karnischen Schichten im Kern, Hauptdolomit und jüngeren Gliedern im auflagernden und verkehrten Schenkel bildet, und die trotz des Versuches einer autochthonen Deutung durch W. STENDEL-RUTKOWSKI (1958) auf Grund der kleintektonischen Untersuchung von B. ENGELS (1961, S. 336 ff.) sowie auf Grund ihrer gut überschaubaren Gesamtstruktur sich eindeutig als nordvergent eingefaltetes höheres Element zu erkennen gibt (vgl. A. TOLLMANN, 1971 b, S. 340) – Abb. 137.

c) Doppelklippe (double-klippe; double klippe)

Liegen zwei Deckschollenklippen als großtektonische Zeugenreste mit zwei selbständigen übereinander gestapelten tektonischen Einheiten (Decken, Schuppen) derart übereinander, daß die untere als ein mehr oder weniger vollständiger oder auch nur sehr reduzierter und lokal erhaltener Saum unter der oberen Deckscholle hervorragt, so wird man im Gegensatz zu einer einfachen Klippe (die man als „Vollklippe“ oder „Einfachklippe“ bezeichnen könnte) in einer analogen Wortbildung zu Doppelfenster von einer „Doppelklippe“ sprechen können. In noch extremeren Fällen wird es sogar bei tiefen Aufschlüssen und enger Deckenstapelung zur Bildung von „Mehrfachklippen“ kommen können.

Das schönste kalkalpine Beispiel liegt wohl in der Doppelklippe der R ü f s p i t z - K r a b a c h j o c h - S c h o l l e vor, deren tektonische Natur als Doppelklippe, von Inntal- und Krabachjochdecke abstammend, von O. AMPFERER erkannt worden war – vgl. Abb. 17, 138. Über dem weiten Kreidemuldengebiet der Lechtaldecke liegt dort in den Lechtaler Alpen östlich des Flexenpasses über einem im wesentlichen aufrecht lagernden Schürflingsteppich aus Spänen der Lechtaldecke zunächst eine große, stark ausgedünnte aufrechte Deckscholle vorwiegend aus Hauptdolomit, die nur im NW am R ü f s p i t z zu größerer Mächtigkeit anschwillt (Inntaldecke) und sich unter der ihr aufgeladenen Krabachjochdecke mit einer Serie vom Buntsandstein zum Hauptdolomit wie eine dünne Sohle ausnimmt. Daß gerade diese Doppelklippe mit ihrem Schürflingsteppich einen ausgezeichneten Zeugen für Deckenbau in den Lechtaler Alpen liefert und jede versuchte Deutung als autochthone Struktur (K. E. KOCH, 1966, S. 620) unmöglich macht, ist vom Autor jüngst (1970 b, S. 128; 1971 b, S. 350) betont und durch B. ENGELS (1970) durch Kleingefügebeobachtungen belegt worden.

Abb. 138: Das R ü f k o p f - K r a b a c h j o c h - D e c k s c h o l l e n - E n s e m b l e in den Lechtaler Alpen als Beispiel einer Doppelklippe vom Typus der Überschiebungsklippe. Ansicht von SW. Die Steilstufe im mittleren waagrechten Bildstreifen wird vom Hauptdolomit und Oberrhätkalk der Lechtaldecke eingenommen, die sich bis zum R ü f s p i t z im linken hinteren Bildabschnitt verfolgen lassen und deutlich unter die stratigraphisch auflagernden, vorwiegend aus Kreideschiefern bestehenden Jungschichten des Monzabon-Almplateaus einfallen. Darüber schwimmt die im Hintergrund des rechten Bildabschnittes mit dem Hauptdolomit des R ü f k o p f e s auflagernde R ü f k o p f - D e c k s c h o l l e der Inntaldecke mit aufrechter Lagerung, die ihrerseits die Krabachjochdeckscholle der Krabachjochdecke (rechts außerhalb des Bildes) trägt.



d) Halbkli p p e (demi-klippe; half-klippe)

Unter der Bezeichnung Halbedeckscholle wurden von E. SPENGLER (1953, S. 23: Beispiel Ruitelspitzscholle in den Lechtaler Alpen; 1956, S. 7: Beispiel Kampenwand) und mit dem Namen Halbkli p p e durch den Verfasser (1966 a, S. 187: Beispiel aus dem Ötcherland in Niederösterreich; 1968 a, S. 41) in Analogie zur Wortbildung „Halbfenster“ jene tektonischen Deckschollen-Klippen bezeichnet, deren Verbindung zur zugehörigen Decke durch die Erosion noch nicht gänzlich beseitigt ist, so daß sie mit einem mehr oder weniger breiten Stiel noch mit ihrer Mutterdecke zusammenhängen.

Eines der eindrucksvollsten Beispiele für eine Halbkli p p e im Gesamttraum des mediterranen Orogens überhaupt ist wohl jene der 30 km langen, auf einer bis ins Fozän reichenden sedimentären Serie schwimmenden Botew-Granitscholle in Bulgarien, die mit nur sehr schmalem, fadenförmigem Stiel mit dem ihr zugehörigen Körper der Zentralbalkan-Decke in Zusammenhang steht (W. SCHWAN, 1961, Taf. 7).

Unter den kalkalpinen Beispielen beeindruckt in den östlichen Kalkvoralpen jenes der Gaisenberg-Halbkli p p e (A. TOLLMANN, 1966 a, S. 187, Taf. 3) östlich von Puchenstuben dadurch, daß hier die schon in einer Breite von 8 km verkehrt lagernde Sulzbachdecke in ihrem Stirngebiet mit dieser ebenfalls flach verkehrt lagernden Halbkli p p e noch 2 km weiter nach Norden vorstößt. Ein anderes klassisches Gebiet ausgedehnter Halbkli p p en ist jenes an der Deckengrenze Allgäu-Decke/Lechtal-Decke in den Vilser und Allgäuer Alpen, da dort durch einen großwelligigen, zum Teil recht kräftigen Längsfaltenwurf Deckenmulden und -sättel entstanden, die im Zuge des generellen Aushebens der Kalkalpen gegen das helvetische Gewölbe im Westen hin axial in diese Richtung aufsteigen und so der Erosion Anlaß boten, schmale, tiefe Halbfenster und lange zungenförmige westgerichtete Halbkli p p en herauszumodellieren (vgl. A. TOLLMANN, 1970 a, Kt. Taf. 3) – Abb. 139. Während die

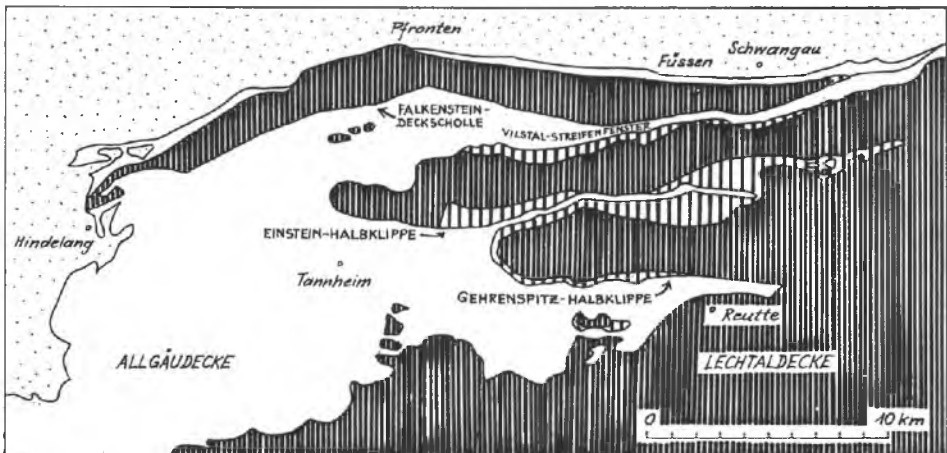


Abb. 139: Gehrenspitz- und Einstein-Halbkli p p e, Beispiele für Doppelhalbkli p p en in den Vilser Alpen (Lechtaldecke eng schraffiert, unterlagernde Vilser Stirnschuppe weit schraffiert, Allgäu-Decke und Cenomanrandzone weiß), nach A. TOLLMANN, 1970 a, Taf. 3, vereinfacht.



Abb. 140: Die Krottenpitz-Halbkuppe zeigt im Querschnitt den Vorstoß des Hauptdolomites der Lechtaldecke (Kammbereich) über den Juraschiefer und -kalken der Allgäudecke an den Hängen des Sperrbachtals südlich von Oberstdorf im Allgäu. Der Blick vom Westen zeigt das Aussehen der Hauptdolomit-Halbkuppe am Kamm gegen Norden, im Bild gegen links hin.

nördlichste dieser Zungen durch eine weitere Zwischenschuppeneinschaltung als Beispiel für Doppelhalbklippen weiter unten Erwähnung finden wird, sind die etwas südlicher, weiterhin an der Allgäu-Lechtaldecken-Grenze gelegene Sattelkopf-Halbklippe beim Bäründele, die Hochvogel-Halbklippe nördlich vom Hornbachtal und die Krottenspitz-Halbklippe östlich der Kemptener Hütte (Abb. 140) exzellente Beispiele für unseren Typus der Halbklippe. Weitere ähnlich eindrucksvolle Halbklippen finden sich in den westlichen Nordkalkalpen einerseits noch nahe dem Kalkalpen-Nordrand in gleicher tektonischer Deckengrenzposition (Geigerstein-Fockenstein-Halbklippe S Leng-gries/Isar) – Abb. 147 –, andererseits etwa in der berühmten Ruitelspitz-Halbklippe am Westende der Inntaldecke in den Lechtaler Alpen (Abb. 17), die in geradezu idealer Form unter nordvergenger Verwallung des in Schleppfalten gelegten Untergrundes (Abb. 61) gegen Westen hin aushebt.

e) Doppelhalbklippe (double-demiklippe*; doublehalf-klippe*)

Analog der Wortbildung Doppelklippe und Doppelfenster wurde jener Typus von Halbedeckschollen, also noch mit einem Stiel mit der zugehörigen Decke verbundenen Klippen, die ein Übereinander von zwei großtektonischen Einheiten (Schuppen, Decken) zeigen, bei denen die untere mehr oder weniger vollständig erhalten oder aber auch stärker zerlinst einen Saum oder Schollenkranz unter der oberen Halbklippe bildet, als Doppelhalbklippe (A. TOLLMANN, 1971 a, S. 364) bezeichnet.

Die schönsten kalkalpinen Beispiele liegen, wie erwähnt, in den Vils er Alpen vor. Sie entstanden durch eine durch den Deckenschub bedingte Übereinanderstapelung von Allgäudecke, der breiten Vils er Stirnschuppe und der Lechtaldecke, die in einer Breite von etwa 10 km diese drei großtektonischen Einheiten zunächst flach übereinander brachte, gefolgt von einer Deckenfalten erzeugenden großwelligen kräftigen Faltung, einer axial gegen Westen gerichteten Aufkippung des Gesamtkomplexes und einer erosiven Zerlegung, die in den Antiklinalen vielfach in langen Zonen die beiden höheren Einheiten bis auf die Jungschichten der Allgäudecke durchschnitten hat (Abb. 139, 161).

Ein ähnlich gutes Beispiel liegt in der Wende l stein - Doppelhalbklippe nördlich Bayrischzell in den bayrischen Kalkvoralpen vor, wo Allgäudecke, Wendelstein-Stirnschuppe der Lechtaldecke und Lechtaldecke selbst übereinander lagern und halbklippenförmig erosiv freigelegt sind. Die Situation dort ist bereits von M. RICHTER (1937, S. 112) und O. GANSS (Kt. 1953) zutreffend erfaßt worden – vgl. Taf. 2 bei A. TOLLMANN, 1970 a.

f) Streifenklippe (klippe en lanière*; strip klippe*)

Begriff: Schmale und langgestreckte Deckschollenklippe, die allseits isoliert dem tektonischen Untergrund auflagert und ihre lange streifenförmige Gestalt meist der Erhaltung eines Deckenrestes in einer vor der Erosion geschützten Deckenmulde verdankt. Die Wortbildung wird hier in Analogie zum Streifenfenster vorgenommen (Streifenklippe oder Streifendeckscholle).

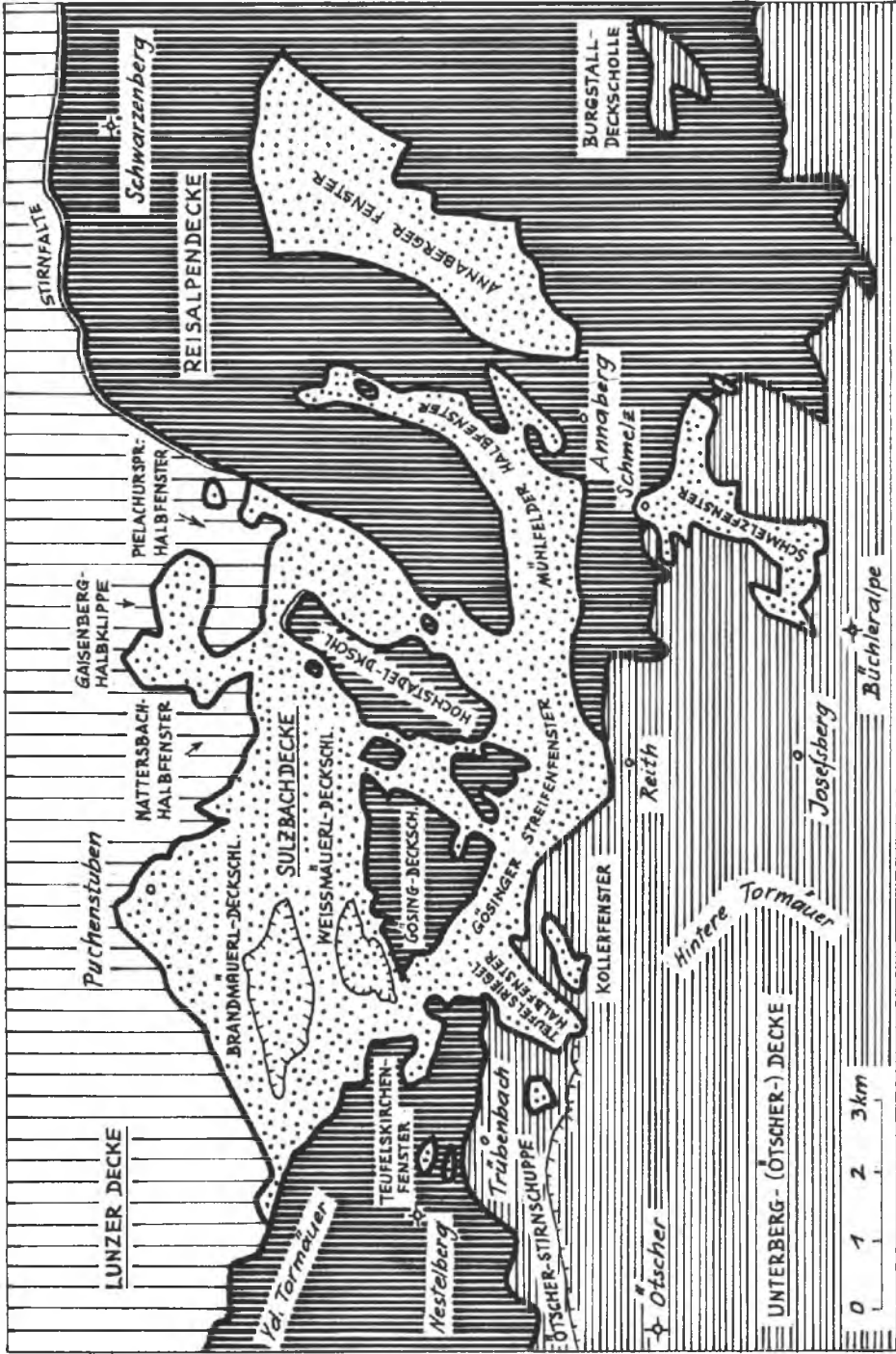


Abb. 141: Die Annaberg Fenstergruppe im Ötscherland der niederösterreichischen Kalkvorlpen mit ihren verschiedenen Formen von Fenster, Deckschollen, Halbklippen und parautochthonen Klippen. Nach A. TOLLMANN, 1966 a, Taf. 3.

Typusbeispiel: Ein ausgezeichnetes Beispiel für diesen Typus liefert die **Falkenstein-Deckscholle** im Allgäu, die als ein über 30 km langer, 1–2 km breiter Streifen, der gesteinsmäßig vom Stirnteil der Lechtaldecke abstammt, den Jungschichten der Allgäudecke auflagert, ja sogar in sekundärer Bewegung im Westabschnitt in diese eingewickelt ist. Anmerkungen zu der von H. REUM (1962, Abb. 10) versuchten lokalen Einwurzelung dieser Streifenklippe wurden vom Verfasser (1970 a, S. 116, 118 f.) gegeben – vgl. Abb. 139.

g) **Parautochthone Klippe** (klippe parautochtone; parautochthonous klippe)

Unter dieser Bezeichnung wurde vom Verfasser (1966 a, S. 171, 188 und Taf. 3) „eine tektonisch selbständige, vom Untergrund allseits getrennte Scholle verstanden, die gegenüber dem Heimatgebiet nur eine geringe Verfrachtung im Ausmaß von mehreren hundert Metern bis vielleicht wenigen Kilometern erfahren hat und noch der gleichen Einheit aufruht, aus deren Bestand sie gelöst worden ist“. Die Ablösung erfolgte passiv durch eine darüber hinweggegangene Schlepperdecke, die diesen Hangenteil aus dem Rücken der unterlagernden Decke wohl vorwiegend an Gleithorizonten abgeschürft und auf seinem Weg gleich einem Schürfling mitnahm. Die Verschiebung des einstigen Hangendstockwerkes als parautochthone, aus dem übrigen Verband der Mutterdecke abgerissene Klippe erkennt man gut, wenn diese Klippe durch eine Verdrehung oder Faltung eine Diskordanz zwischen ihrem Schichtbestand und dem unterlagernden Gleithorizont aufweist.

Das **Typusbeispiel** der parautochthonen Klippe liegt in den Nördlichen Kalkalpen, und zwar in der **Brandmüer-Scholle** SSW von Puchenstuben in den niederösterreichischen Kalkvoralpen. Diese Scholle liegt ebenso wie die analoge, ihr benachbarte parautochthone **Weißmüerl-Klippe** übrigens als abgerissener Bestandteil der hier verkehrt lagernden Sulzbachdecke ebenfalls zur Gänze verkehrt. Der erzeugende Walzschlitten in diesem Raum lag in der inzwischen hier abgewitterten Reispalpendecke vor, die aber in einer Anzahl von Deckschollen SE davon noch erhalten ist und mit ihrer Stirn, wie der östlich benachbarte Schwarzenberg zeigt, tatsächlich noch weit über die Position der erwähnten parautochthonen Deckschollen hinaus vorstieß (Abb. 141).

3. **Durchspießungsklippen** (klippes extrusives; piercing klippes, A. TOLLMANN, 1968 a, S. 39)

Synonyme: Karpatische Klippen, G. STACHE (1871, S. 405), Pienin-Klippe oder „der Pienin“ (V. UHLIG, 1904, S. 449), Durchstechungsklippen (L. KOBER, 1931, S. 33), Klippen von pieninischem Typus, D. ANDRUSOV & E. SCHEIBNER (1960, S. 241).

Begriffserläuterung: Durchspießungsklippen sind tektonisch aus der Tiefe aufgepreßte oder aufgeschürfte Schollen und Linsen aus meist härteren Partien einer Schichtfolge, die die an der Oberfläche auftretenden jüngeren, zur gleichen Einheit gehörigen Schichten durchspießen. Bei der Entstehung der Durchspießungsklippen wirkt

oft auch der Prozeß der Untervorschiebung mit (siehe S. 88), durch welchen sozusagen der Kern von Antiklinalen abgetrennt und selbständig gegen vorne hin ausgequetscht wird. Die primäre Lagerung der Durchspießungsklippen ist demnach steil bzw. in starken Pressungszonen sehr steil. Wesentliches Kennzeichen solcher Klippen ist die tektonische Abtrennung von der Heimateinheit, nicht nur eine morphologische Herausarbeitung zufolge des härteren Gesteins. Die von D. ANDRUSOV & E. SCHEIBNER (1968, S. 98) als eigener Typus aufgestellten und als Unterart der Pieninen-(Durchspießungs-)Klippe aufgefaßten Strukturformen des „Rudin“ und der „Vršatec-Subtype“ sind keine Durchspießungsklippen, sondern nur Scheinklippen (siehe S. 289), also morphologisch herausgearbeitete härtere Gesteinspartien in einer normalen, tektonisch ungestörten Schichtfolge, die entweder (Rudin) lückenlos entwickelt ist oder (Vršatec) primäre sedimentäre Lücken aufweist. Eine Einreihung dieser Formen unter die tektonischen Klippen ist ungerechtfertigt.

Historische Anmerkungen: Der Begriff der „Klippe vom pieninischen Typus“ hat eine sehr lange Vorgeschichte. Die karpatischen Beispiele boten die Grundlage für die Einführung des Begriffes „Klippe“ überhaupt, noch lange bevor die Diskussion um Wesen und Entstehung der Deckschollenklippen der Schweizer Voralpen begonnen worden war und dort der Klippenbegriff aufgetaucht war. Als erster hat den Begriff „Klippe“ für den karpatischen Klippentypus G. PUSCH (1829, S. 51) geprägt, indem er für die mauerförmig die umgebenden Sandsteine überragenden Kalke eines nördlichen Zuges in Fortsetzung der Stramberger Klippe und eines südlichen pienidischen Zuges, der die Czorsztyner Klippen enthält, den Begriff „Klippenkalk“ angewendet hatte. 1836 (S. 80, S. 650 ff.) wird von ihm nochmals auf die „karpatischen Klippenkalke“ bzw. „Kalkklippen“ eingegangen. Es muß festgehalten werden, daß nur einige Härtlinge dieser Klippenzonen echte tektonisch isolierte Klippen sind, daß aber im Begriff „Klippe“ bei PUSCH jedenfalls auch die echten tektonischen karpatischen Klippen inbegriffen sind. Von der in der zweiten zitierten Arbeit besonders erwähnten Klippe von Czorsztyń wissen wir heute (z. B. K. BIRKENMAJER, 1963, S. 330, Taf. 8, Fig. 3; Taf. 13, 14), daß es sich hierbei nur um eine Scheinklippe handelt und daß eine rein erosiv gestaltete Klippe vorliegt. 1840, S. 357, hatte G. PUSCH auch erkannt, daß den Klippengesteinen höheres Alter als der umgebenden Klippenhülle zukommt.

Da in der äußeren und inneren Klippenzone der Westkarpaten ganz verschiedene Typen von Klippen vorkommen, nämlich teilweise Scheinklippen durch Denudation von Härtlingen, die teils in lückenloser Schichtfolge, teils in primär-sedimentär lückenhafter und diskordanter Serie auftreten, teilweise aber echte tektonische Durchspießungsklippen, hat die genetische Deutung bei ihrer Erforschung im vorigen Jahrhundert je nach dem Objekt, das dem Forscher gerade zugrunde gelegen hatte, anfangs einen wiederholten kräftigen Wandel erfahren. Es wird von E. BEYRICH (1844, S. 67) zum ersten Mal die tektonisch diskordante Stellung der beträchtlich älteren Klippen zu ihrer Hülle erkannt: „Die Lagerungsverhältnisse scheinen die Annahme zu rechtfertigen, daß der jurassische Klippenkalk hindurchgetrieben wurde, durch den überliegenden Karpathensandstein.“ Damit war BEYRICH der erste, der den Begriff Klippe in tektonischem Sinne angewendet hatte. Unter den späteren Forschern ist E. v. MOJŠIŠOVICS (1867, S. 213) hervorzuheben, der die Klippen ebenfalls als

tektonisch aus dem Untergrund emporgepreßte und abgescherzte basale Partien der Schichtfolgen gedeutet hatte: „jede Klippe bildet eine tektonische Individualität“. Den Mechanismus der Durchspießung dieser älteren Elemente durch die jüngeren hat M. NEUMAYR (1871, S. 529) in seiner Durchspießungstheorie näher ausgeführt. Der Begriff „Durchspießungsklippe“ schließlich findet sich z. B. bei V. UHLIG (1904, S. 448). V. UHLIG (1891, S. 573 ff., 801 ff., 816 ff.; 1903, S. 773 ff.; 1904, S. 427 ff.) hat schließlich einen bis 1790 zurückreichenden eingehenden historischen Überblick über die Entwicklung der Erforschung des Typus der karpatischen Kluppen geliefert, auf den hier zu verweisen ist. Jüngst hat der Verfasser (1968 a, S. 39) einen Überblick über die Entwicklung des Kluppenbegriffes gegeben.

Ostalpine und kalkalpine Beispiele: Der Typus der pienidischen Durchspießungsklippe reicht aus der klassischen Lokalität der Pienidischen Zone der Äußeren Karpaten direkt nach Westen in die Grestener Zone der Ostalpen im Abschnitt vom Traunsee bis Wien herüber, so daß hier, besonders reich im Waidhofener-Ybbsitzer Gebiet schöne Beispiele für Durchspießungskluppen auftreten, bei denen der ältere Kern dieser Grestener Serien nicht nur die eigene Buntmergelhülle durchdringen kann, sondern gelegentlich auch noch die nächsthöhere überschobene Einheit, die Flyschdecke, durchspießt.

In den **Kalkalpen** hingegen scheinen Durchspießungskluppen nur selten auf, man könnte hierher nur den Typus des ausgequetschten Antiklinalkernes stellen, der die Jungschichten in eng gepreßten Zonen wie in den Lechtaler Alpen gelegentlich unter Eigenbewegungen zu durchdringen vermag (Abb. 125). Die meisten der in neuerer Zeit dort in dieser Art oder als autochthone Kluppen (siehe S. 305) durch deutsche Bearbeiter umgedeuteten Deckschollen sind allerdings weiterhin als echte Deckschollen anzusehen, wie vom Verfasser 1970–1971 ausgeführt. Gelegentlich stellen sich hingegen auch dort durch die Jungschichten hindurch ausgewürgte ältere, aus Trias bestehende Kerne ein, wie etwa der Pimigspitz-Lärchspitz-Zug nördlich der Krabachjochscholle in Tirol (K. KOCH, 1966, Taf. 5, Prof. A–D).

4. Schürflingsklippen (lames de charriage de seconde espèce; dislodged slices of the substratum)

Eine weitere Form tektonischer Kluppen stellen die Schürflinge dar, deren Wesen ja schon in anderem Zusammenhang S. 104 ff. und 139 ff. erläutert und an Beispielen dargetan worden ist. Auch sie können je nach ihrer relativen Gesteinshärte in Beziehung zur Umgebung als morphologische Kluppen heraustreten oder aber als Kryptokluppen nur durch die geologische Kartierung zu erfassen sein. Schürflingskluppen sind den Durchspießungskluppen insofern verwandt, als hier Material aus dem tieferen Stockwerk in scherenden Bewegungsbahnen zu den umgebenden Serien diskordant an die Oberfläche gebracht wird, der Unterschied zur Durchspießungsklippe aber liegt darin, daß das Material nicht aus einer tieferen Partie ein und derselben Einheit abstammt, sondern aus einer tieferen, fremden, gelegentlich auch faziell unterschiedenen großtektonischen Zone von der darüber hinwegbewegten Decke entnommen und verschleppt worden ist. Solche Schürflingskluppen können dann entweder entlang

der Hauptüberschiebungsbahn der fördernden Decke durch deren Rückwitterung an der Oberfläche sichtbar werden, oder sie können an inneren Zerreißen der hangenden Deckeneinheit aufbrechen, also an inneren neueren Bewegungsflächen durchspießen.

Kalkalpine Beispiele: Zu den zahlreichen bereits S. 104 ff. und 139 ff. genannten Beispielen seien hier noch die eindrucksvollen Durchspießungsklippen hinzugefügt, die die aufgepreßten Flyschspäne entlang der Windischgarstener und Hengstlinie darstellen und etwa im weicheren Umland aus Haselgebirge oder Gosau sogar morphologisch aufragen können – Abb. 142.

5. Autochthone Klippen (klippes autochtones; autochthonous klippes)

Definition: Gesteinsmasse begrenzter Dimension, die durch allseitige Einengung steil oder vertikal aus dem Untergrund ausgepreßt wurde und durch anhaltende tangentielle Pressung so weit ausgeschoben und vom Rahmen unterschoben wurde, daß sie allseits an tektonischen Störungen abgetrennt, über die Jungschichten der sie erzeugenden Rahmenteile zu liegen kommt. Dabei sollen sowohl der aus einer Faltenanlage hervorgegangene Typus, also eine durch beidseitige Unterschiebung abgepreßte und abgescherte weiterverformte Pilzfalte, als auch eine an schrägen, mehr oder weniger steilstehenden Aufpressungsflächen ausgeschobene Scholle bzw. eine an Brüchen emporgehobene und sekundär vom Rahmen unterschobene Scholle unter diesem Begriff subsumiert werden. Das die autochthonen Klippen aufbauende ältere Gesteinsmaterial kann hierbei – im Normalfall – der Decke (Einheit) selbst entstammen oder aber auch aus einer noch tieferen Einheit an die Oberfläche gekommen sein.

Die **Struktur** der autochthonen Klippe ist in manchem eine Fortentwicklung der Durchspießungsklippe, bei der ja auch die älteren Gesteinspartien an tektonischen Grenzflächen durch die jüngere Hülle ihren Weg nach oben nahmen. Die beiden Strukturen seien aber dahingehend voneinander abgegrenzt, daß bei Durchspießungsklippen das ältere aufgepreßte Material noch schräg oder steil in der jüngeren Umgebung steckt, bei autochthonen Klippen aber es beidseitig oder allseitig von den Jungschichten unterteuft wird.

In bezug auf die **Dimension** soll der Begriff autochthone Klippe doch nur für kleinräumige Strukturen, vielleicht bis zum km-Bereich, verwendet werden. Größere ausgeschobene Einheiten, die einer fernüberschobenen Decke ähneln, aber von F. LOTZE (1934, S. 1, 8) in analoger Wortbildung als „autochthone Decke“ bezeichnet worden sind, sind nicht einfach im Sinne von K. SCHMIDT (1968, S. 1) in Synonymie mit autochthonen Klippen zu stellen, da ja der Größenunterschied in der tektonischen Nomenklatur stets mitberücksichtigt wird (z. B. Begriffspaar Schuppe–Decke, Deckscholle–Decke usw.). Man wird aber für viele derartige großräumige tektonische Elemente nicht den bisher kaum verwendeten Begriff autochthone Decke, sondern die gängige Bezeichnung „Scholle“ oder „Masse“ verwenden (über Abgrenzung der Begriffe siehe S. 342).

Historische Anmerkungen: Der Begriff geht in seiner klaren und präzisen Fassung auf F. LOTZE (1934, S. 1 ff., Abb. 5) zurück, der in seiner ursprüng-

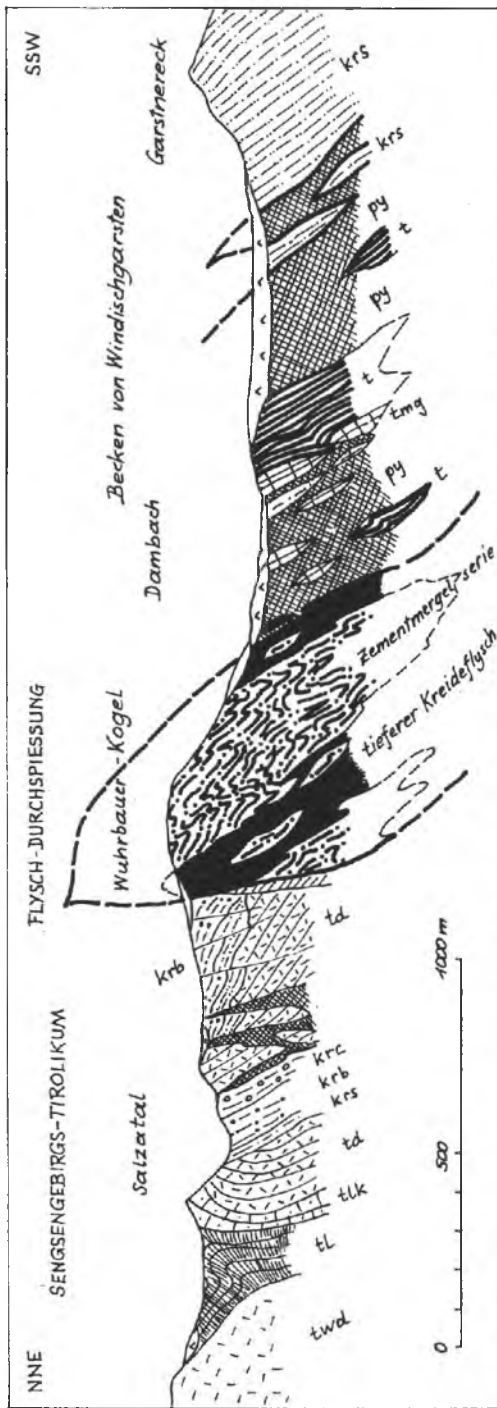


Abb. 142: Die Schürflingsklippe aus Flysch inmitten der Kalkalpen an der Teichl-Hengst-Störungslinie bei Windischgarsten in Oberösterreich.
 Nach B. PLÖCHINGER & S. PREY, 1968, Taf. 1, Fig. 2.

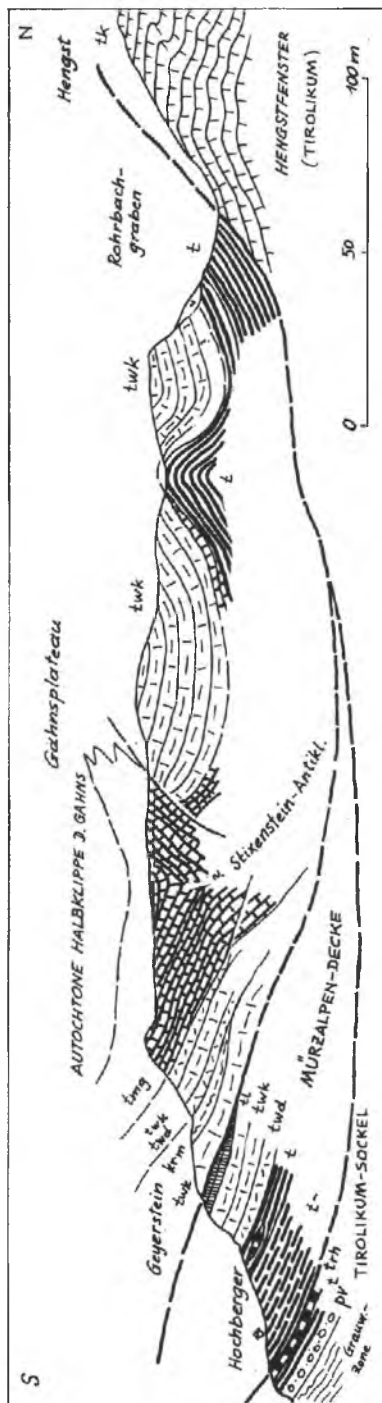


Abb. 143: Profil durch die autochthone Halbklipe der Gahnscholle der Schnebergdecke in Niederösterreich, nach der Schnebergkarte von H. P. CORNELIUS, 1951, Deutung geändert.

lichen Definition an einem Beispiel aus den westlichen Pyrenäen die autochthone Klippe und autochthone Decke aus einer zunehmend eingegengten, schließlich ausgequetschten und abgescherten Pilzfalte abgeleitet hat (l. c., Abb. 9). Wie der Verfasser (1972 d, S. 126) gezeigt hat, ist auch hier wiederum – ebenso wie bei den meisten anderen gebundenen, Deckentektonik imitierenden Formen (Pilzfalte, Doppelfalte, Beutelmulde etc.) bei der Wahl der Typlokalität dem Autor selbst ein Irrtum unterlaufen, indem die zugrunde gelegte „autochthone Klippe“ westlich von Bedous (l. c., Abb. 5) in den Zentralpyrenäen nicht eine aus dem Untergrund ausgewürgte paläozoische Scholle über Obertrias und jüngeren Schichten darstellt, sondern nach der Neuaufnahme des Gebietes (M. CASTERAS, 1969, geol. Kt.) einen normalstratigraphisch-transgressiv und ungestört dem Keuper auflagernden Alb-Cenoman-Blockflysch, einen Wildflysch (Poudingues de Mendibelza; vgl. P. LAMARE, 1946, S. 303) bildet. Vor F. LOTZE hat aber bereits H. STILLE (1917, S. 127, Abb. 12 b; S. 129, Abb. 14) den genetischen Vorläufer dieser Struktur besprochen, dargestellt und als Stülpattel bezeichnet, womit ein an Abscherungsflächen gegen außen hin ausgepreßter, partiell abgescherteter Antiklinalkern verstanden worden war. Alb. HEIM (1919, S. 581, Abb. 90/8, 91/5–6) bezeichnete die im Querprofil erscheinende Form der autochthonen Klippe, die sich aus einem Pilzsattel entwickelt, als „Fächergewölbe mit beiderseitigen Schenkelbrüchen“: in der Längsrichtung ist dieser Vorläufer von autochthonen Klippen allerdings noch nicht vom Sockel abgetrennt. E. SPENGLER (1957, S. 311 f.) hat den Mechanismus dieser Struktur diskutiert. Der Verfasser (1968, S. 42) hat den Begriff „autochthone Klippe“ auch auf Schollen anderer Art als weiterentwickelte Pilzsättel ausgedehnt, die den übrigen Anforderungen der Definition dieses Begriffes entsprechen. Eine zu weite Fassung allerdings, wie sie bei K. METZ (1967, S. 99) gegeben ist, der alle Bewegungskörper mit Vertikaltransport aus der Tiefe in fremde Umgebung ohne wesentliche seitliche Verlagerung einbezieht, würde ja auch Strukturen enthalten, die unter den älteren Begriff der Durchspießungsklippe fallen, so daß hier eine zusätzliche Abgrenzung auf Grund der endgültigen Lagerung der Scholle über der Jungschichtenumgebung in obigem Sinne nötig erscheint (vgl. C. W. KOCKEL, 1960, S. 40). Als Erstdefinition für autochthone Klippe sollte die klare Begriffsfassung von F. LOTZE (l. c.) zugrunde gelegt werden, nicht etwa (K. SCHMIDT, 1968, S. 1) die Ausführung von V. UHLIG (1903, S. 792), der von autochthonen Klippengesteinen in den Karpaten spricht, da UHLIG hierunter nicht den hier umrissenen tektonischen Strukturtypus meint, sondern nur die relative Autochthonie der tektonischen Scheinklippen und Durchspießungsklippen in bezug auf den großtektonischen Bau des Gebirges zum Ausdruck bringen will.

Varianten: Bei noch teilweiseem Zusammenhang mit der erzeugenden Masse könnte man zur näheren Charakterisierung Begriffe wie „autochthone Halbklippe“ für einseitig noch verbundene derartige Schollen, „autochthone Streifenklippe“ für an den Enden eingebundene derartige Formen verwenden. Auch die Überwurfsklippen, A. HEIM (1906, Taf. 8), stellen noch nicht vollständig abgetrennte autochthone Klippen dar (vgl. auch O. WILCKENS, 1912, S. 49).

Kalkalpine Beispiele: Im letzten Jahrzehnt sind im Zuge des autochthonen Umdeutungsversuches der Deckenstruktur der westlichen Kalkalpen im Anschluß an die Arbeiten von C. W. KOCKEL, 1954 und 1960, zahllose echte Deck-

schollenklippen wie etwa die schönen Beispiele der Krabachjoch-Doppelklippe, der Hasenfluh-Überfaltungsklippe, der Fallesin-Deckscholle etc. in den Lechtaler Alpen ungerechtfertigt auf autochthone Klippen oder in Pilzfalten umgedeutet worden – wie bereits ausgeführt. Ist die Zahl der autochthonen Klippen in den Nördlichen Kalkalpen also demnach keineswegs so groß, wie vor kurzem noch von mancher Seite vermutet, so ist diese tektonische Strukturform zwar selten, aber doch auch in den Nordkalkalpen realisiert. Die *Gahnscholle* der Schneebergdecke (B. PLÖCHINGER, 1963, S. 59, Taf. 2; 1967, S. 96; A. TOLLMANN, 1963 c, S. 141; Abb. 1) liefert ein gesichertes Beispiel für eine fast allseits ausgeschuppte autochthone Halbklippe, die ja von H. P. CORNELIUS als echte Deckscholle gedeutet worden war – Abb. 143. Ein lange Zeit umstrittenes Beispiel dieser Art, das auf Grund seiner großen Dimension allerdings bereits unter den Begriff der (par)autochthonen Scholle fällt, liegt im Kaisergebirge in Tirol vor – letzte zusammenfassende Diskussion des Problems bei A. TOLLMANN, 1969 a, S. 146 ff.

6. Tektonische Blockklippen (blocs tectoniques; tectonic blocks)

Der Begriff tektonische Blockklippen umfaßt als Haupttypus Bildungen, die als riesige Blöcke und Schollen in einer großräumigen tektonischen Zermalmungszone auftreten, die als tektonische Moräne bezeichnet wird (siehe S. 102 ff.). Daneben können tektonische Blockklippen als Einzelblöcke in Form von Schürflingen (S. 104) oder als Spurschollen (S. 142) entlang von Decken- und Schuppen-Grenzen aufscheinen. Schließlich können tektonische Blockklippen in stratigraphisch vorgebildeten Rauh-wackenzonen (S. 112), die durch Schrägzuschnitt der Decke an die Überschiebungsfläche gelangen, enthalten sein oder auch in schichtparallelen Rauh-wackenhorizonten innerhalb einer Schichtfolge auftreten, wenn die Rauh-wacke als Bewegungshorizont für eine Stockwerktektonik dient und dadurch aus dem Hangenden und Liegenden tektonisch zertrümmerte Schichtglieder aufnimmt. Ähnlich wie solche Rauh-wacken kann auch das Haselgebirge reagieren und dadurch tektonische Blockklippen enthalten. Den eindrucksvollsten Typus dieser tektonischen Blockklippen bildet naturgemäß die tektonische Moräne, das tektonische „Chaos“ par excellence, wie es ja auch in der englischen Literatur bezeichnet wird.

In neuerer Zeit wurde für diese tektonischen Moränen im englischen Schrifttum wieder die von E. GREENLY (1919, S. 193 ff.) verwendete Bezeichnung *mélange* aufgegriffen, wie S. 103 ausführlicher dargelegt.

Kalkalpine Beispiele wurden bei Besprechung der in verschiedenem Zusammenhang erörterten verschiedenen Untertypen bereits angeführt.

7. Klippenähnliche tektonische Strukturen

Zahlreiche weitere Vorgänge der selektiven, materialbedingten Tektonik und der an tektonische Schollenzerlegung anknüpfenden selektiven Erosion führen zur Ausbildung weiterer klippenartiger Formen, die gelegentlich auch als Klippen bezeichnet worden sind, obwohl es in solchen Fällen besser wäre, nicht mehr von Klippen zu sprechen. Je ein Beispiel für die beiden genannten Vorgänge, selektive Tektonik und

selektive Erosion, seien hier angeführt: besteht der Kern einer tektonisch besonders stark unter Druck ausgewalzten und gelängten Einheit aus wesentlich härterem Material als die Hülle, so kommt es zur Boudinage in großem Stil. Beispiele hierzu sind in Zusammenhang mit der Ausdünnung geologischer Körper bereits S. 271 erwähnt worden. Die Einzelblöcke, die dabei entstanden sind, stellen demnach sozusagen *Boudinage-Klippen* dar. Als Beispiel für den zweiten Fall, die tektonische Zerstückelung und dann erosive Herauszielierung der härteren Anteile der Einzelschollen kann die von D. ANDRUSOV & F. SCHEIBNER (1968, S. 98 und Abb. 4) als „Klippen vom moravischen Typ“ bezeichnete Struktur nominiert werden: es handelt sich hierbei um Stirnschuppen von Decken mit härteren Basisgesteinen und weicheren Jungschichten, bei denen dann – wie im dort gewählten Typusbeispiel der äußeren Klippenzone der Flyschkarpaten – die härteren Anteile jeder dieser Stirnschuppen erosiv morphologisch zur „Klippe“ herausgearbeitet werden, die aber keine tektonische Klippe, sondern letztlich nur Scheinklippen darstellen, gegen oben hin noch im Verband zu den normal auflagernden Jungschichten der jeweiligen Teilschuppe.

G. Fenster

(fenêtres; windows)

1. Begriffserläuterung und historische Begriffsentwicklung

Definition: Als Fenster wird ein durch die Erosion (oder durch ein Aufreißen) entstandenes Loch im Körper einer Decke (Schuppe) bezeichnet, durch welches der überschobene Untergrund der allochthonen Einheit sichtbar wird, der aus dem Autochthon oder aus einer tieferen, selbst überschobenen Einheit bestehen kann. Der freiliegende Untergrund wird als *Fensterinhalt* (intérieur; interior), der gegen das Fenster hin aushebende Innenrand der auflagernden Einheit als *Fensterrahmen* oder *Umrahmung* (cadre; frame), der über dem Fenster abgetragene Teil als einstige *Überwölbung*, E. SUESS (1905, S. 735), bezeichnet. Entsteht das Fenster nachweislich nicht durch Erosion, sondern durch Aufreißen infolge von Weggleitung des Vorderabschnittes der Decke, so kann die für solche Fälle von C. W. KOCKEL et al. (1931, S. 192) vorgeschlagene Bezeichnung *Reißfenster* angewendet werden.

Die *Entstehung* von Fenstern ist häufig, aber nicht immer, an Aufwölbungs- zonen gebunden, die die tektonische Unterlage als „falschen Kern“ des Deckensattels hoch emporgebracht und daher der Erosion leichter zugänglich gemacht haben. Die Erfassung und der Nachweis tektonischer Fenster (abgesehen vom „autochthonen Fenster“, S. 322 ff.) als Beweis für Existenz und Ausmaß des Deckenbaues ist meist von wesentlicher Bedeutung.

Historische Daten: Lange bevor ein Begriff für tektonische Fenster aufgestellt worden war, ist diese Struktur bekannt gewesen. Erstmals wurde ein Fenster ohne spezielle Bezeichnung von M. BERTRAND (1887, S. 685 und Taf. 24) beschrieben und abgebildet, und zwar am Beispiel des Fensters der Decke von Beausset in der Provence in Südfrankreich: „L'érosion a creusé dans la masse des assises triasiques des vallons assez profonds et l'un d'eux laisse apparaître le Crétacé.“

Vor der Jahrhundertwende, noch vor Existenz des Begriffes Fenster, waren schon zahlreiche derartige Strukturen aus verschiedenen Kettengebirgen der Erde beschrieben, aus der Provence z. B. das Fenster von Allauch NE Marseille (M. BERTRAND, 1898, S. 637, Fig. 4), aus den Westalpen z. B. das Fenster von Guil (W. KILIAN, 1900, S. 266), aus den skandinavischen Kaledoniden in größerer Zahl Fensterstrukturen durch A. THÖRNEBOHM (seit 1888, S. 334).

Nachdem das Wort „Fenster“ offenbar schon eine Zeitlang im Sprachgebrauch der Schweizer Geologen existierte, verwendete es im Schrifttum erstmalig E. SUESS (1901, S. 437) mit folgender Definition: „Dieses Wort wurde von unseren Fachgenossen in der Schweiz in Gebrauch gesetzt und es wird fernerhin hier für Fälle verwendet werden, in welchen durch Erosion ein zweites, darunter liegendes tektonisches Element sichtbar wird.“ Damit ist der Begriff des tektonischen Fensters eindeutig definiert, der also nicht erst, wie bisher allgemein angenommen (vgl. Alb. HEIM, 1919, S. 15; J. DENNIS, 1967, S. 163; W. ZACHER, 1968, S. 1), von P. TERMIER (1903 b, S. 742) am Beispiel der großen Fenster der Zentralzone der Ostalpen entwickelt worden ist. Allerdings wurde der Begriff Fenster gleich bei seiner Einführung im Schrifttum in der genannten Arbeit von E. SUESS selbst unrichtig angewendet, nämlich für den Grundgebirgsaufbruch innerhalb des Mesozoikums in den Vicentinischen Alpen (also für ein „stratigraphisches Fenster“), was sogleich von A. TORNIQUIST (1902, S. 15) richtiggestellt worden ist.

Die Aufnahme des Fensterbegriffes im Schrifttum hat besonders die Verwendung bei P. TERMIER, 1903, für die großen penninischen Aufbrüche in den Ostalpen beschleunigt: am 23. 11. 1903 (1903 a, S. 876) wird eingehend das Zillertaler Fenster, ein Teilfenster des Tauernfensters, beschrieben, am 12. 12. 1903 (1903 b, S. 742, 744 ff.) in der epochemachenden Arbeit über den Deckenbau der Ostalpen der Begriff für das Tauernfenster als Ganzes verwendet. Andererseits aber war die Verwendung des Wortes Fenster im Jahre 1903 bereits durchaus geläufig, wie etwa der Bericht von V. KERNER vom 17. 11. 1903 über die Entdeckung der ersten Fenster in Dalmatien zeigt.

Über die Verwendung des Begriffes in der englischsprachigen Literatur informiert kurz J. DENNIS (1967, S. 163). Der englische Ausdruck „inlier“ entspricht dem besser nicht zu verwendenden Ausdruck „stratigraphisches Fenster“, also der kesselförmigen Freilegung des normalen älteren stratigraphischen Untergrundes, während dort der Begriff „window“ stets für tektonische Fenster, also „structural inlier“ gebraucht wird. Ein Synonym zum Begriff „Fenster“ stellt der französische Begriff „regard“, H. & G. TERMIER (1956, S. 82), dar, der aber im neueren Schrifttum keineswegs Anwendung gefunden hat.

Eine kurze Übersicht über Beispiele bedeutender Fenster in den Kettengebirgen der Erde hat der Verfasser (1968 a, S. 44 f.) gegeben.

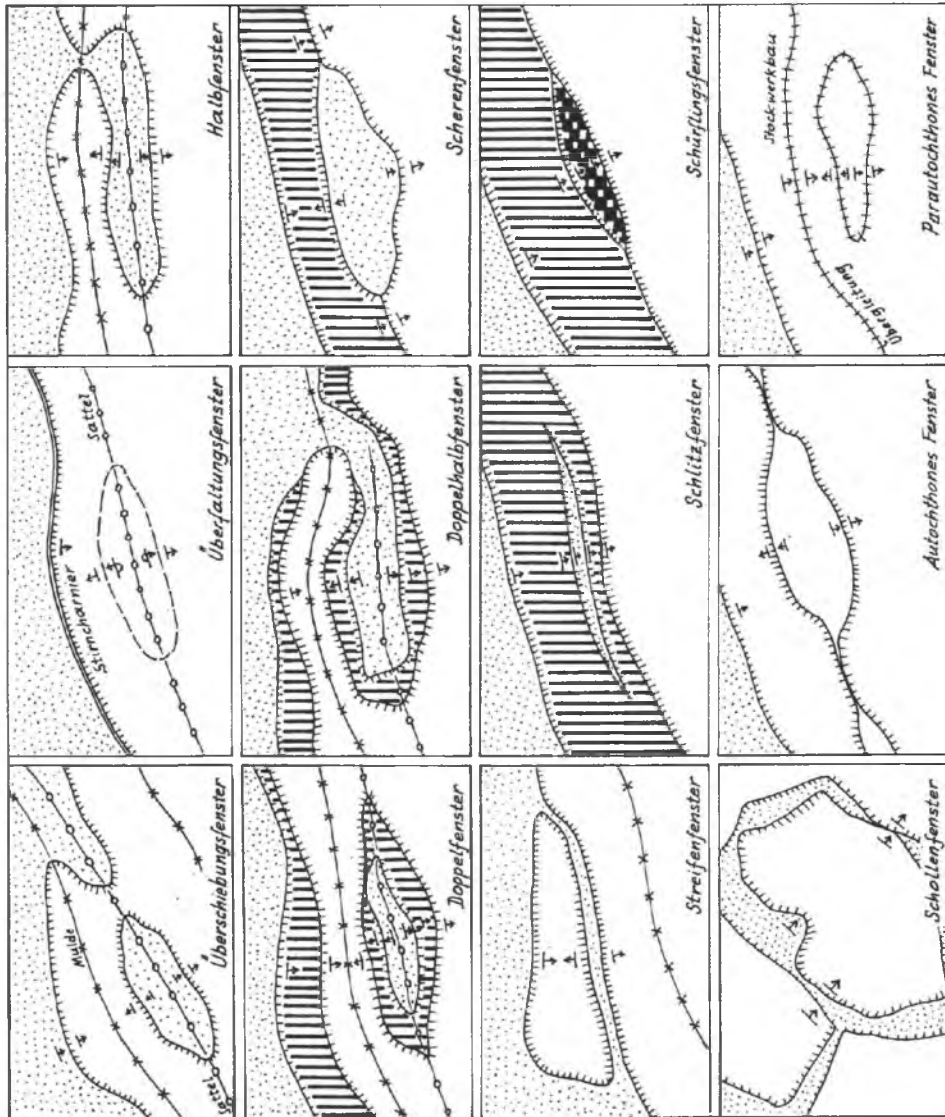


Abb. 144: Schematische Übersicht über die verschiedenen Fenstertypen.

2. Fenstertypen und ihre kalkalpinen Beispiele (Abb. 144)

a) Überschiebungsfenster (fenêtre de charriage; thrust-window)

Als Überschiebungsfenster wurde vom Autor (1968 a, S. 45) jener Fenstertypus präzisiert, „bei dem unter einer aufrechten Serie der höheren Decke durch eine Überschiebungsfäche getrennt die tiefere Decke mit aufrechter oder selten auch verkehrter Serie zu erkennen ist“. Damit wird zum Ausdruck gebracht, daß es sich um ein Fenster in einer Abscherungsdecke, gelegentlich auch einer Überfaltungsdecke handelt. Überschiebungsfenster sind der häufigste Typus der tektonischen Fenster in den Kettengebirgen der Erde.

Kalkalpine Beispiele: Das Typusbeispiel, das mit Ausgliederung dieses Fensteruntertypus erwähnt worden ist, liegt im Höfleiner Fenster in der Schneebergdecke in den niederösterreichischen Kalkalpen vor, entdeckt und dargestellt von B. PLÖCHINGER (1967, S. 90 ff., Abb. 15). Unter den zahllosen kalkalpinen Beispielen für diesen einfachen Fenstertypus ist noch das von E. SPENGLER (1927 a, S. 52) entdeckte Annaberger Fenster in den niederösterreichischen Kalkvoralpen hervorzuheben, da in diesem unter der Reisalpendecke der Fensterinhalt in Form der Sulzbachdecke zur Gänze verkehrt lagert (Abb. 145).

b) Überfaltungsfenster (fenêtre de plissement; overfold-window)

Als Überfaltungsfenster wurde vom Autor (1968 a, S. 45) ein Fenstertypus bezeichnet, bei dem als Fensterinhalt eine „verkehrte Serie (Mittelschenkel) einer Faltendecke unter der als Rahmen zu wertenden aufrechten Serie (Hangendschenkel) der gleichen Einheit sichtbar wird. Damit verläuft also keine Überschiebungsfäche zwischen Rahmen und Inhalt, sondern die Grenze wird definitiv in der Achsen-ebene des liegenden Antiklinalkernes gezogen, dort wo die Umkehr der Schichtlagerung erfolgt.“ Man wird demnach Fenster in Faltendecken und reduzierten Faltendecken hierher rechnen, wird aber wohl Fenster in Überschiebungsfaltendecken besser zum erstgenannten Typus einreihen.

Als Typusbeispiel ist das Schwarzenbergfenster in der Stirnzone der Totengebirgsdecke in den oberösterreichischen Kalkalpen gewählt worden (vgl. Abb. 9), wo die verkehrt lagernde Juraserie im Liegenden des Dachsteinkalkes aufsteht. Dieser Typus ist in den Kalkalpen in Zusammenhang mit dem Mangel an ausgedehnten Faltendecken selten. In den westlichen Kalkalpen wären das Kristakopf-Fenster bei Tschagguns und das südlich benachbarte Golmer Fenster in Vorarlberg als ein solches, durch die vom Südrand der Kalkalpen her überfalteten Phyllitgneise eingewickelte Überfaltungsfenster zu deuten (vgl. R. OBERHAUSER, 1970, S. 480, Taf. 1, Prof. 4).

c) Halbfenster (demifenêtre; half-window)

Unter Halbfenster versteht man ein tektonisches Fenster, dessen Rahmen im Gegensatz zu den angeführten Vollfenstern nicht allseits geschlossen ist, sondern auf einer Seite erosiv oder durch Abreißen fehlt, so daß der auf drei Seiten umrahmte



Abb. 145: Das Annaberger Fenster nach E. SPENGLER, 1931, Karte, und eigenen Aufnahmen. Der Fensterinhalt besteht aus der großräumig verkehrt lagernden Serie der Sulzbachdecke — vgl. Profile Abb. 2 und 11.

Fensterinhalt mit dem freiliegenden Teil der zugehörigen Einheit in obertags sichtbarer Verbindung steht. Entsprechend den zuvor bei den Vollfenstern gegebenen Unterscheidungen könnte man auch hier ein von einer distinkten Überschiebungsfläche durchzogenes „Überschiebungs-Halbfenster“ von einem in Faltendecken entwickelten „Überfaltungs-Halbfenster“ ohne trennende Schubbahn unterscheiden, wobei es weniger auf aufrechte oder verkehrte Lagerung des Rahmens und Inhaltes als auf die Entwicklung dieser Trennungsfläche ankommt. Die Form der Halbfenster wird wiederum einerseits von der Tiefenwirkung der Erosion, andererseits besonders von der der Struktur häufig zugrunde liegenden antiklinalen Aufwölbungszone bestimmt. Durch letztere ist eine schmale, langgestreckte Form von Halbfenstern sehr häufig, die sich an Längs- und seltener an Querdeckensättel bindet.

Die Bezeichnung Halbfenster findet man z. B. bei F. F. HAHN (1914, S. 124), der Begriff wird wohl älter sein.

Kalkalpine Beispiele: Das klassische Beispiel eines lehrbuchartig entwickelten Halbfensters liegt im **Hornbach-Halbfenster** in den Allgäuer Alpen in Tirol vor. Dort hat das W-E verlaufende Hornbachtal den längsverlaufenden Hornbach-Deckensattel im Streichen des Gewölbes angeschnitten, was zur Ausbildung einer Reliefumkehr führte. Heute steht nun der 13 km lange W-E hinziehende Allgäuschicht-Inhalt des Halbfensters im Westen breit mit den Jungschichten der Allgäudecke in Zusammenhang, während er am Ostende bei Vorderhornbach axial unter den sich hier anschließenden Hauptdolomitrahmen der Lechtaldecke ostwärts abtaucht (Abb. 146). Das Rückgrat des Fensters und des Fensterinhaltes bildet die sich im Osten aufspaltende Drähütten-Antiklinale, auf deren Aufwölbung im Verein mit der Erosion des Hornbaches die Öffnung des Halbfensters zurückzuführen ist. Der Versuch einer Umdeutung dieser so gut überblickbaren Halbfensterstruktur durch V. JACOBSHAGEN (1961, S. 153) wurde durch die kleintektonische Untersuchung der Vergenzrichtung am Nordrahmen, die entgegen der Beutelmuldentheorie ebenfalls nordgerichtet ist, durch B. ENGELS (1961, S. 356), in neuerer Zeit durch eine Reihe verschiedener weiterer tektonischer Beobachtungen durch den Verfasser (1971 b, Abb. 1) mit Entschiedenheit zurückgewiesen – vgl. Abb. 57.

Der in langen Zungen erosiv ausgezackte Westrand der Lechtaldecke nördlich vom Hornbachfenster gibt Anlaß zur Entstehung weiterer tiefer längsorientierter Halbfenster: so das noch auf Abb. 146 enthaltene Luitpold-Halbfenster in den Allgäuer Alpen (vgl. auch Abb. 77), über dessen komplizierte Struktur in letzter Zeit so ausführlich diskutiert worden ist (vgl. zusammenfassende Darstellung vom Verfasser, 1970 b, S. 88 ff.; 1971 b, S. 291 ff.); ferner das nächstnördlichere Nesselwängle-Halbfenster in den Vilser Alpen (zuletzt A. TOLLMANN, 1971 b, S. 316 ff.) – vgl. Abb. 86 und 139.

Als ein sehr eindrucksvolles Halbfenster schließlich soll nur noch das **Eselau-Halbfenster** angeführt werden, das sich beiderseits des Isartaales südlich Lengries in den Bayrischen Voralpen an der Grenze Allgäu-Lechtaldecke erstreckt. Die lange, sich hier gegen Osten vorschiebende Halbklinge des Geigerstein-Fockensteinzuges trennt den Fensterinhalt, der nach Osten Verbindung zur Allgäudecke hat, weitgehend vom Hauptkörper der letztgenannten Decke ab (Abb. 147). Auch im Ostabschnitt der Kalkalpen, im Ötscherland und am Kalkalpennordrand sind Halbfenster häufig.

d) Doppelfenster (double-fenêtre; double-window)

Definition: Erscheint über dem Inhalt eines tektonischen Fensters ein mehr oder weniger vollständiger zweiter, flacher, in seiner Gesamtheit aber allseits geschlossener Rahmen, so daß das Fenster die Überschiebung durch zwei selbständige tektonische Einheiten erweist, so spricht man von einem Doppelfenster. Man verwendet im allgemeinen den Begriff auch dort, wo etwa der tiefere Rahmen unter der Wucht des höheren tektonischen Stockwerkes stark ausdünn, in Schollen zerrissen und zum Teil abgequetscht ist. Erscheinen noch weitere tektonische Rahmen um den Inhalt

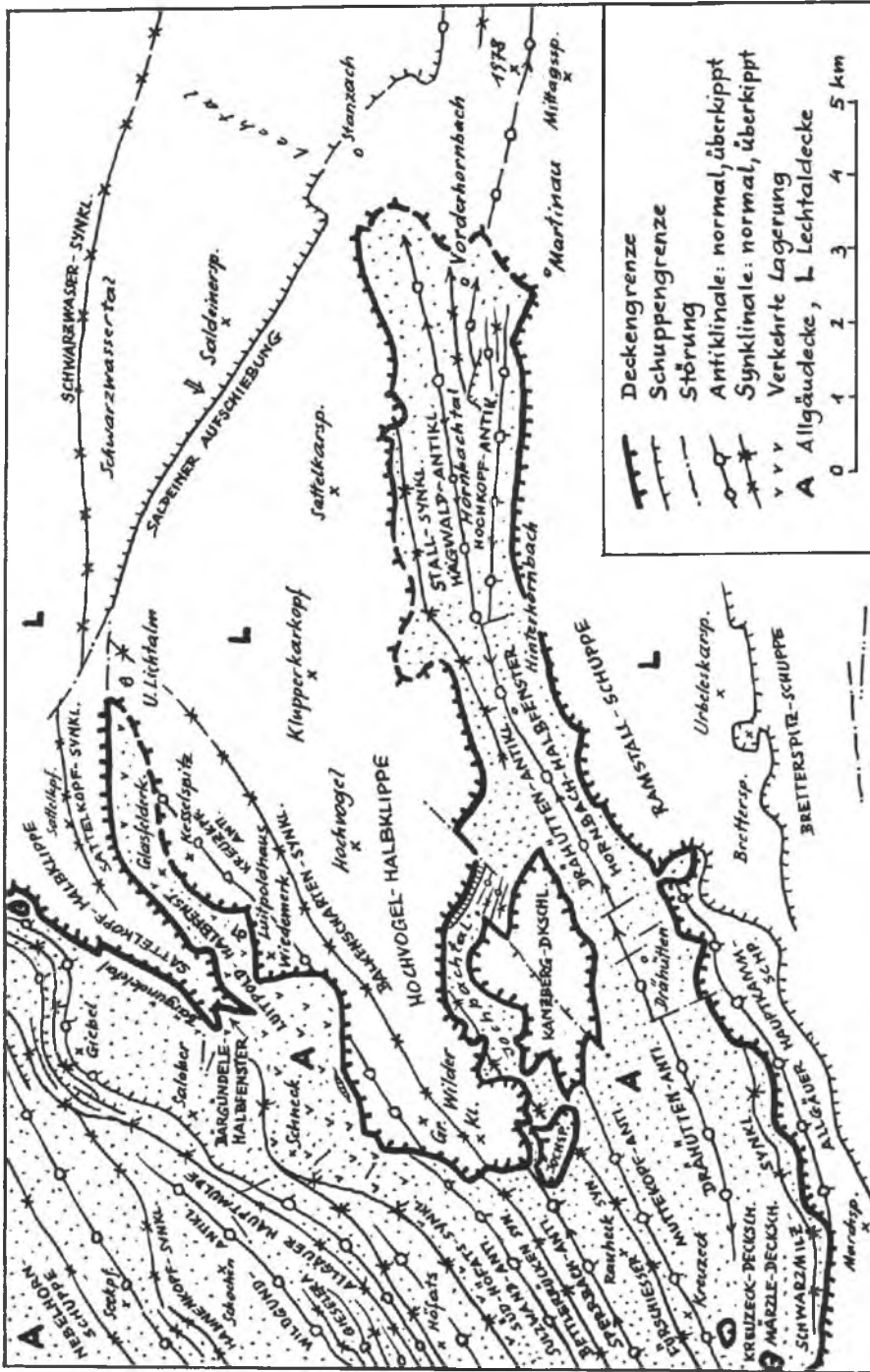


Abb. 146: Das Hornbachfenster in den Allgäuer Alpen in Tirol als Muster eines Halffensters (A. TOLLMANN, 1971 b, Abb. 1).

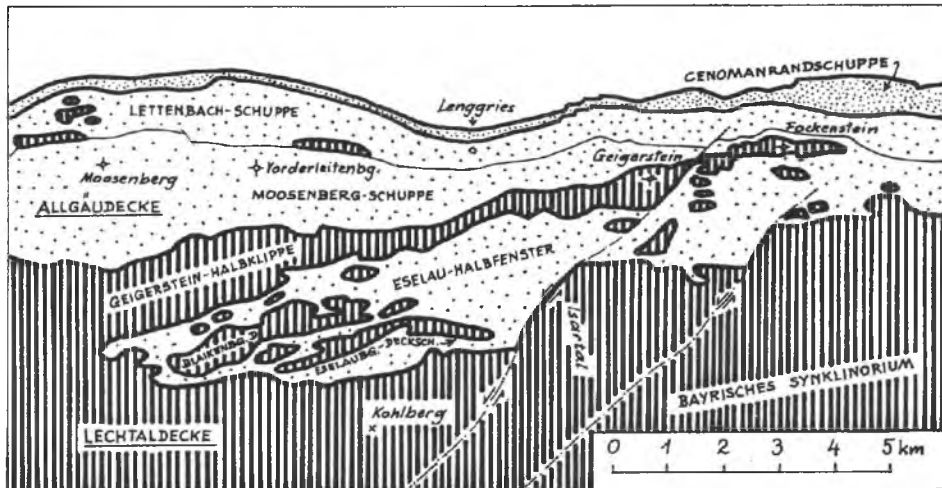


Abb. 147: Das Eselau-Halbfenster an der Grenze Allgäu/Lechtaldecke im Isargebiet als weiterer Typus eines Halbfensters.

im Kern des Fensters, so kann man am besten von **Vielfach-Fenstern** sprechen, wie etwa in klassischer Art im Tauernfenster ausgebildet, wo unter dem mittelostalpinen Kristallin Unterostalpin und Obere Schieferhüll-Decke innere Rahmen um den noch von parautochthonen Decken begleiteten Zentralgneiskern formieren.

Beispiele: Durch den kräftigen Deckenbau in vielen kalkalpinen Abschnitten sind auch Doppelfenster keine Seltenheit. Es mögen, ohne im einzelnen auf die Struktur eingehen zu können, einige gute Beispiele vom Ostabschnitt der Kalkalpen aufgezählt werden: im **Odenhofenster** SE von Puchberg/Schneeberg erscheint über dem der Gölledercke angehörigen Inhalt ein Rest der Mürzaldecke und als äußerer Rahmen die Schneebergdecke (B. PLÖCHINGER, 1967, S. 92 ff.) – Abb. 148. Im Schwachatthal westlich von Baden trifft man in dem von L. KOBER 1908 entdeckten **Schwechattenfenster** und im **Kaiserwaldfenster** die verkehrte Serie der Sulzbachdecke an, darüber einen inneren Rahmen aus Gesteinen der Peilsteindecke und einen äußeren Rahmen aus solchen der Lindkogelschuppe der Gölledercke, wobei über die Abgrenzung dieser beiden Rahmenteile die Diskussion noch nicht beendet ist (vgl. B. PLÖCHINGER, 1970; A. TOLLMANN, 1971 c, S. 123 ff.). Im Bereich des Erlafaltales E von Gaming in Niederösterreich stellt das **Fenster von Urmannsau** letztlich ebenfalls ein Doppelfenster dar, da unter dem Rahmen der Lunzerdecke im S zunächst noch ein Hauptdolomitspan der Pielachschuppe und erst dann der der Frankenfesler Decke angehörige Inhalt anzutreffen ist (vgl. A. KRÖLL & G. WESSELY, 1967) – Abb. 6.

Das **Brettlfenster** südlich von Gresten (A. RUTTNER, 1960) und das **Gresinghoffenster** SSW von Plankenstein (A. TOLLMANN, 1966 a, S. 150, Taf. 3) nahe dem Nordrand der niederösterreichischen Kalkvoralpen stellen weitere Beispiele von Doppelfenstern: Unter dem Rahmen aus Frankenfesler Decke erscheint zunächst die Flysch-

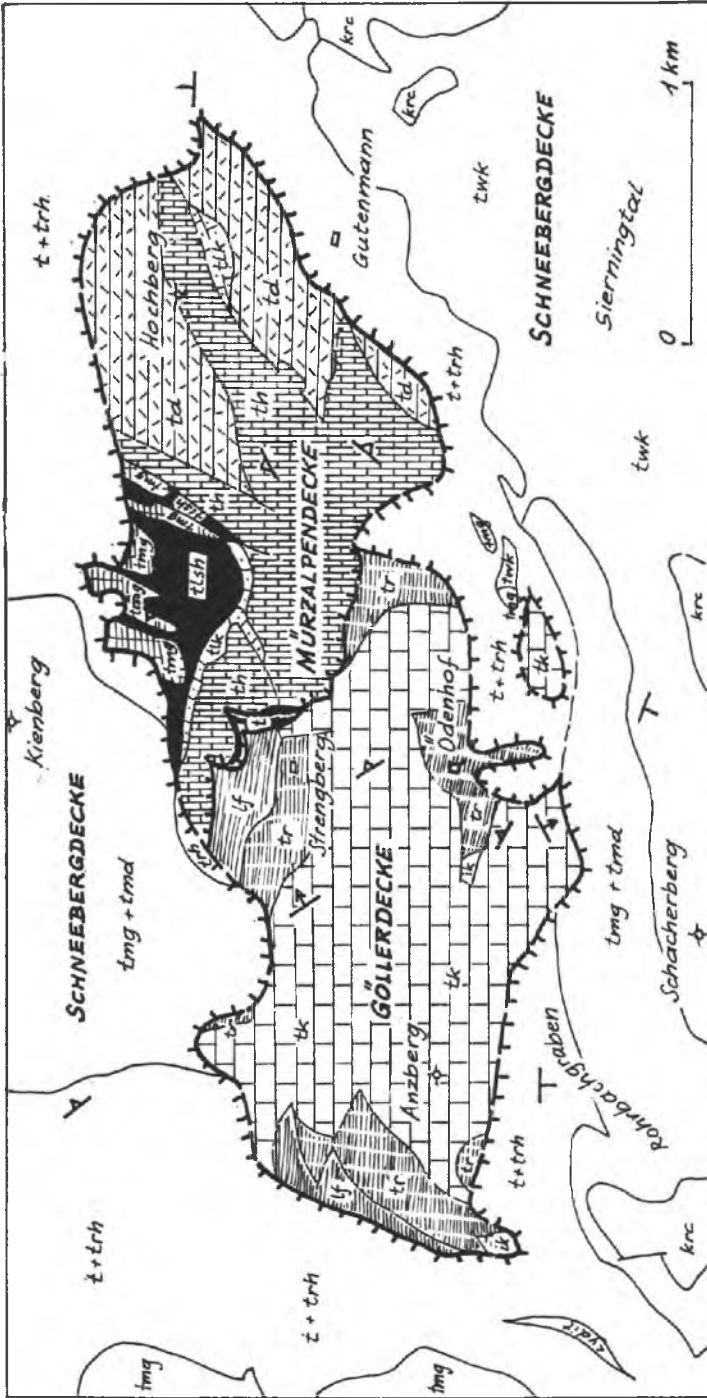


Abb. 148: Das Ödenhofenster südöstlich von Puchberg/Schneeburg als Beispiel für ein Doppelfenster mit unvollständigem inneren Rahmen. Vereinfacht nach B. PLÖCHINGER, Karte 1964, im Westen ergänzt.

decke, zutiefst aber noch ein kleiner Anteil von Grestener Decke mit Klippen bzw. Buntmergelresten. Als ein Vielfachfenster schließlich kann man das *Wolfgangsefenster* (B. PLÖCHINGER, 1964 a) vorstellen, in dem vom Hangenden zum Liegenden Tirolikum, Bajuvarikum, Flyschdecke und Helvetikum mit Klippen und Buntmergelserie sichtbar werden.

e) *Doppelhalbfenster* (double-demifenêtre; double-halfwindow)

Der Begriff wurde vom Autor (1966 a, S. 185) für nicht vollkommen geschlossene Doppelfenster eingeführt, d. h. für Fenster mit doppeltem Rahmen, der an einer Seite eine Unterbrechung erfährt, so daß der Kern des Fensterinhaltes mit der ihm zugehörigen außerhalb gelegenen Einheit in obertags kontinuierlicher Verbindung steht.

Auch Doppelhalbfenster sind in den voralpinen Decken der Kalkalpen keine Seltenheit. Als kalkalpines Beispiel seien vom Nordrand der niederösterreichischen Voralpen das *Erlaufdoppelhalbfenster* südlich von Scheibbs, das *Traisendoppelhalbfenster* nördlich von Lilienfeld und das *Jessnitzfenster* bei St. Anton SE von Scheibbs angeführt (A. TOLLMANN, 1966 a, S. 151). Bei erstgenanntem, direkt am Kalkalpenrand liegendem Fenster werden die drei Einheiten Helvetikum, Flysch und Frankenfesler Decke in einem 3 km tiefen Halbfenster erschlossen, bei den beiden letztgenannten jeweils das Übereinander von Frankenfesler Decke, Pielachschuppe und Lunzer Decke – Abb. 149. In den mittleren

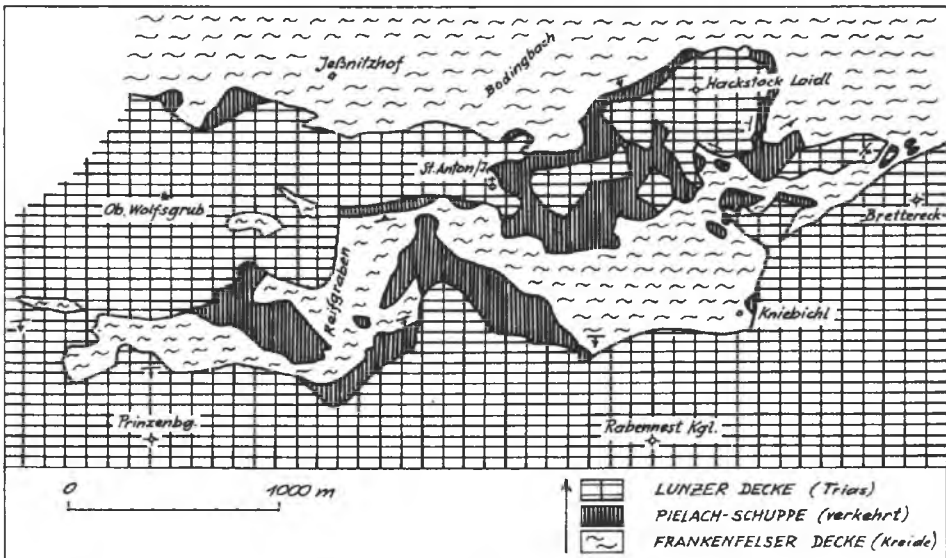


Abb. 149: Das Jessnitzfenster südöstlich von Scheibbs in den niederösterreichischen Kalkvoralpen als Beispiel für ein Doppelhalbfenster. Nach Aufnahmen von A. TOLLMANN.

Kalkalpen bildet das **Wendelstein-Doppelhalbfenster** nördlich Bayrischzell ein Beispiel für diesen Strukturtypus, da hier als Halbfensterinhalt die Allgäudecke aufscheint und darüber zunächst die Wendelstein-Stirnschuppe, zuoberst aber die Lechtaldecke folgt (M. RICHTER, 1937, S. 112; O. GANSS, Kt. 1953; A. TOLLMANN, 1970 a, Taf. 2). In den westlichen Kalkalpen schließlich ist durch den **Bennadeckensattel** ein extrem schmales und langes streifenförmiges Doppelfenster geöffnet worden, in dem in mehreren Teilfenstern die Allgäudecke zutage tritt, in der Hauptmasse aber die darüber lagernde Vilser Stirnschuppe den Inhalt zwischen den äußeren rahmenden Backen der Lechtaldecke bildet (letzte zusammenfassende Diskussion über die umstrittene Struktur vom Verfasser, 1971 b, S. 303 ff.) – vgl. Abb. 139.

f) Scherenfenster (fenêtre en ciseaux; scissors window)

Begriff: Die Bezeichnung ist von B. SANDER (1921, S. 193) durchaus unglücklich gewählt worden. Er führte sie rein deskriptiv für Fensterstrukturen ein, deren Rahmen von verschiedenen Decken gebildet wird: „ich will hier ... betonen, daß ich den Terminus Scherenfenster rein beschreibend festhalte und nicht mit einer bestimmten Anschauung über das Zustandekommen verbinde. Ein Scherenfenster ist ein Fenster mit mehr als einer Decke unmittelbar über dem Fensterinhalt; ein Fenster also, welches nicht unter einer Decke liegt und keinen tektonisch einheitlichen Rahmen hat.“ SANDER legte das Engadiner Fenster als Typlokalität zugrunde, mit der Auffassung, daß der Fensterinhalt durch einen gegeneinander gerichteten Zuschub der beiden als grundsätzlich verschieden gehaltenen Rahmenteile überwältigt worden sei (1921, S. 194). So kam es, daß trotz der absichtlich deskriptiv gehaltenen Beschreibung durch diese zugrunde gelegte genetische Auffassung und vor allem durch den ja eine gegenseitige Bewegung andeutenden Namen „Scherenfenster“ alle späteren Autoren den Begriff stets für Fenster mit derart gedachter Entstehung anwendeten. So ist heute in der Praxis mit dem Begriff Scherenfenster entgegen der Originaldefinition stets auch die genannte Entstehungsart verbunden. Dabei hat sich ja auch am Typusobjekt selbst, dem Engadiner Fenster, erwiesen, daß die Deutung als bivergent zugeschobene Jungschichtenzone unzutreffend ist, daß vielmehr die gesamte überlagernde mittelostalpine Kristallinmasse primär einheitlich nordgerichtet bewegt worden war und nur jüngere Bewegungen lokalen Ausmaßes davon abgewichen waren.

Kalkalpines Beispiel: Das **Schmelzfenster** SW von Annaberg im Ötischerland in den niederösterreichischen Kalkvoralpen bietet ein geradezu ideales Beispiel für ein Scherenfenster im Sinne der SANDERSchen genetisch unbelasteten Originaldefinition (Abb. 11, 141): durch die radikale und vollkommene Wurzelabquetschung der Reisalpendecke durch die Unterbergdecke gerade mitten über dem der Sulzbachdecke angehörigen Fensterinhalt werden die von SANDER gestellten Bedingungen „Fenster mit mehr als einer Decke unmittelbar auf dem Fensterinhalt“ vollkommen erfüllt. Trotzdem ist in der Vergangenheit das Fenster stets als Doppelfenster bezeichnet worden (E. SPENGLER, 1959, S. 265), da man bei der einheitlich nordvergenten Bewegung beider Rahmenstücke nicht den in der Praxis genetisch belasteten Begriff Scherenfenster verwenden wollte.

g) Streifenfenster (fenêtre en canal; canal-window)

Der Begriff steht für tektonische Fenster, die in Form einer schmalen, langgestreckten Zone zwischen verschiedenen Teilen einer den Rahmen bildenden Decke den tektonisch fremden Untergrund sehen lassen und deren Inhalt an den beiden Enden dieses Streifens in unmittelbarem Zusammenhang mit dem Schichtkomplex der dem Fensterinhalt zugehörigen tektonisch tieferen Decke steht. Das Streifenfenster ist also nur an den beiden Längsseiten durch zwei oder mehrere Rahmenstücke abgegrenzt, es ist aber an den beiden Schmalseiten nicht tektonisch abgeschlossen, sondern endet frei. Streifenfenster sind meist an lang hinziehende Deckensättel gebunden, die durch ihre Aufwölbung Anlaß für die erosive Öffnung derartig langer Strukturen geben. Sie verlaufen meist im Vorderabschnitt einer Decke, wo vorgelagerte große Deckschollen vom Hauptkörper durch die Erosion bereits vollkommen isoliert sind.

Terminologie: Der Begriff Streifenfenster findet sich z. B. schon bei F. F. HAHN (1913, S. 278; 1914, S. 129), von ihm verwendet im genannten Sinn für Beispiele aus den Nördlichen Kalkalpen, wobei dies nicht die Erstnennung sein muß. Der Name ist auch späterhin in den Kalkalpen in Verwendung (z. B. C. W. KOCKEL et al., 1931, S. 195; H. BECKER, 1939, S. 70; E. KRAUS, 1944, S. 232), so daß das jüngere Synonym Kanalfenster bzw. Fensterkanal (G. ROSENBERG, 1965, S. 115; A. TOLLMANN, 1966 a, S. 186; 1968 a, S. 48) zugunsten des Ausdruckes Streifenfenster einzuziehen ist.

Kalkalpine Beispiele: Unter den in der zuvor zitierten Literatur angeführten Beispielen sind jene des Gösinger Streifenfensters und des Vilstal-Streifenfensters am eindrucksvollsten. Ersteres zieht in einer Länge von rund 5 km mit zum Teil scherenfensterartig-ungleichwertigem Rahmen aus mehreren Schollen der Reisalpendecke im Norden und dem zusammenhängenden Körper der Unterbergdecke im Süden im Ötcherland Niederösterreichs dahin und setzt gegen Osten hin in das Mühlfelder Halbfenster fort (Abb. 141). Das Vilstal-Streifenfenster, das zwischen der Falkenstein-Streifenklippe im Norden und der Einstein-Halbklippe im Süden, beide der Lechtaldecke angehörig, in den Vilser Alpen des Allgäu als langes schmales kanalförmiges, beiderseits offenes Fenster mit Jungschichten der Allgäudecke aufscheint, verdankt der starken sekundären Einengung der Zone seine kräftige Verschmälerung, die trotz der bedeutenden Länge des Fensters von 20 km auf eine Distanz von wenigen hundert Metern südlich von Füssen zusammenschumpft (Abb. 139). Weitere Beispiele für Streifenfenster bilden die Zonen zwischen den langgestreckten Deckschollen im Inneren des Eselau-Halbfensters (Abb. 147). Ganz im Westen trifft man am Nordrand der Kalkalpen im Ostteil des Bregenzer Waldes lange Streifenfenster von Arosazone hinter den randlichen großen Deckschollen der Allgäudecke im Gräshorn, Bärenkopf- und Kanzelwandstock an (Übersicht bei A. TOLLMANN, 1970 a, Taf. 3).

h) Schlitzfenster (fenêtre en boutonnière; slit-window)

Begriffserläuterung: Unter Schlitzfenster versteht man ein schmales, langgestrecktes, beiderseits spitz auslaufendes, allseits umrahmtes tektonisches Fenster, das oft einen in der Bewegungsrichtung der Decken überkippten Rahmen aufweist, so

daß dann der auswärtige Rahmenteil aus steil verkehrt einfallenden Serien der höheren Einheit besteht. Solche Fenster finden sich häufig in plastischen Serien nahe dem Hinterrand einer Decke, die unter der Wucht einer höheren, nachschiebenden Decke in ihrem Hinterabschnitt in schmalen Längszonen faltend aufgepreßt wird.

Musterhafte Beispiele liegen am Südrand der Silesischen Decke der Karpaten vor, die unter dem Druck der Maguradecke derart aufgepreßt ist, daß im Zentrum der Auffaltung die Subsilesische Decke in Schlitzfenstern als falscher Deckenkern zutage tritt. In ganz ähnlicher Art ist die Anlage der großen Schlitzfenster der Grestenerzone im Ostabschnitt der Voralpen zu erkennen, wo unter der Wucht der nachschiebenden Kalkalpen der Südteil der die Grestenerzone samt Buntmergelserie überdeckenden Flyschzone aufgepreßt und vielfach auch völlig abgequetscht wird, so daß das Ultrahelvetikum freiliegt.

In den Kalkalpen bieten die schmalen, durch kräftige Deckenfaltung stark eingegengten und hochgepreßten Deckensättel in den Vilser Alpen abschnittsweise Beispiele für diesen Typus: der Jungschichteninhalt der Allgäudecke wird z. B. in der Bennadeckensattelzone am Hundsarschsattel 3,5 km SSW Vils dergestalt aufgepreßt, daß er durch die Vilser Stirnschuppe und durch die Lechtaldecke im Sattel mit innerer Zerschuppung über dem überkippten Nordrahmen durchspießt (A. TOLLMANN, 1971 b, S. 312 ff., Abb. 25). Da dieser Fensterinhalt nur gegen Osten abgeschlossen ist, gegen Westen aber sehr schmal über das Füssener Jöchl mit der Allgäudecke bei Tannheim zusammenhängt, liegt hier genaugenommen der Übergang von einem Schlitzfenster zu einem Streifenhalbfenster vor. Auch sonst sind die kalkalpinen Beispiele für Schlitzfenster gesteinsbedingt nicht so ideal wie jene in den plastischen Flysch- und Buntmergelserien ausgebildet – vgl. hierzu Abb. 86, S. 171.

i) Schürflingsfenster (fenêtre de copeaux; slice-window)

Struktur: Über das fensterförmige Auftreten von Schürflingen entlang von Deckengrenzen, aber auch durchspießend an inneren Deckenbewegungsbahnen wurde bereits S. 139 ff. berichtet. Besonders bei exotischer Abstammung fallen die Schürflingsfenster rasch auf und wurden in der Literatur meist einfach als Fenster bezeichnet. Diese spezielle Art von Fenstern aber hat einen Inhalt, der nicht mehr mit dem zugehörigen Heimatgebiet, der Ursprungszone in Zusammenhang steht, sondern vollkommen davon abgerissen, oft durch viele tektonische Einheiten hindurch in die Höhe geschleppt ist. Hierdurch tritt dieser isolierte Fensterinhalt oft ohne Zwischenschaltung der ursprünglich auflagernden Decken unmittelbar von einer höheren Decke gerahmt auf. Man sucht vergeblich Rahmenreste der dazwischen zu erwartenden Decken. Die Erklärung liegt in der vollkommenen tektonischen Isolation des Fensterinhaltes.

Eindrucksvolle Beispiele gibt es in allen Hauptzonen der Ostalpen, von den Molasse-Schürflingsfenstern in der Flyschzone von Rogatsboden, von der Bohrung Urmannsau im Norden angefangen. Kalkalpine Beispiele von Schürflingen, die ja sämtliche zugleich schürflingsfensterförmig auftreten, wurden S. 141 bereits angeführt. Lange noch hatte man im Wiener Raum die Schürflingsfenster aus Frankenfels Gesteinen mit großen Schwierigkeiten als normale Fenster mit jeweils total ab-

gequetschten tieferen Fensterrahmen gedeutet. Durch die Darstellung von G. HERTWECK (s. S. 106 f.) ist der Mechanismus dieser tektonisch isolierten Späne aber zutreffend erklärt worden.

j) Schollenfenster, Schuppenfenster etc. (bloc-fenêtre;
block-window)

Die erwähnten Bezeichnungen sind für Fenster verwendet worden, deren Rahmen oder Inhalt die durch den Zusatzbegriff gekennzeichnete Struktur aufweisen. Die Begriffe sind aber kaum von tektonischem Interesse, da sie zu wenig aussagekräftig sind. Die Bezeichnung „Schollenfenster“ z. B. geht auf W. v. SEIDLITZ (1911, S. 61) zurück, der die Arosa Schürflingsfenster des Rhätikon damit bezeichnet hat, weil die sie begrenzenden Rahmen den Schollen des Rhätikon angehören. Schürflingsfenster wäre die genetisch vielsagendere Einstufung dieses speziellen Fenstertypus.

Der Name „Schuppenfenster“ stammt von C. W. KOCKEL et al. (1931, S. 194) für den im Kälberalp-Streifenfenster südlich der Teufelstättkopf-Deckscholle in den Ammergauer Alpen aus der Allgäudecke rückgeschuppten, als Fensterinhalt über den Lechtaldeckenrahmen aufgepreßten Jungschichtenanteil der Allgäudecke. Auch an diesem Fenster ist die ja vielerorts auch in anderen tektonischen Fenstern beobachtbare Aufschuppung des Inhaltes nicht das durch den Namen auszudrückende Wesensmerkmal, noch dazu, wo die schuppenförmige Abtrennung vom übrigen Teil der Allgäudecke hier nicht klar sichtbar ist.

k) Parautochthone Fenster* (fenêtre parautochtone*; parautochthonous window*)

Die Wortbildung zu diesem hier aufgestellten Begriff erfolgt in analoger Form zu jener von parautochthonen Klippen, d. h. man wird mit parautochthonen Fenstern jene fensterförmigen Strukturen bezeichnen, bei denen durch eine Verschiebung (Übergleitung) der höheren Etage einer Decke (Einheit) über ihre tieferen Anteile in Erosionslöchern eine Auflagerung des aus dem höheren Stockwerk gebildeten Rahmens über dem deutlich dazu als relativ bewegt erkennbaren Inhalt zu sehen ist – sei es durch tektonisch diskordante Lagerung des Oberbaues (Rahmens) über dem Unterbau (Fensterinhalt), sei es durch einen faziell erfaßbaren Verschiebungsbetrag kleineren Ausmaßes an dieser Verschiebung oder durch ähnliche Merkmale. Das Kriterium, das das parautochthone Fenster vom normalen tektonischen Fenster trennt, ist die Stockwerktektonik, also das Fehlen einer Schubbahn über fremdem Untergrund.

Da in den Kalkalpen die Stockwerktektonik unbedeutend ist, läßt sich aus dieser Region kein gutes Beispiel anführen.

l) Autochthone Fenster (fenêtre autochtone*; autochthonous window*)

Begriffsdefinition und Erläuterung: Als autochthone Fenster wurden vom Verfasser (1972 d, S. 127) in Analogiebildung zum Begriff „Autochthone Klippe LOTZE“ fensterartig erscheinende Strukturen mit relativ autochthoner Entstehung bezeichnet, bei denen ein meist langgestreckt umgrenztes Areal von jüngeren

Schichten abgesenkt und vom bivergent oder zentripetal aufgeschobenen – und nicht nur wie bei Beutelmulden überfalteten – Rahmen aus älteren Gesteinen der gleichen Größeinheit randlich überlagert wird. Je nachdem, ob dieser parautochthone Rahmen allseits, an drei Seiten oder an den beiden in Längsrichtung hinziehenden Seiten den Jungschichteninhalt rahmt, kann man von autochthonem Fenster, autochthonem Halbfenster bzw. autochthonem Streifenfenster sprechen.

Derartige autochthone Fenster können auf verschiedene Art entstehen: entweder durch eine primäre muldenförmige Einfaltung des meist streifenförmig begrenzten Jungschichtenareals und eine darauffolgende Abscherung der absteigenden Flügel oder durch eine grabenförmige Absenkung der Jungschichtenzone und Überschiebung der randlich stehengebliebenen Horste bei sekundärer Einengung, schließlich durch eine gleichzeitige oder aber viel häufiger zweiphasige gegeneinander gerichtete Aufschiebung oder Zuschiebung des zwischen den Rahmenteilen abgepreßten zentralen Streifens. Der letztgenannte Fall, bei dem die Rahmenstücke ungleichzeitig bewegt sind, ist in den Kalkalpen bei der Bildung derartiger Strukturen am häufigsten realisiert.

Die Aufstellung eines eigenen Begriffes für die Struktur des „autochthonen Fensters“ ist deshalb von Vorteil, da bisher derartige standtektonische Formen stets umschrieben werden mußten und etwa als „sekundär randlich überschobene Grabenstruktur“, „randlich überwältigte Jungschichtenzone“ oder ähnlich charakterisiert worden sind. Dabei ist eine derartige Umschreibung nicht immer scharf gewesen, die Unterscheidung zur Beutelmulde nicht immer klar herausgearbeitet worden (V. JACOBSHAGEN & C. W. KOCKEL, 1960, S. 109: Mulde, überfaltet und überschoben).

Historische Anmerkung: Vor Aufkommen der Deckenlehre mußten ja auch echte tektonische Fenster in der Art von autochthonen Fenstern gedeutet werden und es existieren demnach aus dieser Zeit Umschreibungen dieser Strukturtypen, in denen beide Formen gemeinsam behandelt werden: E. MARGERIE & Alb. HEIM (1888, S. 86) sprechen z. B. je nach der gedachten Entstehungsart von „beidseitig überfalteter (überschobener) Senkung“, „eingefaltetem Graben oder Faltungsgraben“ etc. H. STILLE (1917, S. 129, Abb. 14) hat für die an Störungen grabenförmig eingesenkte Jungschichtenmulde, die unter Einengung der beiden relativ aufsteigenden Flügel abgepreßt wird, die Bezeichnung „Stülpmulde“ geschaffen. Er spricht hierbei von einer „Injektion“ der Stülpmulde, die durch die „dejektive Faltung“ (l. c., S. 115) bei einer sich relativ träge verhaltenden Tiefe zustande kommt. Besonderen Auftrieb bekam die Beschäftigung mit dem Bautypus des autochthonen Fensters durch die seit 1956 einsetzende Umdeutung zahlreicher echter tektonischer Fenster in gebundene Strukturen durch die Revision der Tektonik der westlichen Nordkalkalpen durch eine Reihe deutscher Bearbeiter. Begriffe wie „zugeschobener Muldenzug“, „gegenläufig überschobene Mulde“, „eingebogene, beiderseits überschobene Scholle“ etc. wurden hierbei verwendet (C. W. KOCKEL, 1960, S. 42; V. JACOBSHAGEN, 1961, S. 153 etc.). Der hierfür von A. Kl. BORNHORST (1958, S. 16) wiederaufgegriffene Ausdruck „Scherenfenster“ wird von V. JACOBSHAGEN & C. W. KOCKEL (1960, S. 104) energisch abgelehnt, da ja in der Originaldefinition von B. SANDER (siehe S. 319) ausdrücklich festgehalten ist, daß nicht die gegeneinander gerichtete Bewegung der Rahmen als Kriterium gilt, was ja bei unserer Form ein wesentliches Merkmal darstellt. W. SCHWAN (1966, S. 188) spricht hier von einem „scheinbaren Fenster“.

Kalkalpine Beispiele: Da der Großteil der im letzten Jahrzehnt in den westlichen Kalkalpen auf autochthone Fenster umgedeuteten Strukturen sich nach Revision wiederum als echte Fenster der Transversaltektonik erwiesen haben (A. TOLLMANN, 1970 a; 1970 b; 1971 b), erscheint es nötig, hier einige Beispiele echter autochthoner Fenster etwas näher zu skizzieren (vgl. A. TOLLMANN, 1972 d).

1. Das berühmteste Beispiel dieser Art stellt wohl die **Puitentalzone** südlich vom Wettersteingebirge dar, die seit O. SCHLAGINTWEIT (1912, S. 81) auch wiederholt als echtes Fenster gedeutet worden ist. Heute aber ist die Auffassung von einer einheitlichen transversalen Überschiebung widerlegt und dieses autochthone Streifenfenster wird ganz im Sinne von O. AMPFERER nach den neueren Untersuchungen durch H. MILLER (1963) u. a. als ein von Norden und Süden bivergent zugeschobener Jungschichtenstreifen gedeutet. Der Nord- und Südrahmen allerdings sind tektonisch verschieden – Lechtaldecken-Aufschuppung im Norden, Inntaldecken-Nordrand im Süden – und wurden außerdem gleichzeitig bewegt (Abb. 150).

2. Als weiteres Beispiel für eine beidseitig zugeschobene Mulde dieser Region sei die südliche Teilmulde der **Tajakopf-Synklinale** erwähnt, wie sie H. MILLER (1963, S. 300, Abb. 2) darstellt.

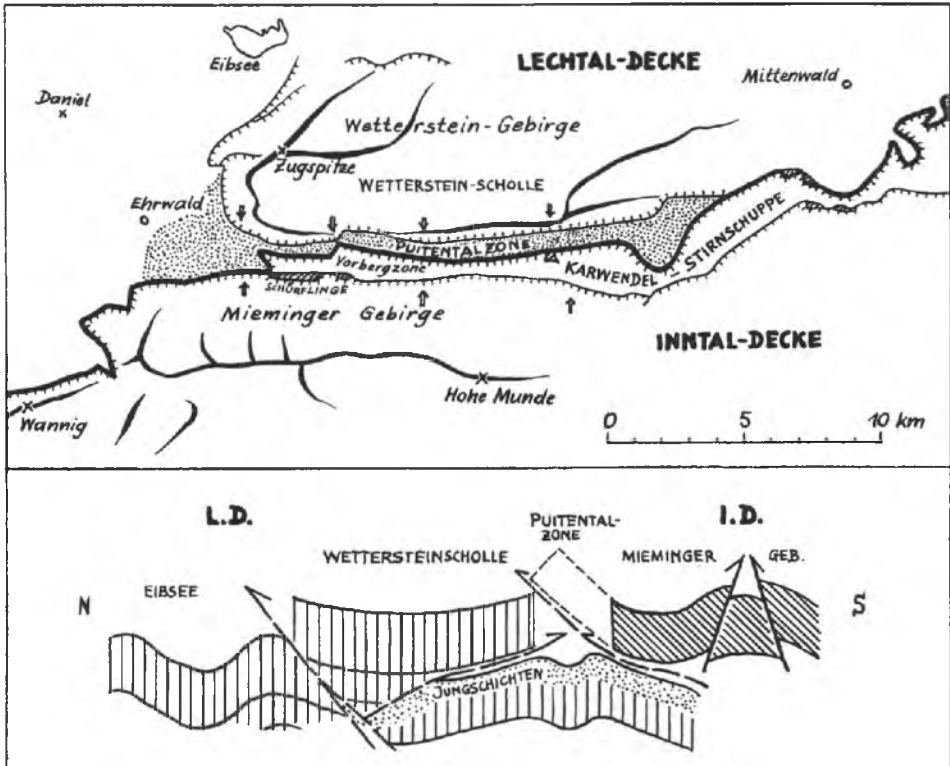


Abb. 150: Die Puitentalzone (punktiert) zwischen Wetterstein- und Miemingergebirge bietet ein gutes Beispiel für ein autochthones Streifenfenster. Nach H. MILLER, 1963, Abb. 1, und H.-J. SCHNEIDER, 1962, Abb. 5, ergänzt (vgl. A. TOLLMANN, 1972 d, Abb. 3).

3. In den mittleren Kalkalpen bildete die seit F. F. HAHN (1913, S. 271 ff.) als „Almfenster“ bezeichnete Struktur zwischen Steyrling, Grünau und Traunsee in Oberösterreich lange Zeit ein Streitobjekt der Tektoniker. Heute ist die Entscheidung zugunsten der Deutung als autochthones, sich von Steyrling an rasch gegen Westen öffnendes Fenster im Sinne von E. SPENGLER (1925, S. 161, Abb. 2) gefallen – Abb. 151. Als Jungschichteninhalt des autochthonen Fensters fungiert hier im

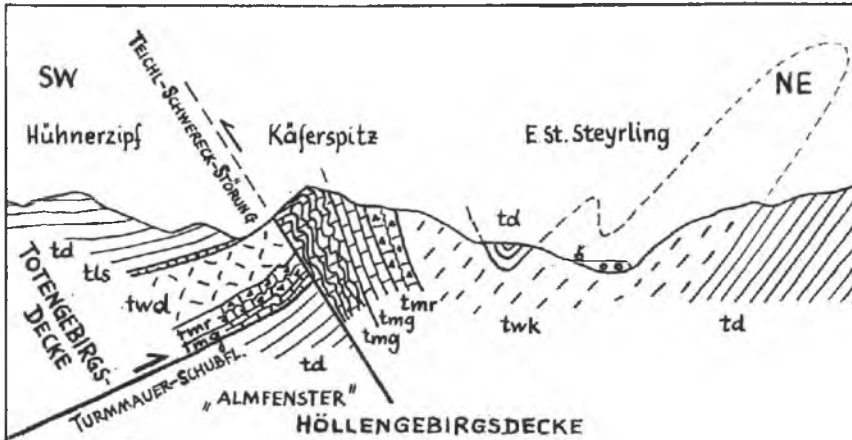


Abb. 151: Das ehemalige „Almfenster“ im Käferspitzprofil bei Steyrling in Oberösterreich liefert ein weiteres Beispiel für ein sich rasch gegen Westen öffnendes autochthones Fenster. Nach E. SPENGLER, 1924, Abb. 2, ergänzt (vgl. A. TOLLMANN, 1972 d, Abb. 2).

Käferspitz-Profil der Hauptdolomit der Höllengebirgsdecke, überschoben wird er von Süden her an der vorgosauischen Turmmauer-Schubfläche vom Gutensteinerkalk der Totengebirgsdecke, rücküberwältigt von Norden her durch die nachgosauisch an der Schwereckstörung südvergent aufgeschobene Mitteltrias des Vorderabschnittes der Höllengebirgsdecke.

4. Schließlich soll noch der Ostabschnitt der *Almajurmulde* in den Lechtaler Alpen als weiteres Beispiel eines autochthonen Fensters zitiert werden (Abb. 152), wo im Profil zwischen Schwarzlochkopf und Griesmutterkopf 3 km westlich der Parseierspitze in mehrphasiger tektonischer Formung der Kreideschiefer-Jungschichtenanteil von älteren Gliedern vollkommen überfahren und in die Tiefe abgequetscht worden ist. Beide Flügel werden durch aufgepreßte tiefere Anteile der Lechtaldecke gebildet, der Nordrahmen aus Hauptdolomit überschiebt in einer früheren, trotzdem gegenüber der Hauptdeckentektonik bereits sekundären Bewegung gegen Süden zurückgewendet die Jungschichten, die noch jüngere Überwältigung durch den Südflügel aus Jura- und Kreidesteinen erfolgt an der nordvergenten Griesmutterkopf-Störung (A. TOLLMANN, 1972 d, Abb. 4). M. RICHTER (1955, S. 66, Abb. 9) und J. WESTRUP (1970, Taf. 2, Prof. 11) haben die Entstehung dieser eingepreßten Zone bereits richtig gedeutet, WESTRUP (l. c., S. 91 ff., Abb. 16) hat noch ein weiteres exzellentes Beispiel dieses Strukturtypus von der *Dawinmulde* nördlich der Augsburgerrhütte im SE der Parseierspitze geschildert.

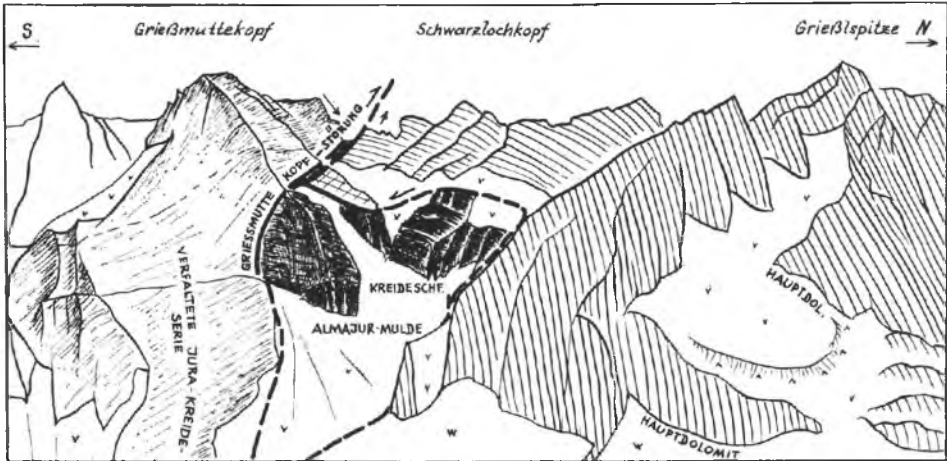


Abb. 152: Der zum autochthonen Streifenfenster abgepreßte Kreideinhalt der Almajurmulde nördlich des Grießmutterkopfes in den Lechtaler Alpen in Tirol. Nach A. TOLLMANN, 1972 d, Abb. 4.

m) Kaschierte Fenster* (fenêtres cachées*; covert windows*)

Begriff: Mit dem Ausdruck kaschiertes Fenster möchte der Verfasser hier Fensterstrukturen bezeichnen, die obertags zufolge von Verhüllung mit Ablagerungen der Jüngstzeit nicht sichtbar sind und auf die nur auf indirektem Weg geschlossen werden kann. Als Typlokalität hierfür wird das Gasthofkar-Fenster in den Radstädter Tauern, Salzburg, gewählt, wo unter dem unterostalpinen Rahmen die penninische Schieferhülle den tiefen Karboden als Fensterinhalt bildet, die Schieferhülle aber nirgends anstehend vorhanden ist, sondern durch mächtigen Hangschutt verhüllt wird, so daß vom Verfasser auf die Existenz eines Fensters nur aus der Beteiligung einiger Schieferhüllgroßblöcke im unterostalpinen Schuttmaterial geschlossen werden konnte. Die Existenz des Fensters ist heute durch die künstlichen Aufschlüsse des Tauernautobahntunnels bestätigt worden.

Kalkalpine Beispiele: Derart schöne Beispiele für kaschierte Fenster sind in den Kalkalpen nicht bekannt. Vergleichbare Situationen aber treten vor allem im Nordrandbereich auf, wo manche Flyschfenster in den Kalkvorlpen deshalb solange unerkant geblieben sind, weil das Gestein des Inhaltes nirgends ansteht. So ist etwa der Inhalt des Brettlfensters in der Frankenfelder Decke südlich von Gresten nur aus Flyschlesteinen kartiert worden.

Als „ungeöffnete Fenster“ hingegen hat B. PLÖCHINGER (1963, S. 59; 1967, S. 96) derartige Strukturen bezeichnet, in welchen in Deckensätteln bereits die tiefsten Schichtglieder der hangenden Einheit angeschnitten sind, so daß bei geringem Fortschreiten der Erosion ein Fenster zur unterlagernden Einheit geöffnet werden würde. Als Typus eines solchen ungeöffneten Fensters gibt B. PLÖCHINGER den Gahnspaneplateau-Aufbruch der Schneebergdecke 10 km westlich von Ternitz an.

A. Deckenstapel und Deckensysteme

Eine Übereinanderstapelung mehrerer Decken ohne genetische Beziehungen wird als *Deckenstapel* (empilement des nappes; pile of nappes) oder Deckenpaket bezeichnet. Das Übereinander von Grestener Decke, Flyschdecke und kalkvorapinen Decken am Kalkalpen-Nordrand, das ja auch in der Bohrung Urmannsau so exzellent bewiesen worden ist, bietet ein Beispiel für eine solche Deckenanhäufung im Bereich der Kalkalpen. Für stark absinkende großräumige Orogenzonen, die mächtige derartige Deckenstapel auf tektonischem Wege aufnehmen, hat F. ELLENBERGER (1952, S. 319) die Bezeichnung *Deckengeosynklinale* (géosynclinale des nappes) eingeführt – vgl. F. ELLENBERGER, 1958, S. 400, 459.

Mit dem Begriff „*Deckensystem*“ (système des nappes; system of nappes) hingegen faßt man genetisch eng zusammengehörige Deckengruppen zusammen, die besonders durch Fazies und Stratigraphie oder auch nach ihrem Grundgebirge oder anderen Merkmalen wie Baustil oder Alter der Faltung aneinander gebunden sind und sich von benachbarten bzw. auf- oder unterlagernden Deckensystemen eindeutig unterscheiden (O. WILCKENS, 1912, S. 45). In den Ostalpen werden in diesem Sinne etwa das helvetische, penninische, ostalpine Deckensystem unterschieden bzw. als Deckensysteme zweiter Ordnung etwa das unterostalpine Deckensystem innerhalb des Ostalpins etc. In den Nordkalkalpen unterscheidet man z. B. die durch Ausdehnung der HAHNSchen Begriffe in die tektonische Nomenklatur eingeführten Begriffe wie bajuvarisches, tirolisches und juvavisches Deckensystem mit jeweils zwei oder mehreren Decken und weiteren Teildecken innerhalb dieser Gruppierung, die allerdings in diesem Fall nicht immer scharf abgegrenzt ist, da hier manche Decken auch seitlich in anders unterteilte Systeme auslaufen (Enden des Tirolischen Bogens im Westen und Osten) oder aber der Baustil innerhalb des Systems mit der Fazies kräftig wechselt (Sulzbachdecke und Reisalpendecke etc.).

B. Deckenfaltung

(Plissement de nappes; nappe-folding)

Bei der im Orogen grundsätzlich herrschenden mehrphasigen tektonischen Gestaltung werden in späteren Faltungsphasen ganze Deckenstapel gemeinsam erfaßt und mehr oder weniger kräftig nochmals in Falten gelegt, gleichsam als ob jede Decke nur ein Schichtglied eines normalen Schichtstoßes darstellen würde. Die Erscheinung ist lange bekannt. Den Begriff für diese früher als Ineinanderschachtelung der Scharniere (M. LUGEON, 1907, S. LVII; O. WILCKENS, 1912, S. 45) oder ähnlich be-

zeichnete Strukturen prägte C. W. KOCKEL (1926, S. 159), indem er am Beispiel der Hohenschwangauer Berge eine Reihe von „Deckenfalten“ unterschied (nicht Deckfalte, was ja soviel wie große liegende Falte bedeuten würde), die sich jeweils aus „Deckensattel“ und „Deckenmulde“ zusammensetzen. KOCKEL sah darin (S. 160) ein Alterssymptom für Kettengebirge, da der Antrieb zur weiteren Deckenteilbewegung fehlt und als Nachwirkung der ausklingenden Bewegung die Gesamtfaltung des Deckenpaketes eintritt. Ein Ausbau dieser Begriffe erfolgte bei C. W. KOCKEL et al. (1931, S. 195 ff.) anhand dieser exzellenten Beispiele von Deckenfaltung in den Vilsener Alpen, wo es vielfach noch bis zu einer nordvergenten Überkipfung der eng aufgepreßten Deckensattel kommt, wie etwa am Bennadeckensattel im Raum NE vom Füssener Jöchl – vgl. Abb. 86. Besitzt das Ausmaß der das Deckenland erfassenden Wölbung eine große Amplitude und eine geringe Wölbungsintensität, so spricht man besser von *Undation* (Wölbungstektonik, C. W. KOCKEL et al., 1931, S. 199).

Die für das Axialgefälle (*plongement d'axes*; pitch axis, B. WILLIS, 1893, S. 218, Abb. 16) der einfachen Falte üblichen Bezeichnungen finden ebenso für jene der Deckenfalten Anwendung: Beispiele für (Deckenfalten-) *Kulminationen* und -*Depressionen* aus den Nordkalkalpen bringt z. B. F. F. HAHN (1914, S. 141), aus den Schweizer Alpen in großer Zahl Alb. HEIM (1922, S. 874 ff.).

C. Einwicklung

(*encapuchonnement*; *involution*)

Begriff: Unter Einwicklung versteht man eine Einfaltung oder Einschuppung einer tektonischen hangenden Einheit (Decke, Schuppe) unter eine liegende oder – umgekehrt betrachtet – die Emporfrachtung der Liegendeinheit ins Hangende der überschiebenden. Solche Einwicklungen, die namentlich in kompliziert und mehrphasig entstandenen Deckengebirgen auftreten, können bei faltender Bewegung durch Stirnen und Digitieren der hangenden Einheit in die dabei aufgepreßte liegende Einheit auftreten, sie können durch Rückfaltung des Vorderabschnittes der tieferen Decke (Einheit) über die nicht so weit vorgeschobene höhere erfolgen, sie können bei zwei- oder mehrphasigem Schub aber auch durch Einschuppung entlang einer der Hauptüberschiebung zeitlich nachfolgenden neuen gleichgerichteten Aufschuppungsfläche entstehen, an der der Hinterteil des Decken-(Schuppen-)Ensembles über den vorderen Decken-(Schuppen-)Stoß auffährt, sie können schließlich auf Rückschuppung zurückgehen (Abb. 153).

Klassische Beispiele großartiger Einwicklung sind jene der Ultrahelvetischen Decken der Westalpen, die unter der Diableret- und Wildhorndecke eingewickelt sind, ferner die großen Einwicklungen der Penninischen Decken der Schweiz wie jene der in die St.-Bernhard-Decke eingewickelten Monte-Rosa-Decke. Die bedeutendste Einwicklung aber wäre bei der zuletzt von V. STREIFF (1962, S. 110) dargestellten gewaltigen Rückfaltung der mittelpenninischen Deckengruppe der Ostschweiz gegeben (siehe S. 99).

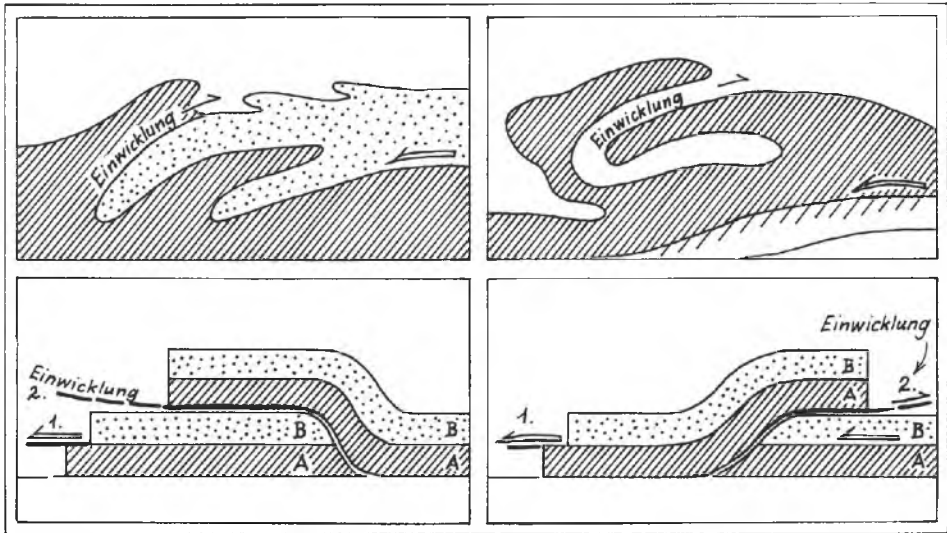


Abb. 153: Schematische Darstellung der verschiedenen Möglichkeiten der Einwicklung durch eintauchendes Stirnen, durch Rückfaltung, durch Sekundäraufschuppung eines Deckenpaketes und durch Rückschuppung eines Deckenpaketes.

Kalkalpine Beispiele: Im Bereich der Kalkalpen stellt die Einwicklung der im zentralalpinen Raum lieengebliebenen kalkalpinen Schollen der *Madrison*-zone unter der Silvrettaecke mit einer Einwicklungsbreite von 13,5 km die bedeutendste derartige Erscheinung dar (A. TOLLMANN, 1970 c, S. 339) – vgl. S. 142 und Abb. 72. Die von E. SPENGLER in zahlreichen Arbeiten beschriebene großartige Einwicklung der von jenseits des heutigen Kalkalpensüdrandes abgeleiteten Hallstätter Zone nördlich der hochjuvavischen Schollen ist hingegen in weiten Abschnitten widerlegt worden und der Nachweis für die Herleitung der Hallstätter Gesteine aus Becken geführt worden, die innerhalb der Dachsteinkalkplattform angeordnet waren. Nur für bestimmte Hallstätter Schollen im Bereich des Nordrandes der Dachsteinmasse bleibt die Möglichkeit der Einwicklung vorderhand noch offen.

Ein Beispiel kräftiger Einwicklung kalkalpiner Elemente in die tektonische Unterlage bietet die Zitterklapfenschuppe am Nordrand der westlichen Nordkalkalpen. Durch eine sekundäre Überschiebung des tektonisch unterlagernden Flysches des *Partnom-Halbfensters* südlich vom Gr. Walsertal wurde der Hinterrand des Westteiles dieser Schuppe vom Flysch eingewickelt (D. RICHTER, 1956, S. 342; M. RICHTER, 1956, S. 202; O. OTTE, 1972, S. 125 f.).

Ein auch erforschungsgeschichtlich besonders bedeutungsvolles Beispiel einer Einwicklung im Inneren der Kalkalpen tritt uns am Südwestrand der Inntaldecke entgegen, bis in die jüngste Zeit – auch vom Verfasser (1971 b, S. 337, S. 349, Abb. 49) – verkannt. Dort hat die offenbar doch von der Lechtaldecke stammende und in jüngster Phase nordvergent überschobene Kleinbergsschuppe westlich der Oberlochalm in den Lechtaler Alpen auf Grund neuer eigener Beobachtungen den

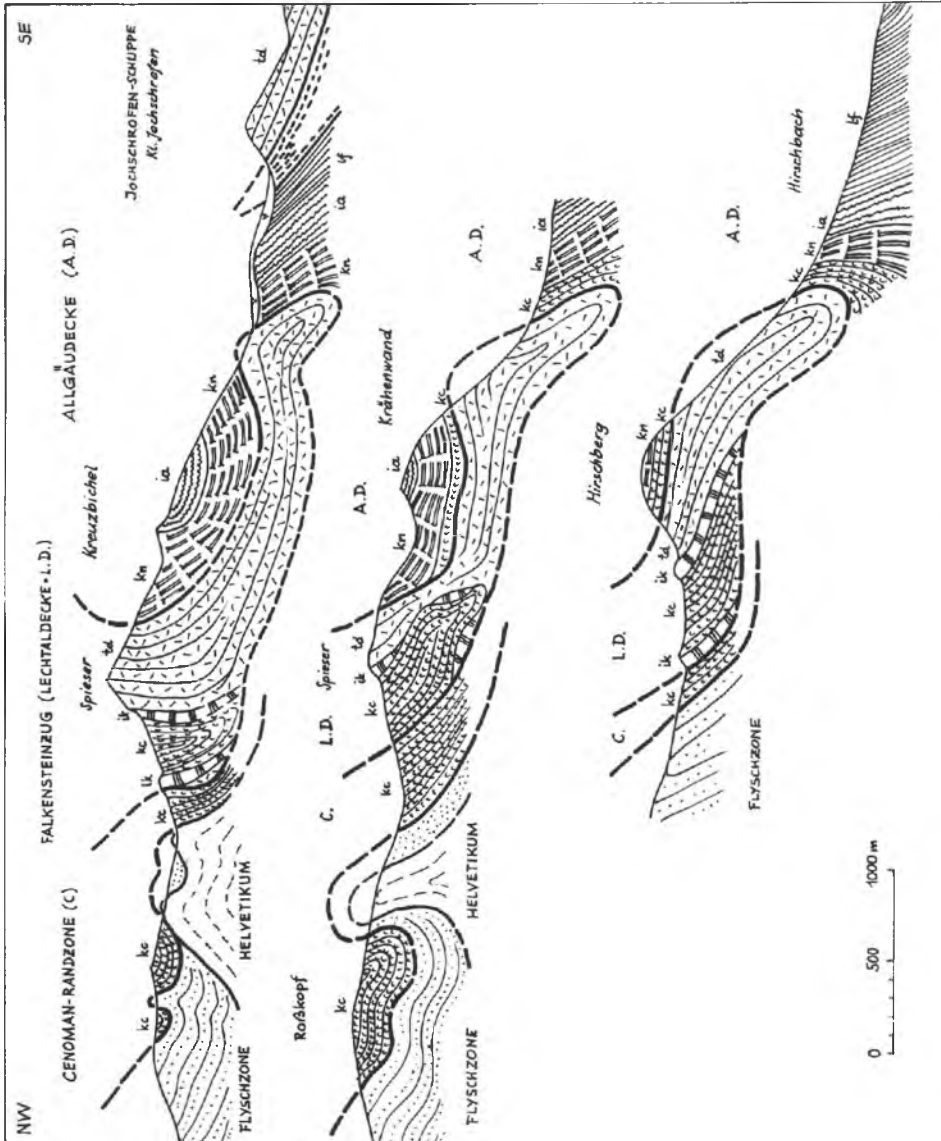


Abb. 154: Die Entwicklung von Hirschberg und Spieser nordöstlich Hindlang im Allgäu: Jungschichten der Allgäudecke lagern verkehrt über Hauptdolomit der Lechtaldecke. Nach A. Custodis et al., 1939, und H. Reum, 1962.

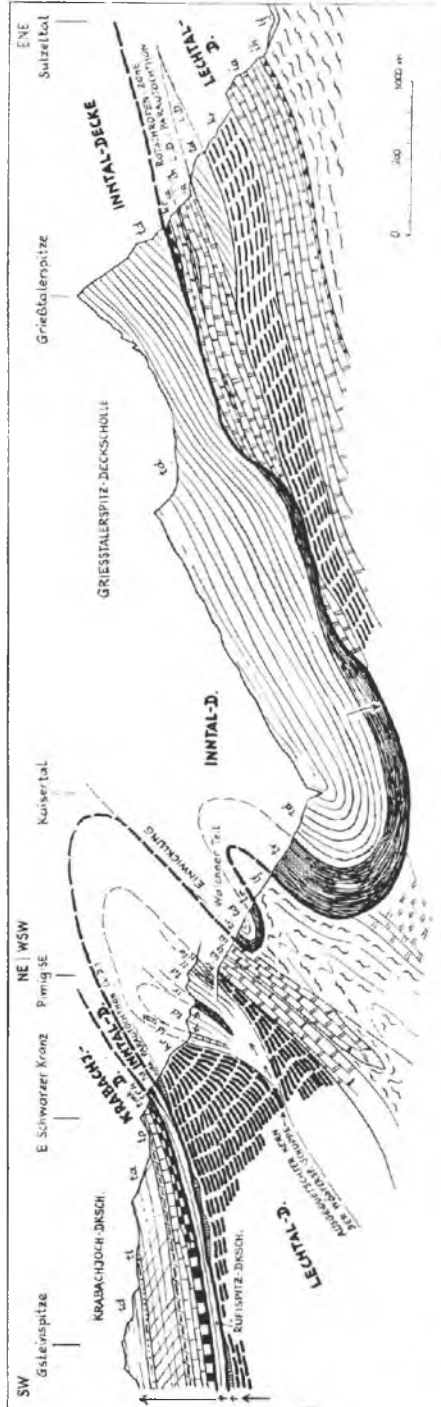


Abb. 155: Die Einwicklung der Griesstalerspitz-Deckscholle der Inntaldecke in den der Lechtaldecke angehörigen Untergrund an der Schrägzone von Kaisers in den Lechtaler Alpen. A. TOLLMANN, 1972 d, Abb. 5.

Südwestteil der Inntaldecke eingewickelt, wodurch sich bei deren Abgrenzung im Raum ESE der Memminger Hütte Generationen von Geologen solch bedeutende Schwierigkeiten entgegenstellten (heute kann man die Südgrenze der Inntaldecke mit neuen Argumenten hier unter der Kleinbergschuppe hindurch in die nordvergente Medriol-Senfnerberg-Larsental-Tschirgant-Überschiebungslinie fortführen).

Es bleiben an weiteren Einwicklungsstrukturen im Kalkalpeninneren nur Formen kleineren Ausmaßes bestehen. Ein eindrucksvolles Beispiel im Westabschnitt der Kalkalpen stellt etwa die Einwicklung des der Lechtaldecke angehörigen *Falkensteinzug* an seinem Westende NE Hindelang durch die Jungschichten der unterlagernden Allgäudecke dar. Die Einwicklung des Hauptdolomites und der Raibler Schichten am *Hirschberg* und *Spieser* ist perfekt: flach überlagert die tiefere Decke in sekundärem Schub überwallend, gegen Norden hochgepreßt, mit einer verkehrten, mit Alb-Cenoman ansetzenden Schichtfolge auf dem Hauptdolomitsockel (A. CUSTODIS & P. SCHMIDT-THOMÉ, 1939, S. 417 f., Taf. 1, Prof. 8–10; H. REUM, 1962, Abb. 9, Prof. 9) – Abb. 154. Als schönes Beispiel einer Einwicklung ist ferner die sekundäre Überwältigung des Westteiles der *Grießtalerspitz-Deckscholle* der Inntaldecke im Kaisertal in den Lechtaler Alpen hervorzuheben, die an der jüngeren Schrägstörungszone von *Kaiser* in die Tiefe geraten und eingewickelt worden ist (A. TOLLMANN, 1972 d, S. 132, Abb. 5) – Abb. 155. Eine ausführliche Diskussion zur Begründung einer derartigen Deutung hat der Verfasser (1971 b, S. 342 ff., Abb. 46–48) jüngst durchgeführt. Ein anderes Beispiel kleinräumiger Einwicklung bietet die Einschuppung von *Reichenhaller* Schichten der *Karwendel-Stirnschuppe* der Inntaldecke in den *Wettersteinkalk* der Lechtaldecke in den Nordabstürzen des *Rappenspitzmassivs* im östlichen *Karwendel* 5,3 km SW *Pertisau/Achensee* (O. AMPFERER, 1942; Geol. Kt. *Karwendel* 1950). Ein Beispiel für Rückwärtseinwicklung allerdings geringen Ausmaßes gaben C. W. KOCKEL et al. (1931, S. 197, Prof. 14–16) für die Rückaufpressung des Inhaltes des *Kälberalp-Streifenfensters* im *Ammergebirge* 5 km SW *Untammergau*, wo lokal Gesteine der Allgäudecke über jene der Lechtaldecke zu liegen kommen – ganz so wie etwa abschnittsweise beim rücküberkippten *Vilstal-Decksattel* (C. W. KOCKEL, 1926, S. 160). Alle weiteren kalkalpinen Beispiele für Einwicklung halten sich in den zuletzt angegebenen bescheidenen Dimensionen.

VI. IMITATION VON DECKENBAU DURCH PARAUTOCHTHONE STRUKTUREN MIMIKRYTEKTONIK*

A. Allgemeine und historische Anmerkungen

Als Mimikrytektonik* könnte man die mehr oder weniger perfekte Imitation von geläufigen tektonischen Strukturen durch oberflächlich ähnlich aussehende, genetisch und daher auch in der tieferen Struktur aber andersartig geformte Elemente bezeichnen; im speziellen Fall verstehen wir darunter „Nachahmung“ von deckentektonischen Bauformen durch Standtektonik, also von Strukturen der „freien Tektonik“ durch solche der „gebundenen Tektonik“, anders ausgedrückt von allochthonen Bildungen durch relativ autochthone. Auch der umgekehrte Fall, Nachahmung von Standtektonik durch Deckentektonik, kommt vor.

All die im Vorangehenden angeführten Typen deckentektonischer Elemente sind in zwei Phasen der geologischen Forschungsgeschichte als relativ autochthone, bodenständige Bildungen erklärt worden: die erste Phase betraf sämtliche derartige Strukturen und lag vor der Einführung der Deckenlehre durch M. BERTRAND im Jahr 1884. Die zweite Phase erfaßte nicht mehr alle Deckengebirge bzw. nicht mehr alle in den Kettengebirgen vorhandenen deckentektonischen Strukturen, sondern kam selektiv in bestimmten Regionen nochmals zum Durchbruch, wo entsprechende Schulen den Siegeszug der Deckenlehre nicht zur Kenntnis genommen hatten bzw. wo im ersten Impetus der jungen erfolgreichen neuen Deutung der Bogen überspannt worden war und der rein allochthonen Denkweise allzu viel Gewicht beigemessen worden war. Diese zweite Welle des „Vertikalismus“ mit ihrer Wiederumdeutung der deckentektonischen auf standtektonische Strukturen war in unseren Tagen etwa in den Westkarpaten trotz der großartigen deckentektonischen Erkenntnisse von D. ANDRUSOV u. a. bis 1963 im Schwange, seit welcher Zeit durch die Umstellung von M. MAHEL diese zweite, neoautochthone Phase überwunden ist. Sie wurde im russischen Karpatenanteil durch die deckentektonische Arbeit von W. J. CHAIN et al. 1968 beendet. Sie ist in den rumänischen Karpaten seit der detaillierten und sorgfältigen und doch erstaunlich raschen Neuaufnahme des Gesamttraumes und durch die zusammenfassende Darstellung dieser vielfältigen und sich stets mehrenden Entdeckungen großzügigen Überschiebungsbaues durch M. BLEAHU, D. PATRULIUS, M. SANDULESCU und viele andere nicht mehr anwendbar. In den Ostalpen hat ja in neuerer Zeit die Entdeckung der unerwartet großräumigen Überschiebung zwischen Mittel- und Oberostalpin durch den Verfasser (1959) autochthonen Vorstellungen ebenso den Boden entzogen wie die Tiefbohrungen und die geophysikalischen Untersuchungen der Erdölfirmer in den Stirnzonen des alpinen Deckenstapels sowie die jüngsten überraschen-

den geophysikalischen Ergebnisse über den Tiefbau dieses Orogens. Auch der Versuch der Restaurierung autochthoner Ideen in den westlichen Nordkalkalpen durch deutsche Bearbeiter, besonders seit M. RICHTER & R. SCHÖNENBERG (1954), C. W. KOKKEL (1954; 1956), V. JACOBSHAGEN (1958; 1961) und W. ZACHER (1962), der im Jahrzehnt zwischen 1960 und 1970 zu einem vollkommenen Umkippen der Vorstellung über die großtektonische Struktur dieses Raumes geführt hatte, wurde durch Nachuntersuchungen aller entscheidenden Stellen durch den Verfasser (1970 a, b, c; 1971 b) mit neuen Argumenten in ganzer Breite zurückgewiesen. An der allochthonen Struktur dieses wundervollen Deckenlandes der Tiroler und Bayrischen Kalkalpen ist auf Grund der durch die grandiose Aufgeschlossenheit so gut überschaubaren groß- wie kleintektonischen beweisenden Elemente nicht im geringsten zu zweifeln. Ebenso sind detailliert durchgeführte Untersuchungen im einförmigen Raum der östlichen Zentralalpen, die unter dem Aspekt der Ablehnung eines tektonisch abtrennbaren mittelostalpinen Stockwerkes im Raum der Saualpe begonnen worden waren, zu durchaus nicht fixistischen Endergebnissen gekommen (vgl. A. TOLLMANN, 1971 e). Die Westalpen hingegen blieben durch die schon viel weiter gediehene Detailkenntnis der geologischen Einzelheiten des Baues und, so möchte ich persönlich meinen, durch den besser geschulten Blick der in solch großartig geformtem und aufgeschlossenem Gebirge groß gewordenen Geologengeneration von der autochthonen Umdeutungswelle verschont. Wo aber sich etwa wie in der Hallstätter Zone der Ostalpen beträchtliche Umstellungen der so lange umkämpften großtektonischen Vorstellung in Richtung auf Autochthonie in größerem Umfang ergaben, waren es neben tektonischen Beobachtungen vor allem neue fazielle Untersuchungsmethoden, die zur parautochthonen Einbindung einer nördlichen Hallstätter Zone im Inneren der Dachsteinkalkfazies führten (H. ZANKL, 1962; W. SCHLAGER, 1967 b) und die das Prinzip der Vielfaziesdecken mehr und mehr in den Vordergrund treten ließen. Allerdings ist auch hier eine sorgfältige Abwägung zwischen autochthonen und allochthonen Anteilen vonnöten, da die Gefahr sehr nahe liegt, bei Erkennen der ersten sicheren Scholleneinbindung „das Kind mit dem Bade auszuschütten“. Es zeigt sich als Endergebnis der letzten bewegten Jahre und Jahrzehnte, daß die Kritik der herrschenden Vorstellung vom Deckenbau durch die Proponenten der autochthonen Richtung, vor allem natürlich aber die verfeinerte, auf neuen Methoden beruhende Detailuntersuchung großer Räume zu einer besseren und den Tatsachen entsprechenden Vorstellung der in jeder Hinsicht großartigen Struktur des Orogens geführt hat.

B. Standtektonik-Mimikry

Unter „Standtektonik-Mimikry“ kann man Bauformen zusammenfassen, die kraft ihres aus dem regionalen Zusammenhang gelösten Aussehens die Deutung als ortsgebundene, nicht durch Fernüberschiebung entstandene Strukturen nahelegen, welche aber einer Fernüberschiebung ihre Entwicklung verdanken. In diesem Fall wird Autochthonie durch deckentektonische Struktur vorgetäuscht. Über die mannigfaltigen Möglichkeiten der Ursachen für die Fehleinschätzung der standtektonischen

Mimikrytypen hat der Verfasser (1971 b, S. 353 ff.) berichtet. Die drei Haupttypen dieser Strukturen sind die Scheinserie, der Hüllentausch und der Scheinfazieskomplex. Da hierüber bereits im Zusammenhang mit der Bestimmung der Überschiebungsweite ausführlich und anhand von recht typischen Beispielen berichtet worden ist, sei auf dieses Kapitel verwiesen (S. 149–163, Abb. 76–83).

C. Deckentektonik-Mimikry

Unter „Deckentektonik-Mimikry“ kann man Bauformen zusammenfassen, die dank ihres Aussehens die Deutung als deckentektonische Strukturen nahelegen und häufig auch so gedeutet worden sind, während sie in Wahrheit durch relativ geringfügige Bewegungen mehr oder weniger an Ort und Stelle ohne Beteiligung großer Transversaltransporte entstanden sind. Hier wird also Deckentektonik durch parautochthone Formen vorgetäuscht.

Folgende Haupttypen der Deckentektonik-Mimikry lassen sich unterscheiden und sollen im folgenden kurz erörtert werden, soweit dies nicht schon zuvor geschehen ist: Pilzfalten und ihre Vorläufer, autochthone Klippen, autochthone Decken, Beutelmulden, autochthone Fenster; schließlich noch bestimmte Einwicklungen, die eine lokale Verwurzelung vortäuschen (vgl. S. 331, Abb. 155).

1. Pilzfalten und ihre Vorläufer (pli en champignon; mushroom fold)

a) Die Formenreihe von der Fächerfalte zur Pilzfalte

In Zonen starker seitlicher Einengung kann es vom Grundtypus der steil und eng aufgepreßten Falte zur Entwicklung einer Formenreihe kommen, die bei fortschreitender Einengung auch polytrope, also divergierende Falten typen umfaßt und die folgende Glieder aufweist: Falte, Fächerfalte, Doppelfalte, Faltungshorst, abgequetschter Gewölbekern, Pilzfalte (Abb. 156). Zu den einzelnen Etappen dieser Einengungstektonik sind ein paar Anmerkungen angebracht.

Als *F ä c h e r f a l t e* (pli en éventail; fan-shaped fold) wird seit alters (Alb. HEIM, 1878, vol. 2, S. 197; E. DE MARGERIE & Alb. HEIM, 1888, S. 58 f., Abb. 68–71, unter Angabe der älteren einschlägigen Literatur auf S. 111 f.) eine in ihren Flanken derart eingeeengte Falte bezeichnet, daß der Querschnitt eines derartigen Fächergewölbes (Alb. HEIM, 1919, S. 581) keulenförmiges Aussehen annimmt. In der Streichrichtung zieht diese Faltenform lang ausgedehnt dahin.

Bei noch gesteigerter Einengung der Antiklinalflanken kommt es zur sogenannten *D o p p e l f a l t e* (double pli; double fold) – Alb. HEIM, 1878, S. 126, bei der der Antiklinalquerschnitt pilzförmiges Aussehen mit schmalem Stiel und breitem Hut annimmt. Die im Querschnitt pilzförmige Faltenart zieht in der Längsrichtung mit allmählich sich abänderndem, abschwächendem Querschnitt dahin. Diese Struktur

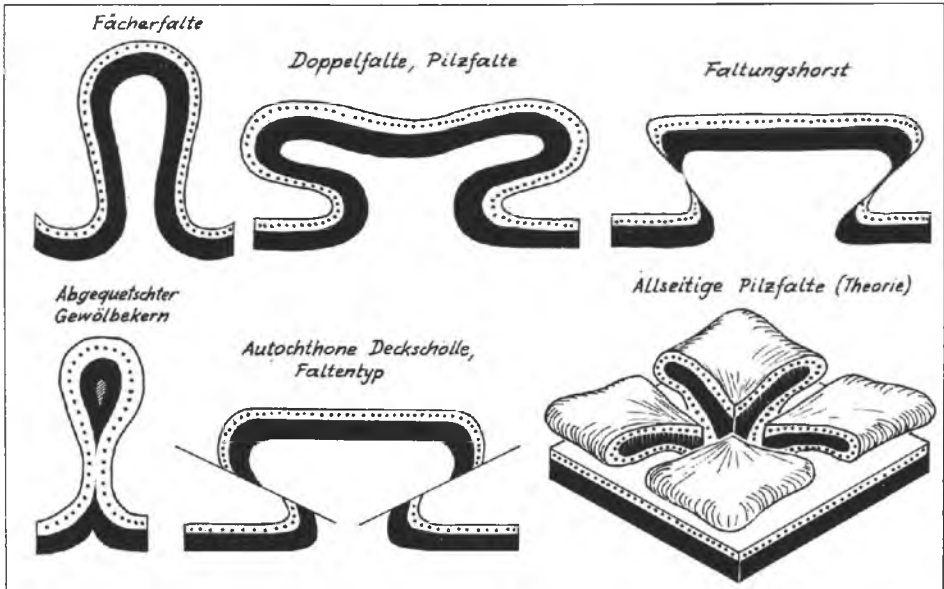


Abb. 156: Schema der Entwicklungsstadien der Pilzfalten.

ist ja bekanntlich von Alb. HEIM (l. c.) zu Unrecht an die Glarner Deckenmasse geknüpft worden. Ein zutreffendes Beispiel einer solchen „breiten Fächerfalte“ hat Alb. HEIM (1919, S. 581; Abb. 91/3–4) hingegen aus dem Faltenjura gebracht, wobei sich solche „breite Fächergewölbe mit oder ohne Scheitelmulde“, also mit oder ohne eine leichte muldenförmige eingebogene Scheitellängszone, aus Kofferfalten ableiten lassen. Eine Reihe von Autoren, darunter z. B. G. STEINMANN (1906, S. 25), H. MYLIUS (1913, S. 68) und Alb. HEIM (l. c., S. 31, S. 581) verwenden hierfür auch die Bezeichnung *Pilzfalte*. Später wird die Form vielfach umschrieben („Sattel mit doppelter Vergenz“, C. W. KOCKEL, 1960, S. 41; etc.). F. KARL (1964, S. 42) bezeichnet die Fächerfalte in gefügekundlicher Hinsicht als „divergentscharige Biegescherfalte“.

Der Begriff *Faltungshorst* (double renversement anticlinal; double overfolded horst) wird bei E. DE MARGERIE & Alb. HEIM (1888, S. 86, Abb. 110) für ein unter horizontaler bivergenter Pressung gegen oben hin als breites, aber an den Flanken unter Abquetschung der Schenkel partiell unterfahrenes Gewölbe eingeführt. Hier zeigt der pilzfaltenförmige Querschnitt Abquetschung des Verkehrtschenkels, aber keine zusätzliche Bewegung an Durchscherungsflächen. In der Achsenrichtung setzt sich diese Struktur ebenso wie die zuvor genannte weiter fort.

Wird der Kern einer stark eingeeengten Antiklinale ganz abgequetscht und gleichsam durch Mitwirken von Untervorschiebung aus etwa umgebenden weichen Hüllgesteinen vorgetrieben, so spricht man nach der Begriffsprägung von E. DE MARGERIE & A. HEIM (1888, S. 60, Abb. 73) von einem „abgequetschten Gewölbekern“. Auch derartige Formen sind für Räume starker Einengungstektonik charakteristisch.

Als „allseitige Pilzfalte“* (pli champignon multilaterale ou poly-trope*; multilateral or polytrop mushroom-fold*) schließlich sollte man die – von der Salztektunik vielleicht abgesehen – in der Natur wohl außerordentlich seltenen, wenn überhaupt vorhandenen Strukturen bezeichnen, bei denen eine multivergente, allseits im zentral geführten Schnitt pilzförmigen Querschnitt zeigende Form vorliegt, um sie von der Pilzfalte HEIMS mit ihrer normalen faltenförmigen Längserstreckung zu unterscheiden. C. W. KOCKEL (1960, S. 44) spricht in einem solchen Fall vom „echten Pilz“. Diese dann erst einem Pilz räumlich gleichkommende Form müßte man aus einer zunächst in der Längsrichtung extrem eingegengten Falte, die dann durch sekundären Querschub auch noch senkrecht zur ursprünglichen Einengung unterfaltet worden sei, entstanden denken. Der Unterschied dieser Form zur autochthonen Klippe liegt in dem faltenförmigen Zusammenhang mit dem Untergrund, während die Klippe ja an distinkten Scherflächen allseits vom Untergrund gelöst erscheint.

b) Kalkalpine Beispiele von Pilzfalten-Varietäten

Den zuvor geschilderten Typus der Fächerfalte mit keulenförmigem Querschnitt trifft man am ehesten in der stark eingegengten Nordrandzone, z. B. in der Allgäudecke im Raum SE Oberammergau, Laberjoch-Schaffelberggebiet (Prof.-Taf. Ch. KUHNERT, 1967, Blatt Oberammergau). Aus dem inneren Abschnitt der Westkalkalpen mag die Montscheint-Antiklinale der Lechtaldecke westlich des Achensees als Beispiel einer Fächerfalte dienen (O. AMPFERER & W. HEISSEL, 1950, Prof.-Taf.). Für den breiteren Typus der Doppelfalte, d. h. Pilzfalte

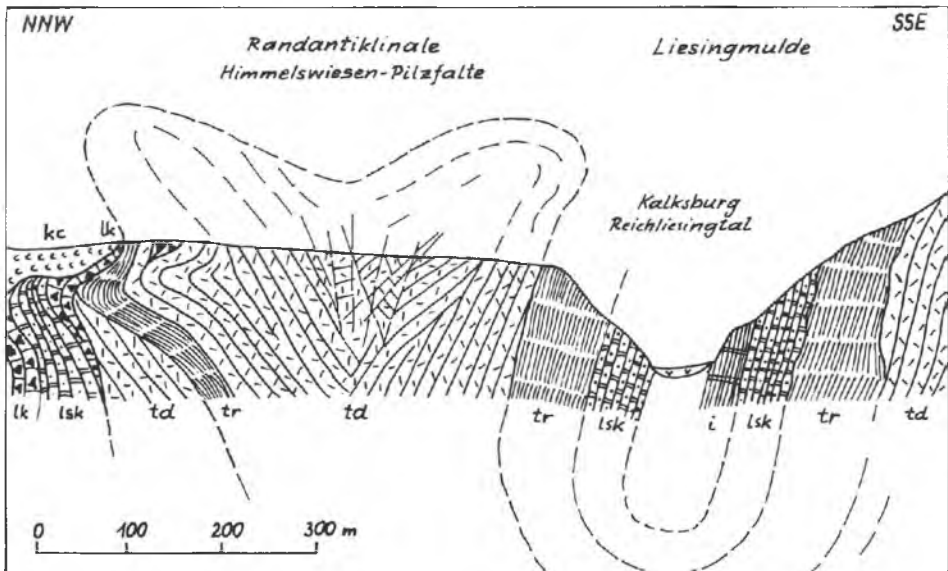


Abb. 157: Die Himmelswiesen-Pilzfalte der Frankfurter Decke bei Kalksburg südwestlich von Wien. Nach G. ROSENBERG, 1961, Taf. 6.

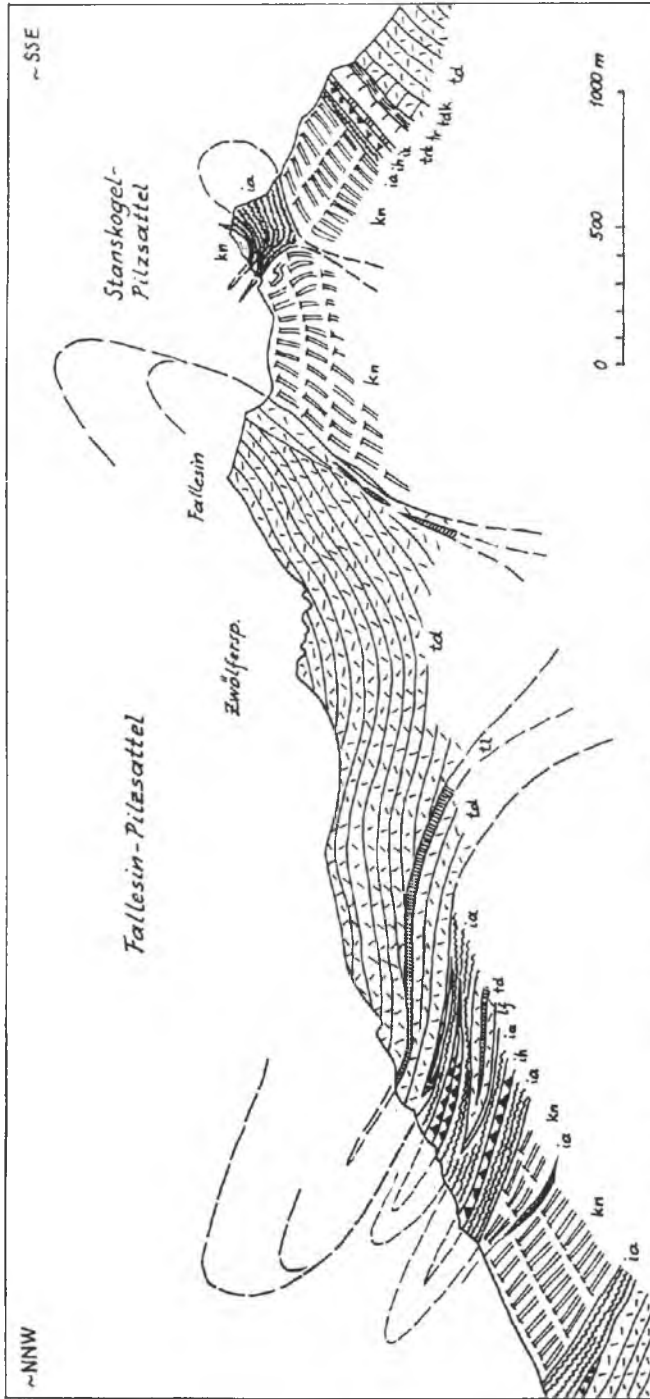


Abb. 158: Die vermeintlichen allseitigen Pilzfalten der Fallesin und des Stanskogels in den Lechtaler Alpen im Sinne von R. HÜCKRIEDEL (1958, Taf. 5, Prof. J) haben sich als echte Deckschollen erwiesen. Die Schollen liegen flach dem Untergrund auf, die hier interpretierte Form der allseitigen Pilzfalte ist unreal.

s. l. mit Scheitelmulde kann die Himmelswiesen-Pilzfalte der Randantiklinale der Frankenfeser Decke bei Wien dienen, wie sie G. ROSENBERG (1961, S. 173 und Taf. 6) zur Darstellung gebracht hat – Abb. 157.

Für allseitige kalkalpine Pilzfalten bleibt nach Revision der zahllosen in jüngster Vergangenheit zülig zu Pilzfalten umgedeuteten echten Deckschollen der westlichen Kalkalpen kaum mehr ein weiteres gültiges Beispiel übrig. Es waren ja ausgehend von der Larsenscholle der Krabachjochdecke westlich von Imst (C. W. KOCKEL, 1954) über die Griesstalerspitz-Deckscholle der Inntaldecke bei Kaisers und die ideale Deckscholle der Fallesin südlich davon (R. HUCKRIEDE, 1958, S. 381, 383; Taf. 5, Prof. J) – vgl. Abb. 158 – bis zur Krabachjoch-Doppelklippe (K. KOCH, 1966, S. 620) und den weiteren Klippen der Umgebung damals alle Strukturen als solche allseitige Pilzfalten gedeutet worden (vgl. C. W. KOCKEL, 1960, S. 41 ff.). All die erwähnten Elemente sind von O. AMPFERER aber zu Recht als Deckschollen kartiert worden und fallen als Beispiele für Pilzfalten weg. Es scheint, daß als eine zwar nicht ideal geformte, aber mögliche allseitige Pilzfaltenstruktur nur das Karhorn SE Warth im oberen Lechgebiet nach der Darstellung von M. RICHTER & R. SCHÖNENBERG (1955, S. 60) und besonders W. STENGEL-RUTKOWSKI (1962, S. 542, Abb. 3–4, 6) übrig bleiben dürfte, obgleich diese Struktur noch unsicher ist, da sie noch keine Revision erfahren hat – Abb. 159.

Die zahlreichen schönen Halbklippen, Streifenklippen und Doppelhalbklippen, die sich im Grenzbereich von Lechtal- und Allgäudecke in den Allgäuer Alpen und Vilser

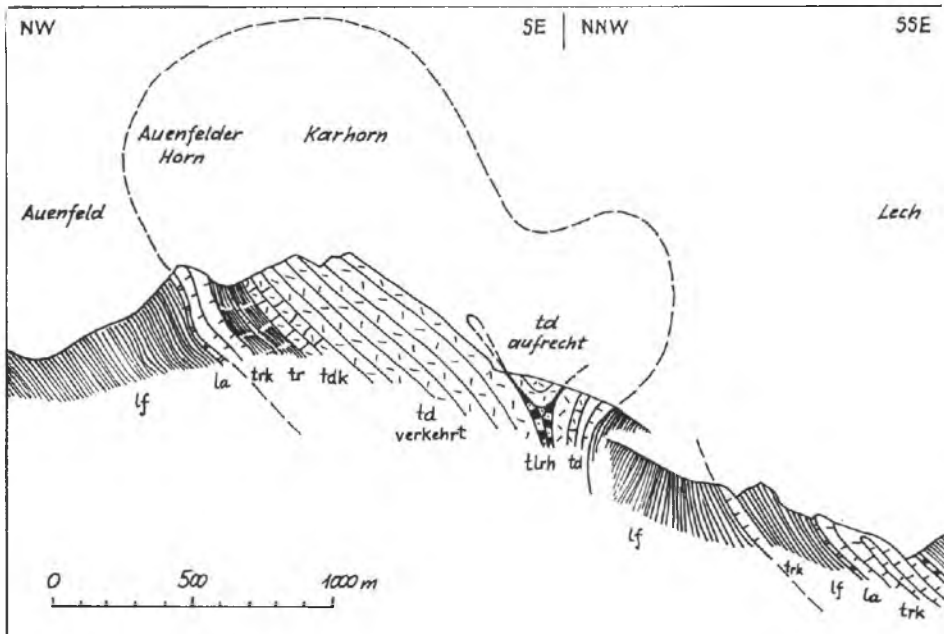


Abb. 159: Das Karhorn bei Warth am oberen Lech als Beispiel für eine allseitige Pilzfalte. Profil nach W. STENGEL-RUTKOWSKI, 1962, Abb. 6/III.

Alpen vorfinden, waren ja ebenfalls im Zuge dieser Umdeutung als bivergente langgestreckte Pilzfalten erklärt worden (V. JACOBSHAGEN, 1961; W. ZACHER, 1962; H. REUM, 1962), durchaus aber zu Unrecht – Abb. 160–161. Die graphische Darstellung von H. REUM, 1962, allein zeigt schon die enorme Denkschwierigkeit, die sich einer solchen Pilzfaltentheorie etwa in den Vilser Alpen entgegenstellt (vgl. Kartenskizze Abb. 139), da hier ja noch die Vilser Stirnschuppe als drittes großtektonisches Element zwischen die beiden Decken eingeschaltet ist und so eine jeweilige Einwicklung jedes einzelnen Pilzes bzw. jeder Keule in ein Futteral nötig machen würde (Abb. 160), während die Deckenlehre eine sehr viel einfachere Deutung für diese Region vorlegen

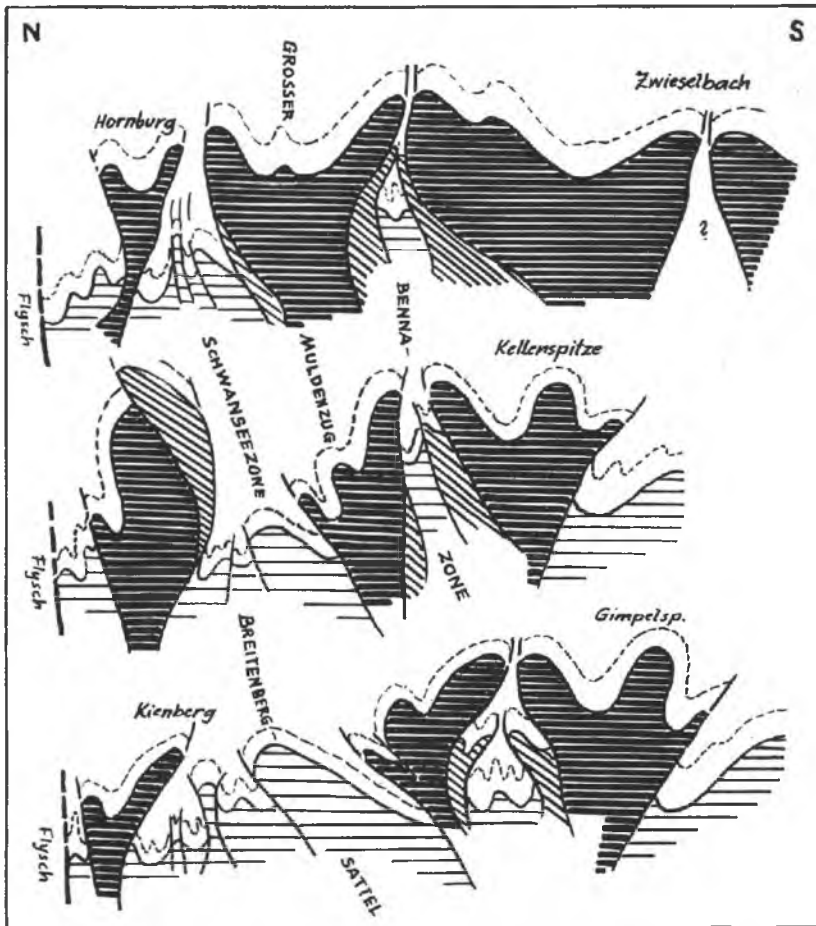


Abb. 160: Die Vilser Alpen als Pilzfaltengruppe nach H. REUM (1962, Abb. 10 pp.). Die angenommenen Narbenzonen sind beim Ausheben der „Pilze“ im Westen nirgends zu sehen. Die Vergenz der kleintektonischen Daten auf der Südseite der „Pilze“ widerspricht der Deutung direkt – aus A. TOLLMANN, 1971 b, Abb. 26.

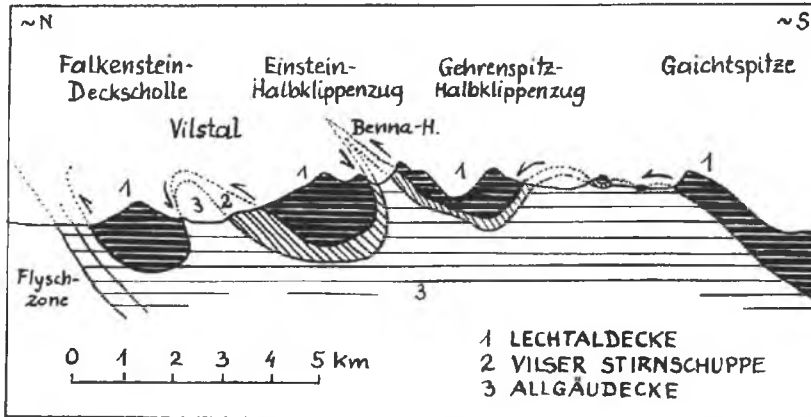


Abb. 161: Die Deutung der Vilser Alpen im Sinne der Deckentektonik. Allgäu-Decke, Vilsener Stirnschuppe und Lechtaldecke lagern übereinander und sind noch von der jüngeren Deckenfaltung gemeinsam betroffen (A. TOLLMANN, 1971 b, Abb. 30).

kann (Abb. 161), die noch dazu den Vorzug hat, daß die in der Natur beobachteten kleintektonischen Vergenzrichtungen mit den dort geforderten Großbewegungen übereinstimmen, während sie bei der Pilzfaltentheorie auf der Südseite der „Pilze“ in Widerspruch zur nötigen Südvergenz stehen. All diese Halbklippen der Vilser und Lechtaler Alpen fallen demnach ebenfalls als Beispiele für die Pilzfalten aus.

2. Autochthone Klippen (klippe autochtone; autochthonous klippe)

Über diesen Typus wurde schon im Zusammenhang mit der Besprechung der Klippentypen S. 305 f. referiert, dort wurden auch die entsprechenden kalkalpinen Beispiele angeführt. Es gilt ebenso wie für die zuvor genannte Struktur, daß nach Revision der westlichen Kalkalpen dort nur wenige autochthone Klippen gegenüber den seitlich eingeschobenen echten Fernklippen übrig geblieben sind. Der Unterschied jener Formen, die aus einer Faltenanlage hervorgegangen sind, gegenüber den Pilzfalten liegt in der allseitigen tektonischen Loslösung von den Junggesteinen der Unterlage, also in der durch die Störungsgrenzen vollkommenen Individualisation, wie etwa C. W. KOCKEL (1960, S. 43) betont hat.

3. Autochthone Decken (nappe autochtone*; autochthonous nappe*)

Begriff: Der als Wortbildung eigentlich recht paradoxe Begriff „autochthone Decken“ ist von F. LOTZE (1934, S. 1; Abb. 1–4) für beiderseits bzw. allseits aus dem Untergrund ausgepreßte, durch Überschiebungen vom Umland getrennte, den Jungschichten der angrenzenden rahmenden Teile auflagernde, große Gesteinskörper in der Dimension von echten seitlich eingeschobenen Decken aufgestellt worden. Der

Begriff ist eine Fortbildung des im gleichen Artikel von F. LOTZE aufgestellten Ausdrucks „autochthone Klippe“ nur durch die Dimension unterschieden. Hier wie dort kann die unter relativer Autochthonie nun dem Umland auflagernde Einheit durch Faltung oder durch zwei- bis mehrseitige ein- oder mehrphasige Ausschuppung entstanden sein. Der Begriff kann nicht einfach im Sinne von K. SCHMIDT (1968, S. 1) in die Synonymie von autochthoner Klippe gestellt werden, er deckt sich mit diesem ebenso wenig wie etwa Klippe mit Decke, Schuppe mit Decke oder Steilfalte mit Schlinge etc. Diese Begriffe sind jeweils durch ihre Größenordnung unterschieden.

Vergleichbare, aber nicht ganz gleichwertige Strukturen liegen in den parautochthonen „Schollen“ oder „Massen“ vor, Begriffe, bei denen eine nennenswerte Größendimension mitbeinhaltet ist, die ferner zur näheren Charakterisierung gegenüber der Umgebung durch Zusätze wie „exotisch“ oder „endemisch“ gekennzeichnet werden können. Ein gewisser Unterschied zu diesen Strukturen liegt nunmehr nicht in der Dimension, sondern in der Eigenart der Lagerung, da Schollen und Massen gegenüber der Umgebung ganz oder auch nur teilweise tektonisch getrennt sein können und diese tektonischen Kontakte durch Brüche, Blattverschiebungen, durch Aufschuppungen, Unterschiebungen oder durch andere Störungen repräsentiert sein können. Für den Begriff autochthone Decke aber wäre die erwähnte allseitige vollständige Ablösung vom Untergrund und die Ausschubung gegen oben hin, also die mehr oder weniger vollständige tektonische Überlagerung über dem Rahmen wesentlich.

Historische Anmerkung: Ebenso wie der Begriff autochthone Klippe (siehe S. 305) ist der vorliegende Begriff an ein unzutreffendes Typusbeispiel gebunden gewesen: die große, scheinbar nach Süden und Norden über viele Kilometer hin zentrifugal überschobene „autochthone Decke“ LOTZES, das sogenannte Igouze-Massiv in den westlichen Zentralpyrenäen Frankreichs besteht nicht aus einer aus dem Untergrund ausgewürgten und dann beiderseits oder allseitig überschobenen paläozoischen Masse, die über Keuper und Jura bis Kreidesequenzen auflagert, sondern sie besteht nach der neuen Untersuchung des Raumes durch M. CASTERAS (1969, Kt.) – von der Südüberschiebung von Paläozoikum am Südrand der Masse abgesehen – in der Hauptmasse aus einem dem Karbon nur äußerlich ähnlichen Alb-Cenoman-Flysch, der dem Untergrund (Paläozoikum, Trias, Jura) störungsfrei normal-transgressiv auflagert! Man wird also für diesen seltenen, aber anscheinend doch realen Typus der autochthonen Decke ein anderes Typusbeispiel wählen müssen (siehe die folgenden kalkalpinen Beispiele).

Kalkalpine Beispiele: In den Kalkalpen liefern die Hallstätter Zone und die angrenzende hochalpine Region die besten Beispiele für autochthone Decken. Durch zum Teil fast perfekte Imitation echter Deckenstruktur war auch der noch immer nicht beendete lange Disput um die Stellung mancher Schollen dieses Raumes begründet gewesen. Ohne daß die Frage noch endgültig abgeklärt ist, erscheint heute aller Wahrscheinlichkeit nach die Lammere-Masse zwischen Torrener Joch und dem Westrand der Dachsteindecke als eine autochthone Decke einstuftbar zu sein. Sie besitzt einerseits alle nötigen Kriterien für den Begriffsbestandteil „Decke“, nach Dimension, nach tektonischer Begrenzung und vor allem nach der eindeutigen tektonischen Überlagerung über dem Rahmen im Norden gegen das Osterhorn-Tirolikum hin und gegen Süden gegen das Tennengebirge, wo eine Reihe von Fenstern im Körper

dieser Decke auftaucht (vgl. Zusammenstellung der Deckeneigenschaften bei A. TOLLMANN, 1968 d, S. 228 ff.), sie ist aber andererseits nach sich immer weiter mehrenden Daten als relativ autochthon aufzufassen, vor allem auf Grund der Einbindung des Hohen Göll in den tirolischen Untergrund (vgl. W. DEL-NEGRO, 1950, S. 111) – wenn man diesen Berg als Bestandteil der Lammermasse wertet. Der fazielle Unterschied dieser in der Hauptsache Zlambachfazies umfassenden Einheit gegenüber dem Rahmen in Dachsteinkalkfazies machte eine tektonische Isolation dieses Streifens verständlich, auch wenn noch Teile der Dachsteinkalkfazies streckenweise an den Rändern der Großscholle mit dieser in Verband geblieben sind („autochthone Vielfaziesdecke“).

Ein anderes – wenn zutreffend – exzellentes Beispiel einer autochthonen Decke wäre die zuletzt von W. SCHLAGER (1967 a, 1967 b) als relativ autochthon gewertete *Dachsteindecke*, die in geradezu idealer Form fast ringsum die angrenzenden Hallstätter Schollen und tirolische Rahmenteile überschiebt, auch im Süden die Hallstätter Zone entsprechend überlagert und gegen Westen hin zumindest an bruchtektonischen Linien gegen die Lammermasse abgegrenzt ist. Auch hier ist die Diskussion um die Stellung dieser Masse noch nicht abgeschlossen.

Das dritte Beispiel von heute bereits gut gesicherter großräumiger relativer Autochthonie eines deckenförmigen Streifens der Hallstätter Zone, nämlich der *Zlambachmasse* zwischen Tauplitzalm und Bad Goisern, für welche W. SCHÖLLNBERGER (1971, S. 144 ff.) wichtige fazielle und tektonische Argumente beigebracht hat, fällt hingegen unter eine als Untertypus der autochthonen Decke zu wertende Struktur, nämlich jene, die noch eine lokale Überschiebung durch eine höhere Decke an ihrem Innenrand erkennen läßt: hier ist das Tirolikum der Warscheneckdecke im Lawensteinzug der Zlambachmasse noch kräftig aufgeschoben. Die Isolation vom einst zugehörigen Umland hat dieser im Tirolikum verlaufende innere Hallstätter Kanal seinem Fazieskontrast zu verdanken, der durch den schroffen Gegensatz von mergelreicher, geringmächtiger Hallstätter Entwicklung zu den angrenzenden Dachsteinkalk-Riffkomplexen naturgemäß faziestektonisch wirksam geworden ist.

4. Beutelmulde (double renversement synclinal, synclinal en bourse; pouch-shaped syncline*)

Begriff: Die Bezeichnung Beutelmulde führten V. JACOBSHAGEN & C. W. KOCKEL (1960, S. 104) für eine durch beidseitige Überwallung oben eingeeengte Mulde ein, die die Struktur eines Fensters vortäuschen kann. Als Typlokalität diente die von den Autoren damals für eine derartige Struktur gehaltene *Benna-Deckensattelzone* im Pilgerschrofen-Profil der Hohenschwangauer Alpen in den westlichen Nordkalkalpen. Die Struktur hat sich aber inzwischen wiederum als echter Deckensattel erwiesen und ist daher nicht als Beispiel für den genannten Bautypus dienlich – vgl. Abb. 10.

Die Bauform der *Beutelmulde* unterscheidet sich von jener des autochthonen Fensters durch die Überfaltungsgrenzen, während bei autochthonen Fenstern die tektonischen Kontakte zum Rahmen stets Abscherungsflächen darstellen. Wiederum könnte man wie bei den Pilzfalten auch bei der Beutelmulde von dem bei V. JACOBS-

HAGEN & C. W. KOCKEL definierten Typus mit nur beutelförmigem Querschnitt einer lang hinstreichenden Muldenzone eine als „allseitige Beutelmulde“* zu bezeichnende Struktur theoretisch abtrennen, die in allen vertikal geführten zentralen Schnitten eine Beutelform aufweist, also eine mehr oder weniger isometrische beutelförmige Gestalt zeigt – inwieweit solche extrem und wohl meist durch zwei- oder mehrphasige Einengung in verschiedenen Richtungen entstanden gedachte Bautypen in der Natur realisiert sind, muß erst geprüft werden.

Historische Daten: Die Struktur der lang hinziehenden Beutelmulde war bei Alb. HEIM (1878, S. 126) als die Synklinale einer Doppelfalte (*double renversement synclinal*) bezeichnet, später auch als Faltungsgraben (E. DE MARGERIE & Alb. HEIM, 1888, S. 86, Fig. 109) deklariert und dargestellt worden.

Kalkalpine Beispiele für sich längs erstreckende Beutelmulden findet man besonders in den stark eingeeengten, steil gefalteten Nordrandzonen. So bietet etwa der „Große Muldenzug“ im Ammergebirge in manchen Profilen derartige beutelförmige Querschnitte (C. W. KOCKEL et al., 1931, S. 197; Taf. 9, Bild 18; Prof.-Taf., Abb. 19). Auch noch auf den Profiltafeln zum Blatt Murnau sieht man in den Profilen durch den großen Muldenzug im Bereich des Ammertales sowie im Profil durch das Bayrische Synklinorium auf der Profiltafel zu Blatt Tegernsee, Prof. 2, Beutelmulden verzeichnet (P. SCHMIDT-THOMÉ, 1955; 1953). Derartige Mulden können durchaus in einem Faltungsakt entstehen, während die durch randliche Überschiebung gekennzeichneten autochthonen Fenster in allen angegebenen Beispielen einer mehrphasigen Tektonik ihre Entstehung verdanken. Ein Beispiel für eine „allseitige Beutelmulde“ liegt in den Nördlichen Kalkalpen nicht vor.

5. Autochthone Fenster (*fenêtre autochtone; autochthonous window*)

Diese Erscheinung wurde mit all ihren Untertypen bereits im Kapitel „Fensterstrukturen“ S. 322 ff. erörtert und an kalkalpinen Beispielen illustriert (Abb. 150–152), so daß hier darauf verwiesen werden kann. Eine Art von Vorstadium von langgestreckten autochthonen Fenstern stellen grabenförmige Klemmschollen bzw. schmale *Klemmstreifen* (*pincées* – vgl. z. B. J. GOGUEL, 1952, S. 162, Abb. 115; *horses*) dar, bei denen eine schmale grabenartige Scholle in erster Phase versenkt, dann aber in zweiter, durch Einengung gekennzeichneter Phase zu einem extrem engen, aber oft weithin verfolgbaren, abgesenkten, zusammengepreßten, auch in sich gefalteten Span verwandelt worden ist – das Typusbeispiel hierfür liegt im Juragebiet.

A. Grundzüge des bruchtektonischen Zyklus im Deckenland

Wesen und Eigenart der Bruchtektonik im Deckenland, im alpin geformten Deckengebirge, ist bisher ungleich stiefmütterlicher untersucht worden als die Auswirkung des bruchtektonischen Geschehens im außeralpinen Gebiet, wo sie seit langem Gegenstand intensiver Forschung darstellt. Sogar eine systematische Bestandsaufnahme der bruchtektonischen Strukturen etwa in den Nordkalkalpen fehlte bisher, geschweige denn eine genetische Interpretation der durchaus verschiedenartigen einschlägigen Strukturen. Einzig P. SCHMIDT-THOMÉ (1953; 1954) hat einen bruchtektonischen Verformungstypus, das gekreuzte Diagonalscherflächensystem, über eine größere Region der westlichen Nordkalkalpen hin mit großer Genauigkeit verfolgt. Die übrige, über Detailstudien hinausgehende regionale tektonische Forschung in den Kalkalpen war hingegen – ebenso wie jene in den Ostalpen überhaupt – in erster Linie mit der Untersuchung des Deckenbaues so beschäftigt, daß ihre Kraft hierdurch gebunden erschien. Bei Forschern aus der Richtung der gebundenen Tektonik wie etwa R. SCHWINNER (1951, S. 211, Abb. 12) scheinen bei den wenigen übersichtsmäßig gehaltenen bruchtektonischen Skizzen der Ostalpen ganz verschiedenartige Linien auf den „Bruchstörungskarten“ auf, zum guten Teil mischen sich flache Deckengrenzenausstriche bei – so auch noch bei E. CLAR (1965, Taf. 2), auf der die V-förmigen Figuren in den Ostalpen ganz heterogene tektonische Flächen umfassen (vgl. hierzu A. TOLLMANN, 1970 d, S. 41 ff.), so daß eine sinnvolle Deutung der Bruchtektonik auf Grund der uneinheitlichen Basis nicht möglich war.

Meist hat man – zugleich dadurch der Frage nach den spezifischen Ursachen bestimmter Störungslinien oder Störungsgruppen entgehend – angeführt, daß diese Linien aus älteren, voralpidischen Strukturen des Untergrundes durchgepaust worden seien, hat somit die Frage der Bruchtektonik scheinbar beantwortet, in Wahrheit aber nur um einen oder mehrere orogenetische Zyklen zurückverlegt. Analysiert man aber die Angaben über die Gründe der *Durchpaus-Hypothesen* in den Beispielen der Ostalpen, so zeigt sich, daß die Basis für derartige Schlußfolgerungen fast stets unzulänglich ist (vgl. A. TOLLMANN, 1970 d, S. 65 ff., S. 77 ff., Abb. 21). Während im konsolidierten Vorland große, alte, voralpidische Hauptlinien in der Zeit des alpidischen Zyklus mit Vorliebe als präformierte Schwächezonen der Erdkruste remobilisiert wurden, wie an zahlreichen Beispielen echt belegbar, bewirkte die völlige Mobilisation des Untergrundes im alpinen Orogen das Auslösen der Bedeutung der älteren vertikalen Strukturen gegenüber den großen, neu entstandenen, in der Wurzelzone in große Tiefen hinabsetzenden Deckenbahnen. Hier hat bis in jüngste

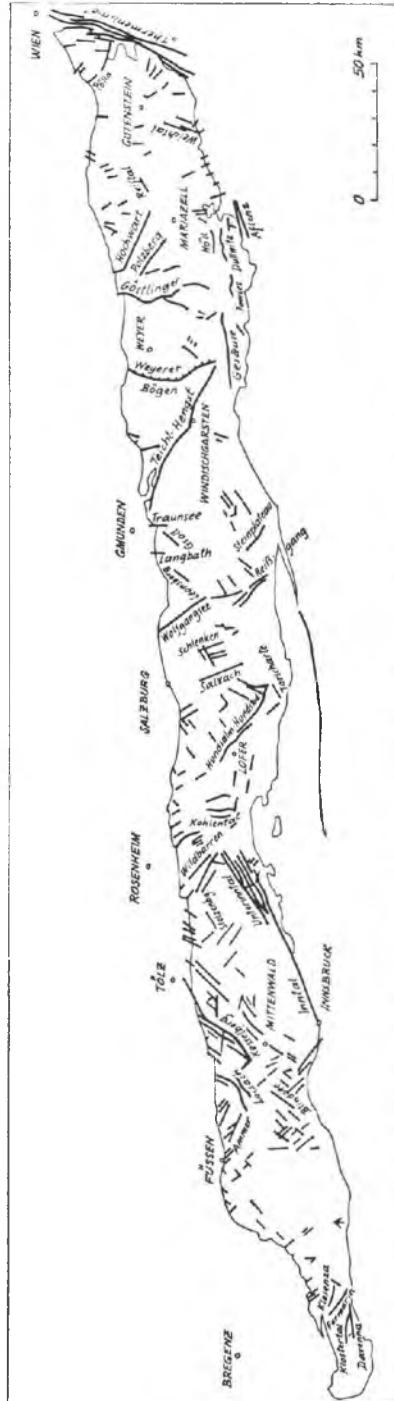


Abb. 162: Die wichtigsten bruchtektonischen Störungen in den Nördlichen Kalkalpen. Nach A. TOLLMANN, 1969 b, Taf. 1, ergänzt.

Zeit eine kräftige Fehleinschätzung der Situation zufolge der bedingungslosen Gleichsetzung von erstarrtem Sockel und Orogen geherrscht.

Es erschien daher durchaus lohnend, die Hauptleitlinien der Bruchtektonik in den Ostalpen zu erfassen und durch erkennbare Altersbeziehungen der verschiedenen typologisch gut umrissenen Bruchstrukturgruppen eine altersmäßige und auch genetische Beziehung zu der ja zum Teil noch gleichzeitig damit ablaufenden deckentektonischen Gestaltung zu knüpfen. Abb. 162 gibt einen auszugsweisen Überblick über die bruchtektonischen Hauptstörungen in den Nordkalkalpen. Diese Analyse der Bruchtektonik der Ostalpen, vom Verfasser 1969 b und 1970 d mitgeteilt, hat zu einem sehr klaren und sehr eindeutigen Ergebnis geführt, das in seiner engen Kausalbeziehung zum deckentektonischen Geschehen und in seiner logisch-konsequenten zyklischen Wiederholung im Ablauf der Strukturbildung bei Eingliederung neuer randlicher alpiner Zonen doch überrascht hat. Ein bruchtektonischer Gesamtzyklus setzt jeweils noch im Geosynklinallstadium (a) mit aus der Tiefe diktierten Setzungsstrukturen ein, umfaßt im Hauptabschnitt der Orogenese (b) stockwerksgebundene transportierte bruchtektonische Einengungsstrukturen, und zwar in der Zeit des Deckenschubes Grenz- und Überschiebungsblätter, die senkrecht zum Stirn- oder Hinterrand einreißen, hierauf anschließend Verschiebungsblatt-Staffelsysteme, dann Longitudinalpressungsbrüche, schließlich bereits nach dem Zuruhekommen des Deckenschubes das die Hauptmasse der Bruchstrukturen liefernde gekreuzte Diagonalscherflächensystem mit rhombisch-symmetrischer Anordnung zur erzeugenden Kraft, die noch immer in der zuvor den Deckenschub verursachenden, weiterhin gleichgerichteten, aber schwächer wirkenden Einengung des Orogens beruht, dann aber im Spätstadium, das wiederum zur Kratogenese neigt, (c) abermals aus der Tiefe diktierte Strukturen, wie zunächst (die noch nicht sicher zeitlich einreihbaren Seitenverschiebungen und) die longitudinalen Zerrungsbrüche, hierauf gewaltige Transversalgräben beim Durchtritt von Zerrbruchsystemen und schließlich ein Überwiegen der Undation, nur noch von untergeordneten, bis in die Gegenwart hinein wirksamen bestimmten aktiven Bruchlinien überlagert.

Da in diesem Ablauf eine enge Beziehung zum deckentektonischen Geschehen besteht und die Kausalität dieses bruchtektonischen Zyklensystems im Orogen noch nicht allgemein bekannt geworden ist, andererseits gerade die Nordkalkalpen mitbestimmend für die Aufstellung dieser Ordnung gewesen sind, soll hier noch anhangsweise eine ganz kurz gehaltene Übersicht über die Bruchformung des kalkalpinen Deckenlandes angeschlossen werden.

B. Die altersmäßige Abfolge der bruchtektonischen Struktursysteme im alpidischen Zyklus

1. Längssetzungsrisse; Setzungsrisse

Im Zusammenhang mit der zu erwartenden Dehnung der Teilgeosynklinalen im Zuge der frühalpidschen Absenkung, die in den Nordkalkalpen im höheren Perm und in der Trias abläuft, sind große, längsorientierte Absetzungsrisse als früheste Bruchgestaltung zu erwarten. Da sie aus der Tiefe, vom Untergrund her diktiert werden, ist ein tiefes Hinabsetzen, zugleich aber ein Empordringen von Ganggesteinen und von Erzlösungen an solchen Setzungsrisse zu gewärtigen. O. FRIEDRICH (1968, S. 31 ff.) hat am ausführlichsten über die Ausbildungsweise solcher frühalpidschen, aus der Tiefe kommenden Spalten, die gegen oben hin obliterieren, berichtet und als erfaßbare Teufenunterschiede rund 1 km in tief beschürften Kupferlagerstätten – wie der Röhrebüchl in Tirol oder dem Mitterberger Kupferbergbau in Salzburg – angegeben. Das Spaltensystem von Mitterberg kann über 10 km weit verfolgt werden. Eine altersmäßige Begrenzung der Wirksamkeit dieser Setzungsbrüche gegen oben hin wäre in Mitterberg auf Grund des Endens der Vererzung im Skyth gegeben. Die zeitliche Einstufung dieser erbringenden Längssetzungsrisse im Sinne von O. FRIEDRICH ist allerdings durchaus nicht unwidersprochen geblieben.

Nicht belegen hingegen hat sich die Hypothese von großen Seitenverschiebungen in der kalkalpinen Geosynklinalen lassen, wie sie z. B. A. G. FISCHER (1965, Abb. 5, S. 29) mit einer Versetzungsweite von 30–40 km im Lammertal und Berchtesgadener Land für die triadisch-jurassische Epoche angenommen hatte, oder wie K. DE JONG (1966, S. 104), der an eine viele hunderte Kilometer weite Seitenverschiebung der Teilgeosynklinalen der Ostalpen im Perm als Teilerscheinung der Tethys-Twist VAN BEMMELENS gedacht hat. Hier sprechen die Fazieszusammenhänge über die einzelnen verschoben gedachten Zonen hinweg klar gegen eine solche Hypothese, statt welcher man heute zur Erklärung der paläomagnetischen Daten an eine relative Verdrehung der Südalpen denkt. Derartige großräumige Schollendrehungen sind ja jüngst im Mittelmeergebiet vielfach erfaßt worden.

Ganz zweifellos ebenfalls mit der unterschiedlichen Setzung der Teilgeosynklinalen in der Trias hängt die Ausbildung der kleineren, nicht so großzügig geregelten Setzungsrisse zusammen, die besonders in den obertriadischen Sedimenten im Raum der um so vieles weniger rasch absinkenden Hallstätter Beckenfazies gegenüber den fünfmal so rasch sinkenden angrenzenden Dachsteinkalk-Plattformen als offene, submarin mit relativ jüngerem Sedimentmaterial erfüllten Spalten in Erscheinung tritt. Im Dachsteinkalk hat A. G. FISCHER (1964, S. 133 ff.) solche „neptunian dykes“ beobachtet, aus dem Hallstätterkalk z. B. haben W. SCHWARZACHER (1948, S. 40) und W. SCHLAGER (1969, S. 296 ff.) derartige, bis 80 m tief reichende, mit Hallstätterkalk geringeren Alters erfüllte Spalten beschrieben. Die Ausbildung dieser Zerrspalten ist unregelmäßig, zersplittert, verzweigt, in ihrer Lageanordnung uneinheitlich. Eine derartige Ausbildung ist zufolge der Entstehung durch Zerrung verständlich.

2. Gekreuzte Diagonalscherflächensysteme der Geosynklinalepoche

Als spätere Bildung der Geosynklinalepoche, in die Zeit der phasenhaften kräftigeren ersten Umgestaltung des Geosynklijalbodens während der altkimmerischen Phase fallend, ist die frühe und erste Anlage eines gekreuzten Diagonalscherflächensystems in diesem Zeitraum an der Trias/Jura-Wende besonders hervorzuheben. Zeigt doch ein derartiges bruchtektonisches Muster mit aller Deutlichkeit – besonders im Vergleich mit den ganz anders und unregelmäßig gestalteten älteren Zerrungsrissen – eine erste Einengung der Geosynklinale, die zur Diagonalscherflächengitter-Ausbildung führt. Das Gitter ist uns deshalb so gut erhalten und deshalb so klar datierbar, da es auf vielen Hochplateauflächen der Dachsteinkalkstöcke der Kalkalpen, wie etwa Dachstein, Totes Gebirge, Tennengebirge etc. als ein in seiner Orientierung streng diagonal ausgerichtetes und durch die – offenbar im Anschluß an die Zerschering – erfolgte Aufwölbung submarin durch fossilführenden liassischen Rotschlamm plombiert ist. Schon die erste gründlichere Untersuchung dieses mit Liaskalk erfüllten Diagonalgitters aus Spalten am Dachsteinplateau durch H. HLAUSCHEK (1922, S. 118) ergab, daß es in vollkommener Übereinstimmung mit dem jungen, tertiären Scherflächensystem steht und daß demnach die gleiche Erscheinung auf die gleiche Ursache, dem in der Winkelhalbierenden wirkenden Druck aus SSE zurückzuführen sei (vgl. ausführliche Behandlung der Frage bei A. TOLLMANN, 1970 d, S. 9 ff., Abb. 2–3). Die bei der an die Zerschering anschließenden Aufwölbung geöffneten Spalten erreichen maximale Längen von 1 bis 3 km, sie können jetzt noch bis zu 300 m Tiefe verfolgt werden und waren normalerweise einen halben bis mehrere Meter weit, in Einzelfällen aber auch bis zu 100 m breit geöffnet und von Sediment erfüllt worden.

3. Grenzblätter und Überschiebungsblätter

Begriff: Die Bildung von Grenzblättern (*décrochement plicatif**; *fold-ing tear fault**), also Blattverschiebungen mit stark unterschiedlicher Faltung der beiden aneinandergrenzenden Flügel, kam bereits während des Deckentransportes, also noch zur Zeit der deckentektonisch wirksamen Orogenese zustande. Die Einrisse in den Deckenpaketen, Decken oder Schuppen erfolgten senkrecht zur Streichrichtung, also in der ac-Richtung, parallel zum Vorschub, und zwar am Hinter- oder Vorderrand oder auch im Inneren von Einheiten. Durch die verschieden starke Faltung der Flügel ist eine einfache Abwicklung durch Verschiebung nicht möglich.

Historische Daten: Der Begriff Blatt oder Blattverschiebung (*Übersprung; décrochement; wrench fault, flaw*), der aus dem steirischen Bergbau entlehnt ist, hat durch E. SUSS (1885, S. 156) in die geologische Literatur Eingang gefunden, obgleich die Erscheinung selbst natürlich in Fachkreisen seit langem bekannt gewesen war. Eine Differenzierung in der Art der Blattverschiebungen nahm H. QUIRING (1913, S. 70 ff.) vor, indem er als „*Verschiebungsblatt*“ (*décrochement aplicatif**; *non-folding tear-fault**) Blattverschiebungen ohne nennenswerte innere Veränderungen der Struktur der beiden Flügel bezeichnete, als „*Grenzblatt*“ (*décrochement pli-*

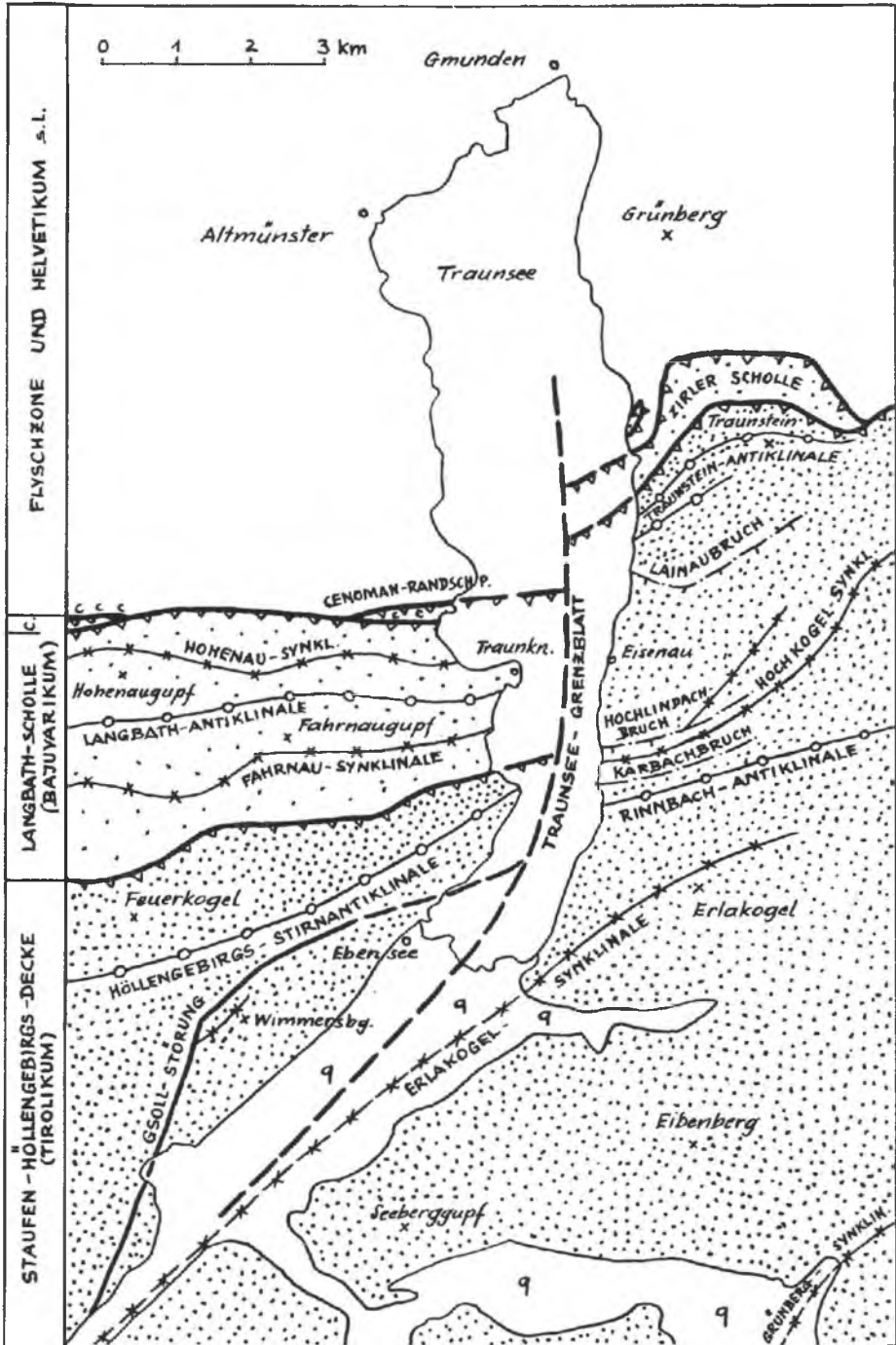


Abb. 163: Das Traunsee-Grenzblat am oberösterreichischen Kalkalpenrand (A. TOLLMANN, 1970 d, Abb. 8).

catif*; folding tear fault*) hingegen Horizontalverschiebungen anspruch, deren beide Flügel stark abweichend gefaltet sind, auf eine Anlage der Blattverschiebung während der Faltung hinweisend. Als Sonderfall des Grenzblattes, das auch mehrere übereinandergestapelte Einheiten betreffen kann, wird schließlich von diesem Autor noch das „Überschiebungsblatt“ (décrochement plicatif sélectiv*; selective folding tear-fault*) getrennt gehalten, bei dem die verschieden starke Faltung der am Blatt bewegten Flügel auf eine Schubmasse, z. B. eine Decke, beschränkt sind und nicht in die tieferen Einheiten hinabgreifen.

Kalkalpine Beispiele: Am besten entwickelt sind Grenzblätter im Stirnbereich des kalkalpinen Deckenstapels: am Ht. Langbath-Überschiebungsblatt, beschränkt auf die tirolische Staufen-Höllengebirgsdecke des Höllengebirges, blieb die schöne Stirnfalte dieser Decke östlich der Störung im Alberfeldkogel um 1,4 km weiter zurück als im Westen und wurde der kräftigere Zusammenstau des Ostflügels durch Schuppung kompensiert. Einen wesentlich größeren Einriß in der kalkvoralpinen Deckenvorderpartie in Niederösterreich stellt das Göstlinger Grenzblatt dar, dessen Ostflügel stärkeren Vorschub und engere Faltung erlitten hat und dessen Bedeutung erst durch P. STEINER (1965, S. 276 ff., Abb. 1) voll erfaßt worden ist – vgl. Abb. 7 bei A. TOLLMANN, 1970 d. Als ein anormales Grenzblatt ist die seit G. GEYER (1917, S. 90, Abb. 4) im Detail bekannte Traunseestörung in Oberösterreich zu betrachten, da der wesentlich stärker gefaltete Ostflügel mit dem eindrucksvollen Faltenwurf östlich des Traunsees und der schönen Traunstein-Stirneinrollung (Abb. 93) trotzdem weiter vorreicht als der Flügel westlich des Grenzblattes, was E. SPENGLER (1956, S. 31 f.) auf einen breiteren, nach Norden ursprünglich ausgedehnteren Ostabschnitt zurückgeführt hat – Abb. 163.

Sehr eindrucksvoll sind ferner Grenzblätter, die am Hinterrand von Decken durch ungleichmäßig starken Zusammenschub und ungleiche Faltung der Flügel beiderseits des Einrisses entstanden sind. Das Gracheralm-Grenzblatt im Bereich der Puchberg-Mariazeller Linie E von Mariazell in der Steiermark liefert einen anschaulichen Typus hierfür: diese zuletzt von E. SPENGLER (1931 b, S. 494, 528) ausführlich geschilderte Struktur, in der der stark gefaltete Jura des Westflügels dem ruhig liegenden Hauptdolomit der Ostscholle gegenüberliegt, entstand in einem südlichen Abschnitt der Göllerdecke unter dem vorgosauischen Anschub der Mürzalpendecke, unter deren Wucht die südlicheren Karbonatgesteinsmassen der Göllerdecke abgepreßt worden sind, so daß hier in letzterer gleichsam ein neuer Hinterrand entstanden war, der entlang des N-S ziehenden Gracheralmblattes so verschiedenartig geformt worden war – Abb. 164.

Ebenso instruktiv wirkt das Leonsberg-Überschiebungsblatt, an dem wiederum der Hinterabschnitt des dahinter unter der Masse der Dachsteindecke abgequetschten Tirolikums östlich vom Wolfgangsee in Oberösterreich eine in beiden Flügeln stark differierende Faltung erfuhr, wie ebenfalls schon E. SPENGLER (1913, S. 276) hervorgehoben hat: das Schafbergssystem des Westflügels, das durch die Faltung um 2,3 km eingeengt worden ist, schneidet an diesem Überschiebungsblatt scharf ab, der Ostflügel aus Hauptdolomit des Gartenzinkens und Leonsberges liegt flach und ruhig. Das Blatt läuft gegen Norden hin aus und demonstriert die Wirkung der von Süden her andrängenden Dachsteinschubmasse – Abb. 165.

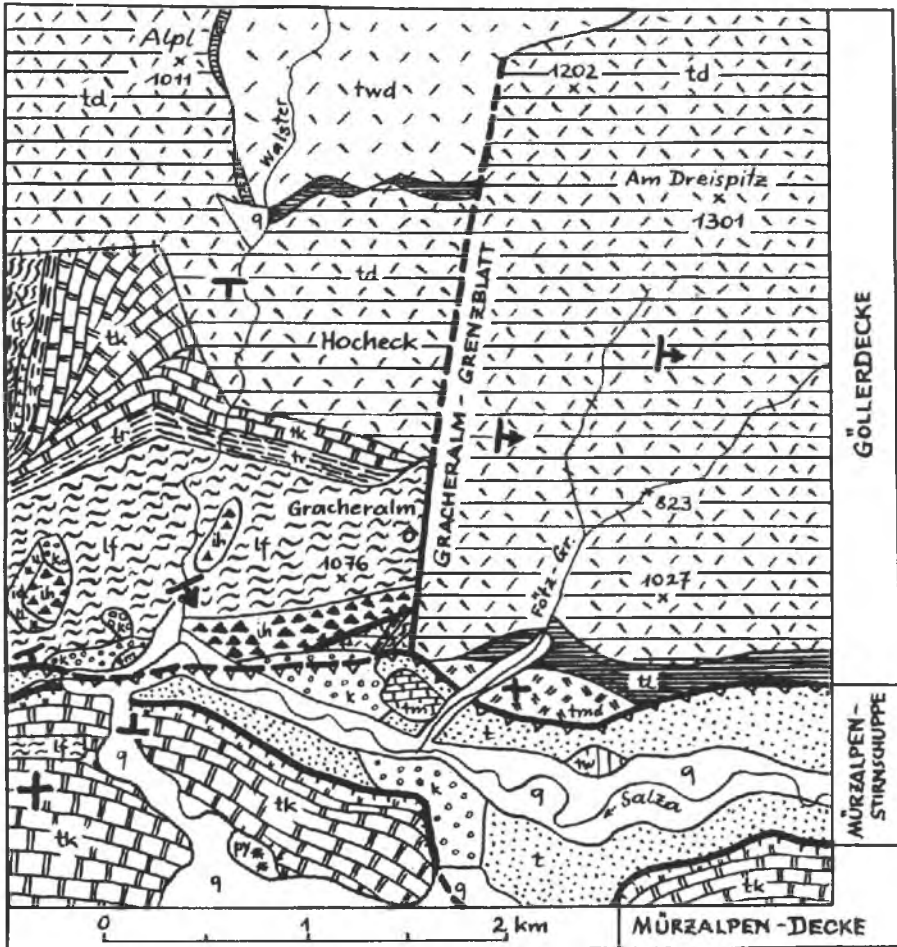


Abb. 164: Das Gracheralm-Grenzblatt als Beispiel eines Deckenhinterrand-Grenzblattes (A. TOLLMANN, 1970 d, Abb. 10).

Als Beispiel für eine innere Grenzblattstörung endlich sei auf das Kohlentäl-Überschiebungsblatt am Ostrand der Kaisergebirgs-Scholle in Tirol verwiesen, an dem das Kaisergebirge gegenüber dem angrenzenden Tirolikum herausgepreßt und sonderbarerweise stärker gefaltet worden ist als der im Osten fortsetzende heutige Sockel (vgl. A. TOLLMANN, 1970 d, S. 29).

Eine spezielle Behandlung verdient eine aus einem gewaltigen Grenzblatt entwickelte Großstruktur eigener Art in den östlichen Kalkalpen: die berühmte Struktur der Weyerer Bögen im Raum zwischen St. Gallen und dem L. v. Buchdenkmal am Ostrand der oberösterreichischen Kalkvoralpen. Diese Struktur zeigt ein Abreißen aller von Westen herankommenden voralpinen Einheiten, Decken und Faltenzüge, die unter die die einstige östliche Fortsetzung dieser Elemente enthaltende,

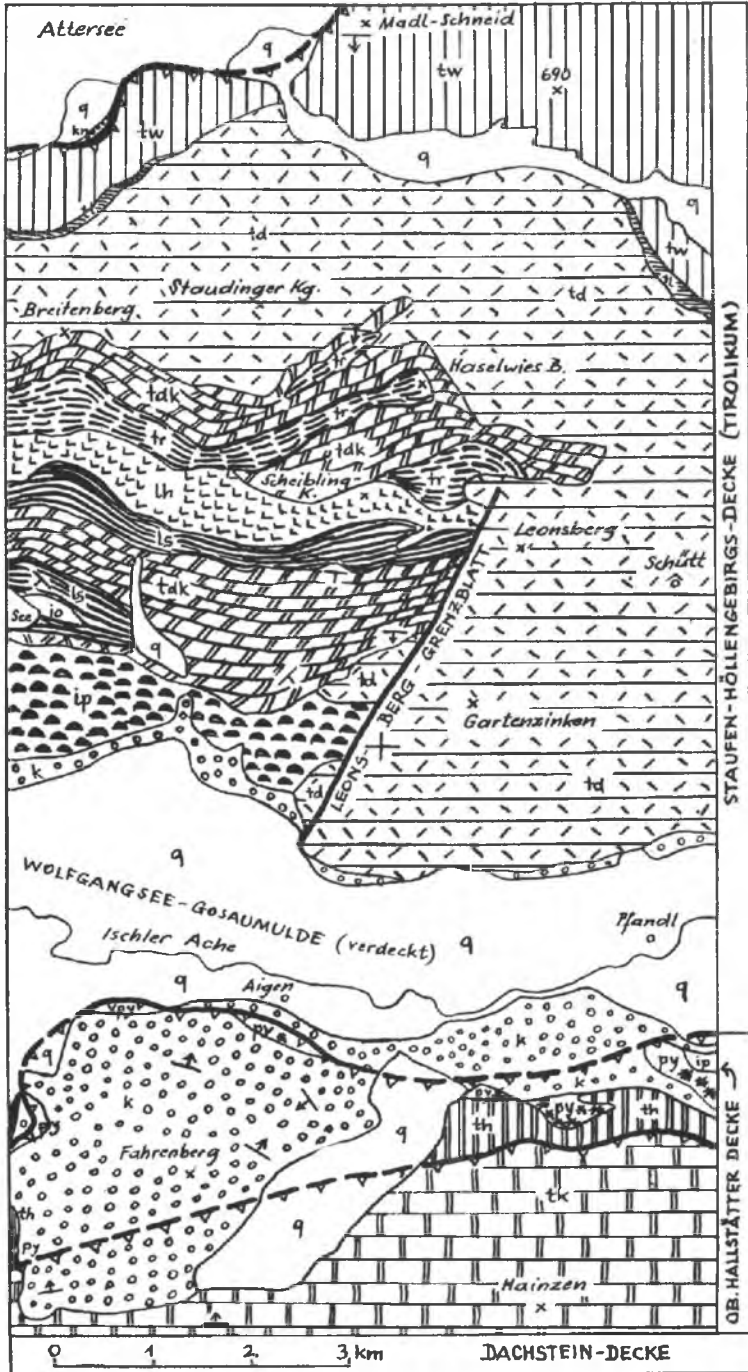


Abb. 165: Das Leonsberg-Überschiebungsblatt als Beispiel eines Grenzblattes am Hinterrand einer Decke (A. TOLLMANN, 1970 d, Abb. 9).

östliche Großscholle abtauchen. Diese Ostscholle aber ist mit ihrem freien Westende aus der allgemeinen W-E Streichrichtung der Kalkalpen herausgedreht und schwenkt unter Längung und Ausdünnung aller ihrer Zonen gegen innen hin und mehr und mehr gegen Süden ein, so daß die randlichsten Elemente der Kalkalpen wie Cenoman-Randschuppe und Frankenfesler Decke schließlich bis über 30 km weit ins Innere der Kalkalpen eingedreht sind. Die Deutung dieser Struktur hat naturgemäß mit Fortschreiten der detaillierten Forschung vielfältigen Wandel erlitten. Durch spezielle Studien der neueren Zeit (A. TOLLMANN, 1964 b, P. STEINER, 1965; 1968; K. POLL, 1972) ist man heute endlich zu einer befriedigenden Erklärung gekommen, nachdem es sich immer deutlicher gezeigt hat, daß die alte Theorie von einer primären geosynklinalen Bogenanlage (noch bei E. SPENGLER, 1959, S. 244 und Taf. 4 vertreten) und die Wirkung der ragenden Buchdenkmal-Granitklippe nach deren Entwurzelung nicht anwendbar war, aber auch die Vorstellung vom Durchpausen von alten Richtungen der Böhmisches Masse (H. KÜPPER, 1960) oder des zentralalpinen Untergrundes (E. CLAR, 1965, S. 20) nicht in Frage kommen, da die bogenförmige Eindrehung in der hierfür entscheidenden Zeit der Deckenbildung und der orogenetischen Hauptprägung in der Oberkreide noch nicht vorhanden war, sondern die Einheiten W-E durchliefen, in ihrem derartigen Verlauf durch die Laussa-Groß Raminger Gosau fixiert, und daß erst in tertiärer Zeit beim Vorschub der Kalkalpenplatte über die randalpinen Zonen nachgosauisch, die Laussa-Gosau überschiebend, die Eindrehung erfolgte. Das sich heute aus allen verfügbaren Daten ergebende Bewegungsbild der Weyerer Bögen ist demnach wie folgt zu verstehen (A. TOLLMANN, 1970 d, S. 39 ff.): In der Geosynklinalzeit bestand ein normaler Westostverlauf der kalkalpinen Zonen ohne Knickung, wie die Rekonstruktion der durch lange Zungen mehrfach verzahnten Subfaziesräume durch den Verfasser (1964 b, S. 115) in aller Klarheit ergeben hat – Abb. 166. Die Deckenbildung und die interne Großfaltung zu lang hinziehenden Faltelementen in vorgosauischer Zeit betraf ebenfalls noch einen ungestörten W-E durchlaufenden Gesamtzug, wie die gut begründete Parallelisierung aller Elemente beiderseits der nachmaligen Störung durch P. STEINER (1965, S. 277) bestätigt. Der Einriß, der zur späteren Eindrehung des Ostflügels führte, war also erst nach der Deckenübereinanderstapelung erfolgt: man kann das Aussehen dieses ehemaligen Einrisses sich sehr gut aus dem Vergleich mit ganz der gleichen, nahe östlich davon vorhandenen zweiten solchen Einrißstelle, dem Göstlinger Grenzblatt, vorstellen, wo die kalkalpinen Flügel noch in ursprünglicher Anordnung erhalten und nicht herausgerissen und verdreht sind. Diese großen Einrisse bildeten sich hier und in anderen kalkalpinen Stirnabschnitten beim nachgosauischen Vorschub der Kalkalpen in der endeozyänen pyrenäischen Phase über dem damals trocken fallenden helvetisch-ultrahelvetischen Raum und der Flyschzone. Der im Bereich der nachmaligen Weyerer Bögen auftretende Einriß ist wohl hauptsächlich durch den Fazieswechsel von der Nordtiroler Fazies mit dem Wettersteinkalkblock im Westen und der plastischeren Lunzerfazies im Osten bedingt. Daß es gerade an diesem Einriß dann zum Ausheben des östlichen Flügels gegen Westen und zu seiner Eindrehung kam, beruht in dem gewaltigen *Querstau*, der nicht nur wie im gesamten gefalteten kalkalpinen Gebiet durch Materialplättung auch in Querrichtung, also $B' \perp B$ zustande kam, sondern hier am Ansatz zum konkaven Bogen, der in die Karpaten überleitet, durch das

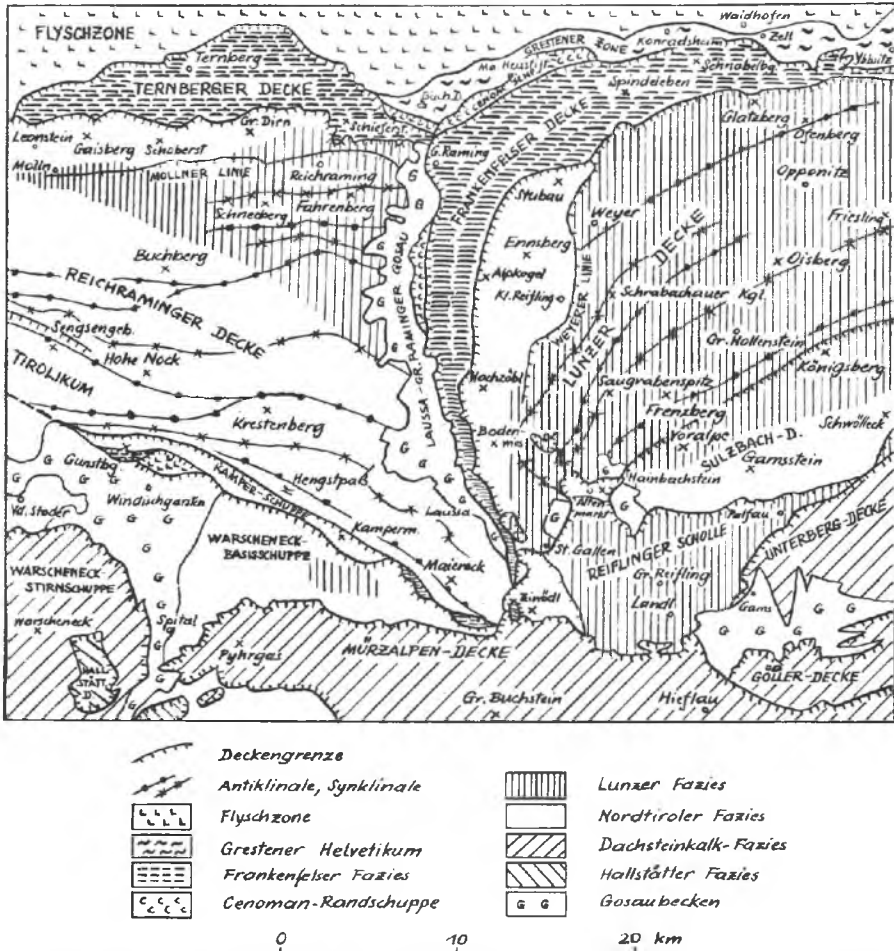


Abb. 166: Tektonofazielle Skizze der Weyerer Bögen (A. TOLLMANN, 1964, Taf. 77, Fig. 2).

zwangsweise Ausweichen der Enden dieses Bogens bedingt ist, der von einem größeren inneren konkaven Segment in ein äußeres und demnach kleineres Segment eingeschoben wurde (E. SPENGLER, 1959, S. 303; P. STEINER, 1968, S. 82). Durch das gegen Westen gerichtete Ausheben dieses westlichen Bogenansatzes an dem Weyerer Grenzblatt und durch gleichzeitiges (!) Vorwärtsschieben über den Untergrund kam es konsequenterweise durch den Reibungswiderstand und durch den gegen Westen hin fehlenden Zusammenhang zur Eindrehung des freien Westendes dieses Flügels. Das plastische Verhalten des kalkalpinen Materials ohne Überlastungsdruck und auch noch in so später Phase ist durch die Bogenbildung ebenso belegt wie etwa durch die tertiären Stirneinrollungen. Die Weyerer Bogenbildung ist demnach durch den verstärkten Seitendruck beim Übergang in den karpatischen Bogen bedingt, ist an der

nächstbesten großen Grenzblattstörung ausgelöst worden und verdankt seine Form, sein Einschwenken der Gleichzeitigkeit von Querstau und Vorwärtsbewegung zur Zeit des ausgehenden Eozäns.

Zur Analyse der Weyerer Bögen ist soeben noch eine eingehende Studie von K. POLL (1972) erschienen. Der Autor kommt darin auf Grund seiner Beobachtungen und einer Flut von Meßdaten auf einer sehr detaillierten Basis grundsätzlich zu ähnlichen Ergebnissen, wie sie zuvor mitgeteilt. Nur in bezug auf die Begründung der Anlage des ursprünglichen Quereinrisses kann den Ausführungen von K. POLL (l. c., S. 69) nicht zugestimmt werden, daß nämlich die Einrißstelle schon durch die Lage der an N-S streichenden Abschiebungen ablesbaren Senkungszone der Gosau vorgezeichnet gewesen sei: wie aus der Darstellung dieses Autors (l. c., Abb. 41, S. 67) deutlich hervorgeht, sind die wichtigsten Abschiebungen im Westflügel, in der Gosau und ebenso im bereits vollkommen eingedrehten Ostflügel der Weyerer Struktur in meridionaler Richtung angeordnet, sind demnach ein Spätprodukt und nicht Ursache für den vor der Eindrehung entstandenen Einriß. (Auch kann die Absenkung des Querstreifens nicht einfach an der jetzt hier unter der nachgosauischen Ostflügel-Überfahung herabgepreßten und dadurch in der Querzone erhaltenen Gosau abgelesen werden, da diese ja nur den eben in der hinuntergepreßten Tiefzone gut erhaltenen Rest einer einst wesentlich weiter ausgedehnten Sedimentdecke darstellt: hingegen könnten regional vergleichende sedimentologische und mächtigkeitsmäßige Gosauuntersuchungen zur Frage der ursprünglichen Quereinsenkung dieses Streifens gesicherte Daten bringen.)

Als Nachbildung der Weyerer Bögen im kleinen kann die Reinsberger Bogenbildung SE von Gresten in Niederösterreich angesprochen werden, bei der aber mangels eines so tiefen Einrisses die Ursache für die Auslösung der Gesamtspannung fehlte und nur die hier ansetzende Hohenwart-Schrägstörung Anlaß für eine Bogenbildung en miniature gab. Entfernt vergleichbar schließlich ist die schwach entwickelte Bogenbildung in der Micheldorfer Bucht in Oberösterreich.

4. Verschiebungsblattsysteme (décrochements applicatifs*; nonfolding tear-faults*)

Als Verschiebungsblätter werden im Sinne von H. QUIRING (1913, S. 71) – wie erwähnt – solche Blattverschiebungen bezeichnet, an denen keine oder keine nennenswerte Veränderung der Struktur der beiden Flügel während der Blattverschiebung zustande gekommen ist. Derartige Verschiebungsblätter treten in den Kalkalpen in manchen Abschnitten zu Staffelsystemen angeordnet auf. Sie entstanden ebenfalls noch im Zuge der Transversalbewegung bei der Deckenformung, aber in späterem Stadium als die Grenzblätter. Auch sie sind mehr oder weniger senkrecht zum Stirnrand – bei Rückfaltungen zur sekundären, rückwärts orientierten Stirn – angeordnet. Mit Vorliebe treten sie in stark gezerrten, geschleppten Schollen an Knick- und Einschwenkungsstellen des kalkalpinen Stranges auf. Die Vorwärtszerrung (bei Rückfaltung Rückwärtszerrung) wird in diesem Fall durch das Aufreißen von Verschiebungsblattsystemen erleichtert.

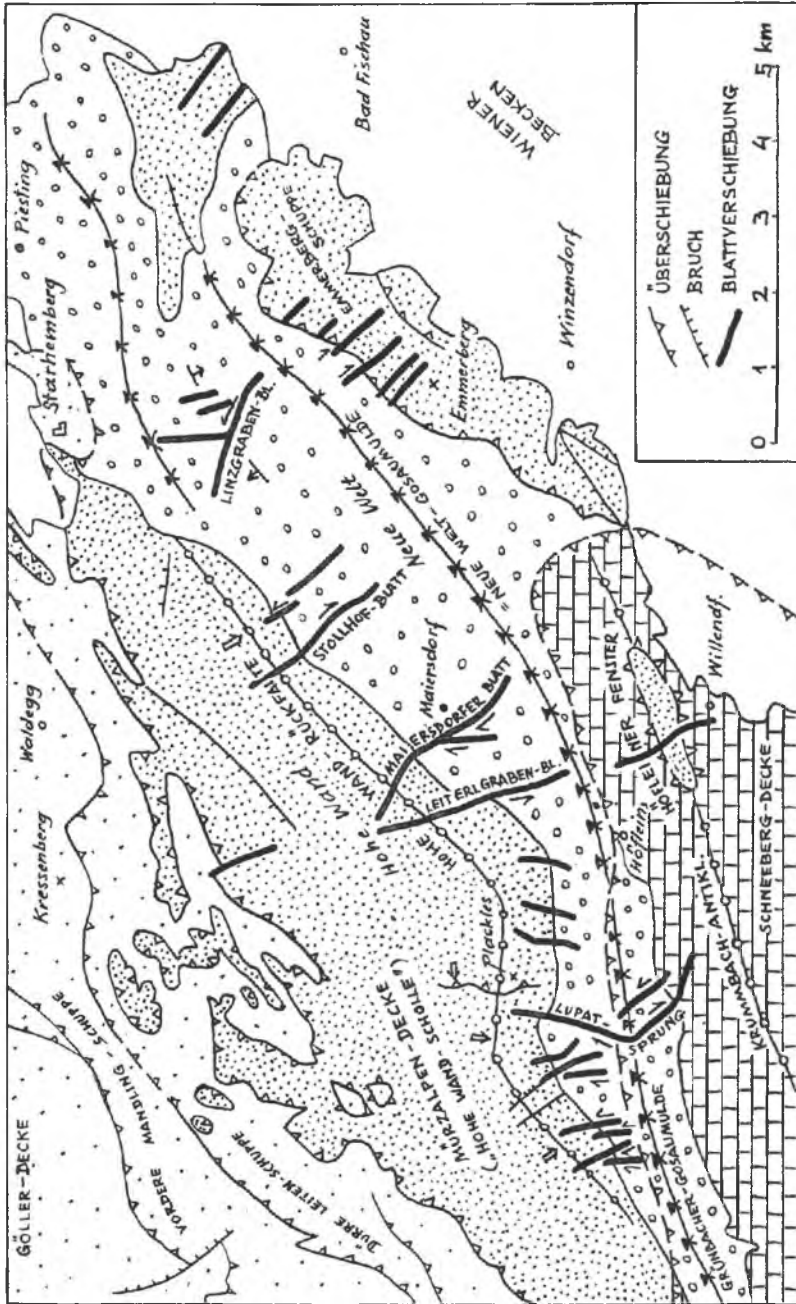


Abb. 167: Das Verschiebungssystem an der alpin-karpatischen Knickstelle der Kalkalpen im Bereich der Hohen Wand-Rückfalte (A. TOLLMANN, 1970 d, Abb. 13).

Kalkalpine und ostalpine Beispiele wurden vom Autor 1970 d, S. 34 ff., des näheren beschrieben. Am verständlichsten sind die beiden Verschiebungsblattsysteme im westlichen und östlichen Flügel der Weyerer Bögen, wo im Anschluß an die Ausbildung der Grundzüge der Weyerer Bögen die weiteren, gleichgerichteten, aber schwächeren Bewegungen zu Auslösungen derartiger gestaffelter Blattsysteme führten, so im Westflügel zum Leonsteiner Verschiebungsblattsystem, an dem z. B. im Bereich der Losensteiner Mulde bei Losenstein in der Ternberger Decke ein jeweiliges Vorrücken des Weststaffels der Bogenstruktur an den Rissen senkrecht zur Streichrichtung in alttertiärer Zeit erfolgte, während z. B. im Ostflügel am Eßlingalm- und Wentneralm-Verschiebungsblatt im Königsbergzug zu gleicher Zeit spiegelbildlich jeweils die Ostscholle vorpreschte (P. STEINER, 1968, S. 53 ff., Abb. 4). Eine eingehende Analyse der Blattverschiebungs- und Harnischsysteme des Raumes der Weyerer Bögen hat jüngst K. POLL (1972, S. 49 ff., S. 65, Abb. 39) durchgeführt.

Weitere schöne Beispiele für Verschiebungsblattsysteme liegen am Alpen-Karpaten-Knick der voralpinen Göllderdecke bei Gutenstein, wo östlich vom Bahnhof Gutenstein eine N-S streichende Schar von Blattverschiebungen ein Voreilen und Einschwenken des Ostteiles des hier betroffenen Wettersteinkalkzuges erleichtert hat (H. SUMMESBERGER, 1966, Abb. 1). Daß ein analoges Blattverschiebungssystem im Bereich des Karpatenknickes der hochalpinen Einheit der Mürzalpen-Hohe Wand-Decke sich auch im Zuge der Rückfaltung der Hohen Wand an der Knickstelle entwickeln konnte, soll Abb. 167 zeigen.

5. Longitudinale Aufpressungsbrüche (failles inverses longitudinales; longitudinal upthrow faults)

Mit dem Erlahmen des transversalen Deckenschubes und den damit in der Endphase verbundenen erwähnten Blattverschiebungssystemen tritt in dieser spätrogenen Phase mit noch gleichem Einengungssinn als nächstes ein – in den Kalkalpen allerdings untergeordnetes – System von längsorientierten steilen Aufpressungsstrukturen, Steilaufschiebungen oder Pressungsbrüchen in Erscheinung. Wiederum läßt sich eine derartige Durchprägung bis ins Kleingefüge verfolgen, wo als entsprechende Strukturen W-E streichende, steil gegen Süden oder seiger einfallende Klüfte in den bayrischen Kalkvoralpen ermittelt wurden (P. SCHMIDT-THOMÉ, 1954, S. 180). Derartige Klüfte sind als Längselement des „Clooschen Flächensystems“ zu werten.

Als kalkalpines Typusbeispiel für diese Art der longitudinalen Aufpressungsbrüche sei die Rothwand-Störung W und NE vom Walchensee in Bayern erwähnt (vgl. G. MÜLLER-DEILE, 1940, S. 58 f., Kt.) oder die ihr ähnliche nördlicher gelegene Heckenbach-Aufschleifung. Für die zeitliche Einstufung dieser Längsstörungen ist wesentlich, daß sie durch das sogleich im folgenden zu besprechende diagonale Scherflächensystem der Kesselberg-Blattverschiebung durchschnitten und um 1–3 km versetzt werden, so daß das höhere Alter dieser Längsstörungen gegenüber dem Diagonalsystem deutlich wird.

6. Das rhombische zweischarige gekreuzte Diagonalscherflächen- und Blattverschiebungssystem (*décrochement conjugués obliques, réseau des jointes et failles congénères obliques en double système conjugué; conjugate sets of intersecting diagonal joints and wrench faults*)

Der bruchtektonische Hauptakt der Schlußphase der orogenen Einengung bringt im gesamten Raum der Kalkalpen eine intensive, die übrigen Bruchstrukturen an Dichte und Intensität bei weitem übertreffende Felderung des kalkalpinen Gebirges vom Kleinbereich der Klüftung bis zu den großen Schrägbruchsystemen durch die Anlage eines diagonalen Scherflächensystems rhombischer Symmetrie mit zwei sich unter spitzem, rechtem oder stumpfem Winkel kreuzenden Schrägstörungspaaren. Die durchgreifende Prägung durch dieses System verblüfft nicht nur in ihrer regionalen Ausdehnung, sondern auch in ihrem Tiefgang, da sie den gesamten Deckenverband ergreift und in vertikaler Anordnung kilometertief durch die Teileinheiten der Kalkalpen durchsetzt, wie Stollenbauten gezeigt haben. Dieses gekreuzte Diagonalscherflächensystem ist eines der seit längster Zeit bekannten bruchtektonischen Formungselemente: im Experiment ist es seit A. DAUBRÉE (1879, 300 ff., Abb. 93, 94 bzw. 1880, S. 230 ff., Abb. 93, 94) über F. LOTZE (1933, S. 195), H. CLOOS (1936, S. 255) und unzählige andere Forscher bis herauf zu R. HOEPPENER (1953, S. 140) immer wieder als das am dominierendsten sich ausbildende System, gern im Sinne von F. RINNE (1903, S. 175) als „Mohrsches Flächensystem“ bezeichnet, untersucht worden. Als „Cloos'sche Flächen“ werden nach C. STIELER (1922, S. 666) die sich in Richtung des herrschenden Druckes und senkrecht darauf bildenden Kluft- und Störungflächen (also Quer- und Längsflächen) bezeichnet, was in den Kalkalpen der Bildung des Mohrschen Systems vorangeht. Das Diagonalscherflächensystem beherrscht die orogenen Zonen ebenso wie die großen Schollen des Kratogens bis herauf zu der von H. CLOOS (1948, Abb. 1, 2) so eindrucksvoll dargestellten Großfelderung der Erdkruste in die durch Erdnähte getrennten Grundschollen. Ähnlich instruktiv wie bei H. CLOOS kommt diese Erdschollenfelderung in den Darstellungen von R. FURON als ein fundamentales, durchgreifend gestaltendes Grundprinzip zum Ausdruck (vgl. z. B. Wiedergabe bei J. AUBOUIN et al., 1968, S. 31, Abb. 23).

Das Wirkungsprinzip dieses Mohrschen Flächenpaares auf den davon beanspruchten Gesteinsstreifen ist evident: durch das Zusammendrängen der in Richtung des wirkenden Druckes entstandenen Keile und das seitliche Auspressen der sich senkrecht dazu bildenden Keile kommt es ähnlich wie vorher bei der Deckenfaltung abermals zu einer Einengung und seitlichen Längung des Materials, allerdings nun auf Grund ganz anderer Gefügeprägung.

Die Kraftquelle ist in unserem Fall noch immer die gleiche wie bei der Deckenbildung: Zusammenpressung des orogenen Streifens zwischen den Vorlandbacken. Nur ist nun der Druck geringer geworden, die Geschwindigkeit der Einengung herabgesunken und es reagiert nun das gleiche Material bei gleichorientierter Beanspruchung nicht mehr durch plastische Verformung und Faltung wie in den orogenen Hauptphasen, sondern durch rupturale Umgestaltung, so wie etwa Asphalt je nach Stärke und Dauer des Druckes einmal plastisch und einmal spröde reagieren kann.

Eine Richtung des herrschenden Druckes kann man, entgegen der üblichen publizierten Meinung, nicht einfach aus der Orientierung von spitzem und stumpfem Winkel der Mohrschen Figuren ableiten, da bei anhaltendem Druck die Schenkel aus der ursprünglich spitzwinkligen Lage heraus über normal zu stumpfwinklig rotieren. Es ist daher wohl häufig so, daß die Winkelhalbierende der spitzen Winkel die herrschende Krafrichtung anzeigt, die zahlreichen beobachtbaren Abweichungen warnen aber, daraus eine strenge Regel zu machen.

Die kalkalpinen Beispiele für diese diagonale Scherflächenprägung sind demnach ungezählt (vgl. Abb. 162). Verteilung: Südwest- und Südostast des Systems sind keineswegs immer gleichmäßig miteinander verknüpft. Oft werden

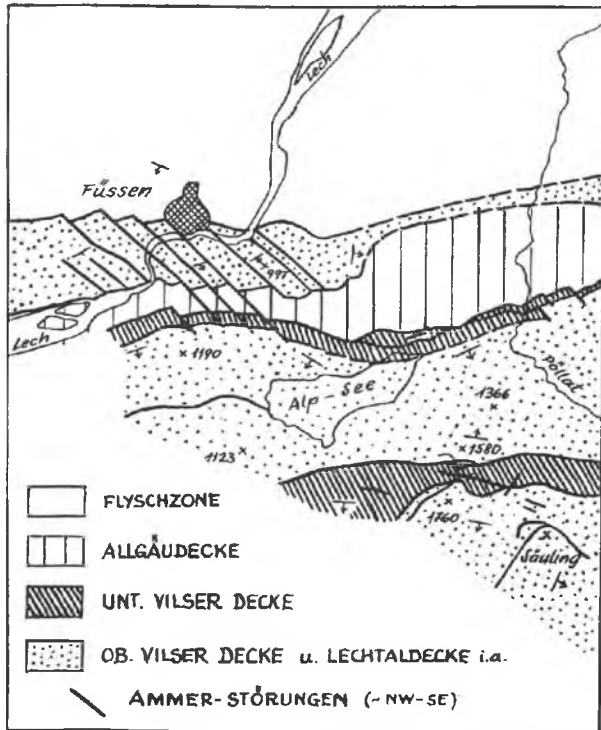


Abb. 168: Das Ammer-Blattverschiebungssystem bei Füssen im Allgäu nach C. W. KOCKEL et al., 1931, Taf. 17.

größere rhombenförmige Körper aus dem kalkalpinen Streifen herausgeschnitten und es dominiert in einem kleineren betrachteten Ausschnitt die eine Richtung, in einem anderen drängt sich die komplementäre. C. W. KOCKEL et al., 1931, haben in den Bayrischen Kalkalpen die beiden zugeordneten Richtungen eigens benannt und die NW-SE streichenden Blattverschiebungen als *Ammerstörungen* (l. c., S. 182) – Abb. 168 –, die des komplementären Sektors mit SW-NE-Streichen als *Loisachstörungen* (l. c., S. 144, 185) bezeichnet – Abb. 169.

Wesen und Wirkungsweise dieses kalkalpinen Diagonalscherflächensystems war in den Westkalkalpen am klarsten durch die fundierte Arbeit von P. SCHMIDT-THOMÉ (1954, S. 172 ff.) erfaßt worden. Aus dem Osten der Kalkalpen existiert seit kurzem die eingehende Studie von K. POLL (1972, S. 33 ff.) über den Raum der Weyerer Bögen, wo ebenfalls die Klufscharen des Cloosschen und Mohrschen Systems als Hauptelemente der kluftektonischen Zerlegung festgestellt werden konnten. Die Dominanz

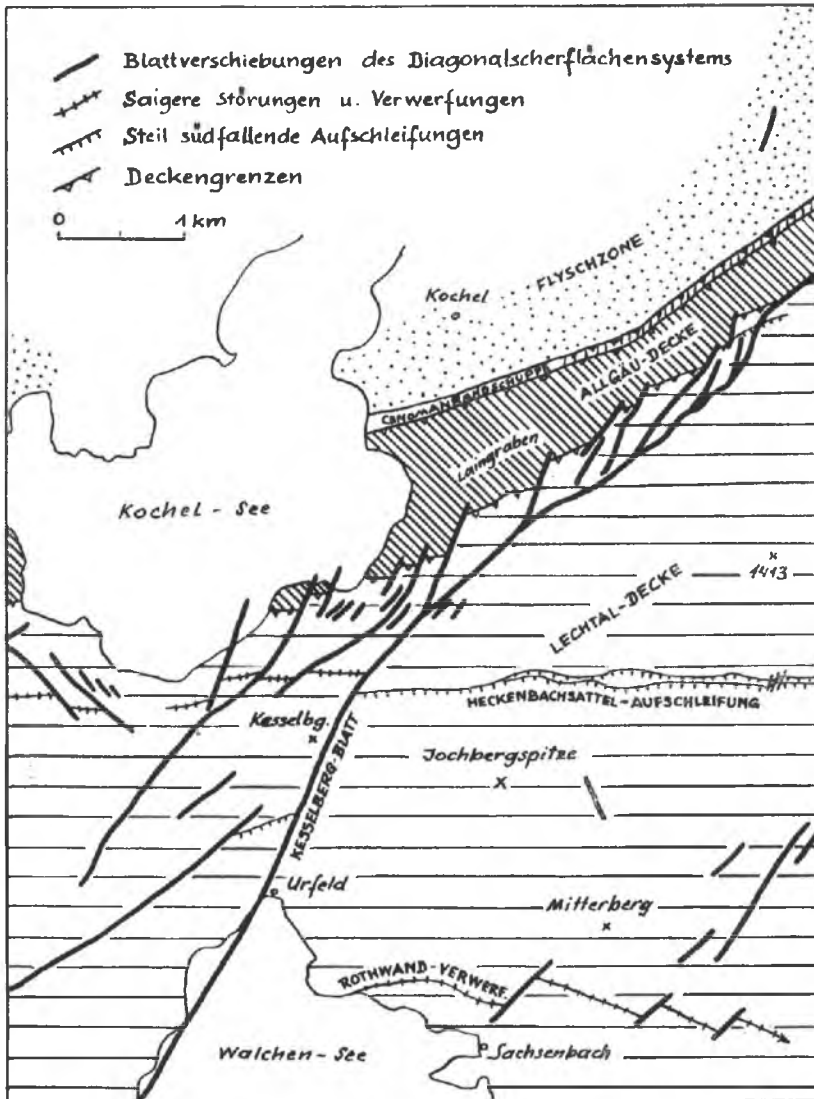


Abb. 169: Das Loosach-Störungssystem am Beispiel des Kesselbergblattes in den Walchensebergen Bayerns nach G. MÜLLER-DEILE, 1940.

des Diagonalscherflächensystems in der bruchtektonischen Gestaltung der Kalkalpen gilt nicht nur für den Westen, sondern auch für alle anderen Abschnitte, die daraufhin näher untersucht worden sind. Besonders bei der photogeologischen Interpretation der bruchtektonischen Gestaltung der Plateaustöcke der Kalkalpen kommt dieses System sehr klar zum Ausdruck, wie etwa auf der photogeologischen Karte des Dachsteinplateaus von H. HOLZER (1964, Taf. 1) – Abb. 170. Weitere kalkalpine Beispiele sind der Spezialarbeit des Verfassers, 1970 d, S. 47 ff., zu entnehmen. Hervorzuheben ist bei einer Übersicht über die Kalkalpen in ihrer Gesamtheit vor allem, daß nun auch die eigenartigen, bisher nur registrierten und nicht erklärbaren großen Schrägstörungen der mittleren und östlichen Kalkalpen die gleiche, einfache Erklärung finden, so etwa die Unterinntalstörung, die Hundstodstörung, die Wolfgangsee-, Reißgang-, Steinplateau-Störung, die Teichl-Hengst- und Hochwartstörung etc. – vgl. Abb. 162.

Es ist bemerkenswert, daß die Blattverstellung an den Klüften ebenso wie an den großen Schrägstörungen oft gar nicht bedeutend ist und daß häufig an diesen durch Scherung angelegten Schwächelinien sich Vertikalbewegungen späterer Phasen viel auffälliger auswirken können. Nur selten kommt es an diesen Störungen auch zur Schollenverkipfung (*mouvement de bascule des blocs*; *tilted fault bloc*) an einer Drehverwerfung (E. DE MARGERIE & Alb. HEIM, 1888, S. 40; *faulle à charnière*; *hinge-faulting*) – aus der Bergmannsprache durch A. DAUBRÉE, 1879, S. 548, in die Literatur eingeführt –, wie z. B. an der SW-NE ziehenden Störung in der Kanzberg-Deckscholle der Lechtaldecke im Hornbachtal in den Allgäuer Alpen.



Abb. 170: Die bruchtektonischen Strukturen am Dachsteinplateau zeigen – wie allgemein in den Ostalpen – ein Vorherrschendes des gekreuzten Diagonalsörungssystems. Ausschnitt aus der photogeologischen Karte von H. HOLZER (1964, Taf. 1).

7. Längsseitenverschiebungen (décrochements longitudinaux; longitudinal wrench faults)

Am Südrand der Kalkalpen, noch innerhalb oder schon außerhalb der Grauwackenzone gelegen, treten in der Längstalflucht Salzach-Enns einige wenige große, durch kräftige Mylonitbildungen ausgezeichnete Längsstörungen auf, denen tertiäres Alter zukommt, deren Entstehung aber nicht genau datierbar ist, so daß eine Einreihung in der im übrigen streng altersmäßig geordneten Besprechung der Störungssystemabfolge hier nicht mit Sicherheit vorzunehmen ist. Diese Störungen sind noch zu wenig untersucht, um über ihre Wirkungsweise hinreichende Aussagen zu treffen. Die persönliche Kenntnis der noch in den Kalkalpen gelegenen Gesäusestörung vermittelt kraft der enormen Gesteinszerstörung in ihrem Gefolge den Eindruck, daß es sich hier weniger um vertikale Bewegungen, sondern um eine Seitenverschiebung gehandelt haben mag. Hier ist jedenfalls noch am ehesten mit bedeutenden Längsseitenverschiebungen in den Kalkalpen zu rechnen.

Die großen Längstalstörungen wie Gesäusestörung, Tauernnordrandstörung und die Inntalstörung unterhalb von Innsbruck stehen nicht direkt miteinander in Verbindung, sondern sind zusammenhanglos in leichtem Versatz angeordnet, jeweils gegen WSW weisend. Es kann also keine durchlaufende und großräumige Seitenverschiebung der Kalkalpen am Südrand erfolgt sein. Will man aber naheliegenderweise die großen Kalkalpen-Zentralalpen-Randstörungen doch in ein System einordnen, so bietet sich das Prinzip der Fiederspalten an, die sich in der Bewegungszone jeweils gegen die bewegende Scholle hin spitzwinkelig öffnen. Demnach kommt man trotz mangelnden Zusammenhanges dieses en échelon-Längsstörungssatzes zur Vorstellung, daß seine Anlage durch eine relative Westbewegung, also Linksseitenverschiebung (décrochement sénestre) der Nordkalkalpen gegenüber der Zentralzone bedingt ist. Dieser Gedanke stellt aber nur eine Hypothese dar, Untersuchungen hierüber sind noch ausständig.

Die Annahme einer 30 bis 40 km weit fördernden Seitenverschiebung im juvavischen Bereich im Salzburgischen im Sinne von A. G. FISCHER (1965, S. 29, Abb. 5) ist nicht reell, wie S. 348 ausgeführt. Wohl aber knüpft diese Auffassung an eine reelle, aber wesentlich geringere Seitenverschiebung der Göllscholle, die ja gegen Westen und Osten hin unter stirnförmiger Einrollung der Ränder das angrenzende Land überschiebt. Die Abtrennung dieser Parallelscholle gegen Süden (Torrener Jochzone) und Norden (Kehlstein-Nordseite) erfolgte, wie lange bekannt, an kräftigen Störungen, an denen vor allem vertikale (Bruchstaffeltreppe im Norden des Kehlsteins), untergeordnet auch laterale Bewegungen stattfanden. Derartige „Führungsschienen“ von tangential bewegten Massen hat A. ROTHPLETZ (1905, S. 222) als *Randspalten* bezeichnet. F. F. HAHN (1913, S. 457) folgt ihm in der Bezeichnung, verwendet daneben (S. 423) am Beispiel des Torrenerjochsystems auch den Begriff „Führungsspalten“.

8. Longitudinale und transversale Zerrbruchsysteme (failles d'extension; tension faults)

Der Beginn des kratogenen Geschehens nach Abklingen der orogenen Bewegungen im Zentralteil der Ostalpen wird wiederum durch stark wirkende großräumige, nunmehr aus der Tiefe diktierte Bruchstrukturen gekennzeichnet. Als erste, ältere Generation entwickelt sich im oberen Karpatien („Helvetien“) eine Reihe von Längsbrüchen, die eine ein bis mehrere Kilometer tiefe und noch kräftige Abkippung von Einbruchsbecken in der Mur-Mürz-Längsfurche, also schon außerhalb der Kalkalpen und nur bei Aflenz mit den Aflenzener Längsbrüchen an diese herankommend, bewirkten.

Die jüngeren, mit dem Badenien („Tortonien“) einsetzenden Phasen dieser aus der Tiefe diktierten großen Zerrbrüche bewirkten den viele Kilometer tiefen Einbruch des Wiener Beckens entlang des Bruchschwarms der „Thermenlinie“, die den Ostabbruch der Kalkalpen formt. Die Bruchstruktur des Wiener Beckens zeigt mit vielen anderen großen Zerrgrabenbrüchen der Erde die Form eines Doppelgrabens mit zentraler Hochscholle (Gänserndorfer Scholle) zwischen den beiden bis 5 km tiefen Senken (Kagraner und Lasseer Senke). Die Genese solcher Gräben ist durch H. MURAWSKI (1969, S. 206 f., Abb. 10) im Experiment erfaßt worden: Auseinanderbewegung der Kruste über ruhigem Untergrund schafft eine derartige Doppelgraben-Mittelhorst-Form. In weiterem Sinne kann also ein Auseinandertriften der Schollenränder hierfür verantwortlich gemacht werden. Der Verfasser möchte demnach diese jüngste Phase der bruchtektonischen Formung am Kalkalpen-Ostrand mit einem Auseinanderweichen der Wiener Becken-Grabenränder erklären, ein relatives Abwandern der Kalkalpen nach Westen hin bei enormem Tiefgang der Störungen, die bereits eine sichtbare Absenkung der Oberfläche der Einheiten bis zu 5 km bewirken. Im großen Zusammenhang erscheint hier die Hypothese von der Wiederbelebung eines Astes der großen euroafrikanischen Geosutur im Sinne von H. CLOOS (1948, Abb. 2) am einleuchtendsten, wobei sich der euroafrikanische Streifen als nächster Block durch Kontinentaldrift von der asiatischen Restscholle zu lösen beginnt.

Literatur

- ABBATE, E., BORTOLOTTI, V., & PASSERINI, P.: Olistostromes and Olistoliths. – *Sedim. Geol.*, **4**, 521–557, 25 Abb., Amsterdam (Elsevier) 1970.
- ACCORDI, B.: Le dislocazioni delle cime (Gipffaltungen) delle Dolomiti. – *Annali Univ. Ferrara*, n. s., sez. 9, sci. geol. paleont., vol. 2, N. 2, 65–188, 23 Abb., Taf. 1–24, 1 geol. Kt., Ferrara 1955.
- Nuove ricerche sui corrugamenti di vetta (Gipffaltungen) delle Dolomiti Occidentali. – *Boll. Soc. Geol. Ital.*, **76**, 1–23, 6 Abb., Taf. 1–4, Roma 1957.
- ADERCA, B.: Schistosité de dislocation. – *Ann. Soc. Géol. Belgique*, **83**, 101 ff., Liège 1960.
- ADLER, R.: Praktische Tektonik. 2. Geschichtliche Entwicklung. – *Zbl. Geol. Paläont. Teil I*, **1970**, 915–938, Stuttgart 1971.
- ALBRECHT, K.: Quantitativ-geometrische Untersuchungen des Faltenbaucs im Massiv von Stavelot-Venn bei Eupen (Belgien). – *Geol. Mitt.*, **11**, 1–136, 52 Abb., 14 Diagr., 2 Tab., 13 Taf., Aachen 1971.
- AMPFERER, O.: Bericht über die Neuaufnahme des Karwendelgebirges. – *Verh. Geol. R.-A.*, **1902**, 274–276, 1 Abb., Wien 1902.
- Über das Bewegungsbild von Faltengebirgen. – *Jb. Geol. R.-A.*, **56**, 539–622, 42 Abb., Wien 1906.
- [in:] AMPFERER, O., & HAMMER, W.: Geologischer Querschnitt durch die Ostalpen vom Allgäu zum Gardasee. – *Jb. Geol. R.-A.*, **61**, 531–709, 50 Abb., Taf. 32–34, Wien 1911.
- Über den Nordrand der Lechtaldecke zwischen Reutte und Trettachtal. – *Verh. Geol. R.-A.*, **1912**, 334–335, Wien 1912.
- Über den Bau der westlichen Lechtaler Alpen. – *Jb. Geol. R.-A.*, **44** (1914), 307–326, 4 Abb., Taf. 14, Wien 1915.
- Geometrische Erwägungen über den Bau der Alpen. – *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **12** (1919), 135–150, Wien 1920.
- Beiträge zur Auflösung der Mechanik der Alpen. 1. – *Jb. Geol. B.-A.*, **74** (1924), 35–73, 24 Abb., Wien 1925.
- Die Reliefüberschiebung des Karwendelgebirges. – *Jb. Geol. B.-A.*, **78**, 241–256, 10 Abb., Taf. 5, Wien 1928.
- Beiträge zur Auflösung der Mechanik der Alpen. 4. Fortsetzung. – *Jb. Geol. B.-A.*, **80**, 309–338, 25 Abb., Wien 1930 a.
- Beiträge zur Geologie des obersten Lechtales. – *Jb. Geol. B.-A.*, **80**, 103–146, 36 Abb., Taf. 3–4, Wien 1930 b.
- Beiträge zur Auflösung der Mechanik der Alpen. V. – *Jb. Geol. B.-A.*, **81**, 637–659, 12 Abb., Wien 1931.
- Erläuterungen zu den geologischen Karten der Lechtaler Alpen. – 125 S., 28 Abb., Wien (Geol. B.-A.) 1932.
- Geologischer Führer für die Gesäuseberge. – 179 S., 84 Abb., 16 Taf., Wien (Geol. B.-A.) 1935.
- Über die Auffindung von Arosazone im Klostertale. – *Sitzber. Akad. Wiss. Wien, Abt. I, math.-natw. Kl.*, **145**, 1–8, 3 Abb., Wien 1936.
- Über einige Grundfragen der Gebirgsbildung. – *Jb. Geol. B.-A.*, **87**, 375–384, 5 Abb., Wien 1937.
- Über die tektonischen Begriffe von Totfaltung, Ausschaltung und Verschleppung toter Falten etc. – *Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., Abt. I*, **147**, 35–42, 4 Abb., Wien 1938.

- Im Kampfe für Reliefüberschubung und O-W-Bewegung. — Verh. Zweigst. Wien Reichsst. Bodenforsch., 1939, 196–205, 5 Abb., Wien 1939 a.
- Neue Fragen, die sich aus der geologischen Erforschung der Lechtaler Alpen ergeben. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 30–31, 186–194, Wien 1939 b.
- Gegen den Nappismus und für die Deckenlehre. — Z. dt. geol. Ges., 92 (1940), 313–327, 7 Abb., Berlin 1940.
- Wie können Schubmassen in der Erdtiefe verankert sein? — Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., Abt. I, 150, 1–18, 12 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.
- Über die Bedeutung von Gleitvorgängen für den Bau der Alpen. — Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., Abt. I, 151, 9–26, 7 Abb., Wien 1942 b.
- AMPFERER, O., & HEISSEL, W.: Das östliche Karwendel. — 55 S., 2 Tab., 2 Taf., geol. Kt. 1 : 25.000, Innsbruck (Univ.-Verl. Wagner) 1950.
- AMSTUTZ, G. C. (Hrsg.): Glossary in mining geology. — XII und 196 S., Abb. 1–19 b, Stuttgart (Enke) 1971.
- ANDRUSOV, D.: Die geologische Entwicklung der Klippenzone und der zentralen Westkarpaten. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 51 (1958), 1–18, Wien 1960.
- Sur la vitesse de progression des nappes subalpines. — Geol. Sbornik Slov. Akad. Vied, 16, S. 241, Bratislava 1965.
- Grundriß der Tektonik der Nördlichen Karpaten. — 188 S., 70 Abb., Bratislava (Slowak. Akad. Wiss.) 1968.
- ANDRUSOV, D., et al.: Réunion extraordinaire de la Société Géologique de France au Carpathes Tchécoslovaques. — Bull. Soc. géol. France, (7) 7 (1965), 1027–1129, 20 Abb., 1 Tab., Paris 1967.
- ANDRUSOV, D., & SCHEIBNER, E.: An outline of the present state of knowledge about the geology of the Klippen Belt etc. — Geol. sbornik, 11, 239–279, 2 Taf., Bratislava 1960.
- Classification of „Klipes“ or „Klippen“. — Report 23. sess. intern. geol. congr., 3, 93–102, 8 Abb., Prag 1968.
- ARBENZ, P.: Die helvetische Region. S. 96–120, 1 Tab., Taf. 1–2, [in:] Geol. Führer der Schweiz, 1145 S., zahlreiche Abb. u. Taf., Basel (Schwz. Geol. Ges./Wepf) 1934.
- ARCHAMBAULT, M., LIENAFF, R., & VANNEY, J.-R.: Documents et méthode pour le commentaire des cartes. — 1. Bd.: 102 S., 27 Abb., 7 Taf., 12 Kt., Paris (2. Aufl.) 1968; 2. Bd.: 166 S., 44 Abb., 6 Taf., 15 Kt., Paris (Masson, 1. Aufl.) 1967.
- ARGAND, E.: La tectonique de l'Asie. — Comptes rendus 13^e sess. congr. géol. intern. Liège, 1, 171–372, 27 Abb., Liège 1924.
- ARTHAUD, F., & MATTAUER, M.: Présentation d'un nouveau mode de description tectonique: la notion de sous-faciès tectonique. — Compte rendu Acad. Sci. Paris, 268, sér. D, 1019–1022, 3 Abb., 2 Tab., Paris 1969 a.
- Niveau structural, faciès tectonique, profil tectonique. — Compte rendu Acad. Sci. Paris, 268, sér. D, 1161–1164, 2 Abb., Paris 1969 b.
- ASHGIREI, G.: Strukturgeologie. — 572 S., 369 Abb., 22 Taf., Berlin (Dt. Verl. Wiss.) 1963.
- AUBOUIN, J.: Propos sur l'orogénèse. — Bull. trimestr. serv. inform. géol. B. R. G. M., 13, Sep. 48 S., 28 Abb., Paris 1961.
- AUBOUIN, J., BROUSSE, R., & LEHMAN, J.-P.: Précis de géologie, tome 3, 549 S., 315 Abb., Paris (Dunod) 1968.
- BADOUX, H.: De quelques phénomènes sédimentaires et gravifiques liés aux orogénèses. — Ecl. géol. Helv., 60, 398–406, 1 Tab., Basel 1967.
- BAER, A.: La schistosité et sa répartition (Mit: Lexique du principaux termes). — Geol. Rdsch., 45, 234–247, Stuttgart 1956.
- BAILEY, E. B.: Recumbent folds in the schists of the Scottish Highlands. — Quart. J. Geol. Soc. London, 66, 586–618, 5 Abb., Taf. 42–44, London 1910.
- Tectonic essays, mainly alpine. — 200 S., 49 Abb., 5 Taf., Oxford (Clarendon) 1935.
- Eddies in mountain structure. — Quart. J. Geol. Soc. London, 94, 607–625, 11 Abb., London 1938.

- BAILEY, E. B., & CALLIEN, W. J. Mc.: Perthshire tectonics: Schiehallion to Glen Lyon. – *Transact. Roy. Soc. Edinburgh*, 59, 79–117, 15 Abb., Taf. 1–2, Edinburgh 1937.
- BANKWITZ, P.: Elemente der Schiefergebirgstektonik. – *Ber. geol. Ges. DDR*, 10, 249–263, 9 Abb., Berlin 1965.
- BANNERT, D.: Die Geologie der Ruitelspitzen und der Umgebung von Madau in den zentralen Lechtaler Alpen. – *Diss. Phil. Fak. Univ. Marburg*, 166 S., 56 Abb., 11 Taf., Marburg (Photo-druck 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.
- BAUER, F.: Der Kalkalpenbau im Bereiche des Krems- und Steyrtales in Oberösterreich. – *Skizzen zum Antlitz der Erde (L. Kober-Festschrift, Hrsg. H. KÜPPER et al.)*, 107–130, Taf. 1–2, Wien (Hollinek) 1953.
- Karsthydrologische Untersuchungen im Schneepalpenstollen in den steirisch-niederösterreichischen Kalkalpen. – *Steir. Beitr. Hydrogeol.*, 1969, 193–214, 8 Abb., Taf. 1–3, Graz 1969.
- BECKER, H.: Über Ausweich-Bewegungen in Mulden. – *Cbl. Miner. etc., Abt. B*, 1933, 561–567, 4 Abb., Stuttgart 1932.
- „Treppenfaltung“, eine Großform der Gebirgsbildung. – *Cbl. Miner. etc., Abt. B*, 1933, 625–632, 3 Abb., Stuttgart 1933.
- Gebirgsbildung und Vulkanismus. – 220 S., 129 Abb., Berlin (Borntraeger) 1939.
- BEMMELEN, R. W. VAN: Geotektonische Stockwerke. – *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 55 (1962), 209 bis 232, 2 Abb., 1 Tab., Wien 1963.
- BERTRAND, L.: Histoire géologique du sol français, tome I. – 363 S., 74 Abb., Paris (Flammarion) 1944.
- BERTRAND, M.: Rapports de structure des Alpes de Glaris et du bassin houiller du Nord. – *Bull. Soc. Géol. France*, (3) 12, 318–330, Abb. 5–7, 1 Kt., Taf. 11, Paris 1884.
- Hot triasique du Beausset (Var). – *Bull. Soc. Géol. France*, (3) 15, 667–702, 13 Abb., Taf. 23 bis 24, Paris 1887.
- Plis couchés de la région de Draguignan. – *Bull. Soc. Géol. France*, (3) 17, 234–246, 8 Abb., Paris 1889.
- La nappe de recouvrement des environs de Marseille. – *Bull. Soc. Géol. France*, (3) 26, 632–652, 6 Abb., Paris 1898.
- BEYRICH, E. W.: Über die Entwicklung des Flötzgebirges in Schlesien. – *Karsten's Archiv Miner. Geognos. Bergbau Hüttenkd.*, 18, 1–86, Berlin 1844.
- BILLINGS, M.: Thrusting younger rocks over older. – *Amer. J. Sci.*, (5) 25, 140–165, 13 Abb., New Haven 1933.
- BIOT, M. A.: Theory of folding stratified viscoelastic media and its implications in tectonics and orogenesis. – *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 72, 1595–1620, 13 Abb., 5 Tab., Boulder 1961.
- BIRKENMAJER, K.: Stratigraphy and palaeogeography of the Czorsztyn Series (Pieniny Klippen Belt, Carpathians) in Poland. – *Studia geol. polon.*, 10, 380 S., 2 Abb., 5 Tab., 25 Taf., Warszawa 1963.
- BITTNER, A.: Aus dem Halleiner Gebirge. – *Verh. Geol. R.-A.*, 1882, 235–240, Wien 1882.
- I. Die geologischen Verhältnisse. S. 1–174, zahlreiche Abb., 1 geol. Kt. und Profiltaf., Wien 1882. [In:] M. A. BECKER (Hrsg.): *Hernstein in Niederösterreich etc.*, 1. Bd., Wien (Hölder) 1886.
- Stylolithen aus unterem Muschelkalk von Weißenbach an der Enns. – *Verh. Geol. R.-A.*, 1901, 325–329, Wien 1901.
- BLOCH, J.-P.: Nappe de cisaillement et érosion précoce dans les Alpes Ligures. – *Comptes rend. Acad. Sci. Paris*, 260, 4016–4019, Paris 1965.
- BORNHORST, A. Kl.: Geologie des Kalkalpenbereiches zwischen Vilser Alpen, Thaneller und dem Plan-See in Tirol. – *Diss.-Auszug Fak. Allg. Wiss. T.H. München*, 27 S., 2 Taf., München 1958.
- BREDDIN, H.: Die Schieferung im Siegerlande. – *Sitz.-Ber. preuß. geol. L.-A.*, 1, 52–55, Berlin 1926.
- Zur geometrischen Tektonik des altdevonischen Grundgebirges im Siegerland (Rheinisches Schiefergebirge). – *Geol. Mitt.*, 2, 227–282, 24 Abb., Aachen 1962.

- Können asymmetrische und vergente Falten durch scherende Verformung entstehen? — Geol. Mitt., 4, 211–234, 17 Abb., Aachen 1965.
- Der Schuppenbau der mitteldevonischen Gesteinsfolgen im Gebiet von Lindar bei Köln. — Geol. Mitt., 7, 1–44, 10 Abb., Taf. 1–3, Aachen 1966.
- Quantitative Tektonik. 2. Teil. III. Faltung. — Geol. Mitt., 7, 333–436, 63 Abb., 4 Tab., Aachen 1968.
- BREDDIN, H., & FURTAK, H.: Zur Geometrie asymmetrischer Falten. — Geol. Mitt., 3, 197–219, 8 Abb., 1 Tab., Aachen 1963.
- BRINKMANN, R.: Abriss der Geologie, 1. Bd. — 10. Aufl., 268 S., 212 Abb., Stuttgart (Enke) 1967.
- BUXTORF, A.: Geologische Beschreibung des Weißensteintunnels und seiner Umgebung. — Beitr. geol. Karte Schweiz, N. F. 21, 1–125, 8 Taf., Bern 1908.
- Prognosen und Befunde beim Hauensteinbasis- und Grenchenbergtunnel etc. — Verh. naturf. Ges. Basel, 27, 184–254, 1 Abb., Taf. 10–13, Basel 1916.
- CADISCH, J.: Geologie der Schweizer Alpen. — 480 S., 59 Abb., 2 Taf., zahlreiche Tab., Basel (Wepf) 1953.
- Geologie des Grenzgebietes zwischen West- und Ostalpen. — Verh. Geol. B.-A., 1961, 115–124, Wien 1961.
- CAIRE, A.: Phénomènes tectoniques de biseautage et de rabotage dans le Tell Algérien. — Rev. géogr. phys. géol. dyn., (2) 5, 299–325, 28 Abb., Paris 1963.
- CAMPBELL, J. P.: En échelon folding. — Economic Geol., 53, 448–472, 15 Abb., New Haven/Connecticut 1958.
- CAREY, S. W.: Folding. — J. Alberta Soc. Petrol. Geol., 10, 95–144, Alberta 1962.
- CARNALL, R. v.: Die Sprünge im Steinkohlengebirge. — Karsten's Archiv f. Mineral. etc., 9, 3–216, Berlin 1836.
- CASTERAS, M.: Carte géologique de la France, 1 : 80.000, Blatt 239, Mauléon, 2. Aufl., Erläut. 23 S., Orléans (BRGM) 1969.
- CHAIN, W. J., et al.: O pokrownoi strukture Rachowskogo Massiwa (Wostotschnyje Karpaty). — Westnik Moskow. Uniwers., 1968, No. 5, 13–25, 4 Abb., Moskwa 1968.
- CLAR, E.: Zum Bewegungsbild des Gebirgsbaues der Ostalpen. — Verh. Geol. B.-A., Sdh. G, 11–35, 2 Abb., 4 Taf., Wien 1965.
- CLARK, R. H., & INTYRE, D. Mc.: The use of the terms pitch and plunge. — Amer. J. Sci., 249, 591–599, New Haven 1951.
- CLIFFORD, P., FLEUTY, M., et al.: The development of lineation in complex fold systems. — Geol. Mag., 94, 1–24, 12 Abb., Hertford 1957.
- CLOOS, E.: Lineation. — Mem. Geol. Soc. Amer., 18, 122 S., New York 1946.
- Boudinage. — Trans. Amer. Geophys. Union, 28, 626–632, Washington 1947.
- CLOOS, H.: Kreuzschichtung als Leitmittel in überfalteten Gebirgen. — Z. prakt. Geol., 22, 340–343, 3 Abb., Berlin 1914.
- Einführung in die Geologie. — 503 S., 356 Abb., 3 Taf., Berlin (Borntraeger) 1936.
- Über Achsenrampen. — Geol. Rdsch., 31, 227–229, 2 Abb., Stuttgart 1940.
- Grundschohlen und Erdnähte. — Geol. Rdsch., 35, 133–154, 12 Abb., Stuttgart 1948.
- COLACICCHI, R.: Le dislocazioni delle cime (Gipfelfaltungen) nelle Dolomiti, gruppo della Civetta. — Mem. Ist. Geol. Miner. Univ. Padova, 22 (1961–1962), 49 S., 10 Abb., 13 Taf., Padova 1960 (1962).
- COLLOMB, P., & ELLENBERGER, F.: La grille des linéations: un phénomène tectonique régional autonome. — Comptes rend. Acad. Sci. Paris, 262, Sér. D, 1832–1835, Paris 1966 a.
- Signification tectonique de la linéation régionale. — Comptes rend. Acad. Sci. Paris, 262, sér. D, 1921–1924, Paris 1966 b.
- La schistosité régionale, structure d'arrêt de la déformation tectonique. — Comptes rend. Acad. Sci. Paris, 264, sér. D, 2970–2973, Paris 1967.
- CONTESCU, L.: Faciès et tectonique. — Rev. Roum. Géol. etc., sér. géol., 8, 45–51, Bucarest 1964.
- CORIN, F.: A propos du boudinage en Ardenne. — Bull. Soc. belge Géol. etc. 42, 101–117, Bruxelles 1932.
- CORNELIUS, H. P.: Zur Frage der Bewegungsrichtung der Allgäuer Überschiebungsdecken. — Verh. Geol. R.-A., 1919, 305–317, Wien 1919.

- Zur Schichtfolge und Tektonik der Müritzaler Kalkalpen. — Jb. Zweigst. Wien Reichsst. 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.
- Die Geologie des Schneeberggebietes. — Jb. Geol. B.-A., Sdb. 2, 111 S., 25 Abb., 2 Taf., Wien 1951.
- Potenzierte Faltung. — Geol. Rdsch., 42, 188–196, 10 Abb., Stuttgart 1954.
- CORNET, F.-L.: Mines et Carrières. [In:] E. VAN BEMMEL: *Patria Belgica*, vol. 1, Kap. 5, S. 216 bis 217, Bruxelles 1873.
- CRIMES, T., & HARPER, J.: Trace fossils. — *Proceed. Intern. Confer. Liverpool 1970*. 547 S., zahlr. Abb., Taf., Liverpool (Seel House Press) 1970.
- 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, Kt., Clausthal-Zellerfeld 1965.
- CUSTODIS, A., & SCHMIDT-THOMÉ, P.: Geologie der Bayerischen Berge zwischen Hindelang und Pfronten im Allgäu. — *N. Jb. Miner. etc., Abt. B, Beil.-Bd. 80*, 307–463, 19 Abb., 3 Taf., Stuttgart 1939.
- DACQUÉ, E.: Geologische Aufnahmen des Gebietes um den Schliersee etc. — *Landesk. Forsch. Geogr. Ges. München*, 15, 69 S. (*Mitt. Geogr. Ges. München* 7, S. 211–279), 1 Abb., 2 Taf., München 1912.
- DANA, J.: On some results of the earth's contraction from cooling etc. — *Amer. J. Sci. Arts*, (3) 5, 423–443, New Haven 1873.
- DAUBRÉE, A.: *Études synthétiques de géologie expérimentale*. — 828 S., 257 Abb., 7 Taf., 1 Tab., Paris (Dunod) 1879.
- [Deutsche Ausgabe, Übersetzung von A. GURLT] *Synthetische Studien zur Experimental-Geologie*. — 596 S., 260 Abb., 8 Taf., Braunschweig (Vieweg) 1880.
- DEFFNER, C., & FRAAS, O.: Begleitworte zur geognostischen Spezialkarte von Württemberg. *Atlasblätter Bopfingen und Ellenberg*, 36 S., Stuttgart (Kohlhammer) 1877.
- DEL-NEGRO, W.: *Geologie von Salzburg*. — 348 S., 43 Abb., 8 Taf., Innsbruck (Tiroler Graphik) 1950.
- DENNIS, J. G.: *International tectonic dictionary. English terminology*. — *Mem. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 7, 196 S., 37 Abb., Tulsa 1967.
- EHRENBERG, H., PILGER, A., & SCHRÖDER, F.: *Das Schwefelkies-Zinkblende-Schwerspatlager von Meggen (Westfalen)*. — *Geol. Jb. Beih.*, 12, 352 S., 147 Abb., 27 Tab., 29 Taf., Hannover 1954.
- EINSELE, G.: Schrägschichtung im Raumbild und einfache Bestimmung der Schüttungsrichtung. — *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 1960, 546–559, 6 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1960.
- ELLENBERGER, F.: *Sur l'âge du métamorphisme dans la Vanoise*. — *Compte rendu Soc. géol. France*, 1952, 318–321, Paris 1952.
- *Linéations et grande tectonique*. — *Compte rendu Soc. géol. France*, 1955, 174–177, Paris 1955.
- *Étude géologique du pays de Vanoise*. — *Mém. serv. expl. Carte géol. France*, 1958, 561 S., 111 Abb., 1 Tab., 41 Taf., 10 Beil.-Taf., Paris 1958.
- *Rabotage basale ou troncature basale? Réflexions sur les charriages cisailants*. — *Comptes rend. Acad. Sci. Paris*, 257, 468–471, Paris 1963.
- *Les notions de troncature basale et de troncature sommitale en tectonique tangentielle*. — *Compte rendu Soc. géol. France*, 1964, 280–281, Paris 1964.
- *Les interférences de l'érosion et de la tectonique tangentielle tertiaire dans le Bas-Languedoc etc.* — *Rev. géogr. phys. géol. dyn.*, (2) 9, 87–142, 23 Abb., Taf. 1–2, Paris 1967.
- ENGELS, B.: *Zur Deutung der Querplattung (Sigmoidalklüftung)*. — *Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg*, 25, 5–25, 15 Abb., Hamburg 1956.
- *Über die Entstehung der „Schwarten“ im Thüringisch-Fränkischen Schiefergebirge*. — *Geol. Jb.*, 73, 171–182, 4 Abb., Hannover 1957.
- *Die kleintektonische Arbeitsweise etc.* — *Geotekt. Forsch.*, 13, 129 S., 146 Abb., Stuttgart 1959.

- 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. L.-Amt Bodenforsch., 56, 168–180, 7 Abb., 1 Taf., Wiesbaden 1970.
- ERHARDT, W.: Der Staufen. — Wiss. Veröff. dt.-österr. Alpenver., 11, 52 S., 8 Abb., 5 Taf., 1 Kt., Innsbruck 1931.
- ESCHER VON DER LINTH, A.: Geognostische Beobachtungen über einige Gegenden des Vorarlbergs. — N. Jb. Min. etc., 1846, 421–442, Stuttgart 1846.
- ESCHER VON DER LINTH, A., & STUDER, B.: Geologische Beschreibung von Mittel-Bündten. — N. Dkschr. allg. Schweizer. Ges. ges. Naturwiss., 3/2, 1–218, 3 Kt., 2 Taf., Neuchâtel 1839.
- ESCHER, H. C.: 9. Korrespondenz. — Leonhards Taschenb. ges. Miner., 3, 339–354, Frankfurt/Main 1809.
- EUGSTER, H.: Geologie der Ducangruppe. — Beitr. Geol. Kt. Schweiz, N. F., 49, 3. Abt., 134 S., 33 Abb., 4 Taf., Bern 1923.
- Anzeichen vermutlich spätorogener Bewegungen in der oberostalpinen Decke. — Ecl. geol. Helv., 58 (1965), 17–20, Taf. 1, Basel 1965.
- FALLOT, P.: Observations sur la tectonique de la zone subbétique dans la province de Murcie. — Bull. Soc. géol. France (5) 14, 11–28, 12 Abb., Paris 1944 a.
- Sur le rôle des ablations basales dans la nappe subbétique. — Comptes rend. Acad. Sci. Paris, 218, 240–241, Paris 1944 b.
- Les chevauchements intercutanés de Roya (A.-M.). — Ann. Hébert & Haug (Livre jubil. Ch. Jacob), 7, 161–168, 2 Taf., Paris 1949.
- Du rôle des décollements en tectonique. — Scientia, (6) 47, 161–166, Asso/Como 1953.
- FIEDLER, K.: Strukturgeologische Untersuchungen zur Querplattung (Sigmoidalklüftung) in den Oberkreide-Kalken des Osninges. — Mitt. Geol. Staatsanst. Hamburg, 34, 5–125, 49 Abb., 1 Tab., 8 Taf., Hamburg 1965.
- FIEGE, K.: Hilfsmittel zur Erkennung normaler und inverser Lagerung in tektonisch stark gestörten Gebieten. — Senckenbergiana, 25, 292–325, 20 Abb., Frankfurt 1942.
- FISCHER, A. G.: The Lofers Cyclothems of the Alpine Triassic. — Bull. Geol. Surv. Kansas, 169, 107–149, 38 Abb., Lawrence 1964.
- Eine Lateralverschiebung in den Salzburger Kalkalpen. — Verh. Geol. B.-A., 1965, 20–33, 7 Abb., Wien 1965.
- FISCHER, G.: Über die Bitumenmergel von Seefeld in Tirol. — Geol. Jb. 74, 63–74, 18 Abb., Hannover 1957.
- FLEUTY, M. J.: The description of folds. — Proceed. Geol. Assoc., 75, 461–492, 11 Abb., London 1964.
- FLORES, G.: Discussion. — Proceed. 4. world Petrol. Congr., sect. I-A-2, 120–121, Roma 1955.
- FLÜGEL, E.: Ein neues Vorkommen von Plassenkalk (Ober-Jura) im Steirischen Salzkammergut, Österreich. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 120, 213–232, 11 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1964.
- FLÜGEL, H.: Der geologische Bau der Ostalpen. — Forsch. u. Fortschr., 38, 129–134, 3 Abb., Berlin 1964.
- FÖRSTER, H., & SCHMITZ-W., A.: Zur Tektonik im Bereich der Brennerlinie. — Geol. Rdsch., 59, 637–648, 10 Abb., Stuttgart 1970.
- FOURMARIER, P.: La raison d'être des fronts de schistosité dans les séries plissées. — Publ. Serv. géol. Luxembourg, 14, 167–182, Luxembourg 1964.
- FRANTZEN, W.: Untersuchungen über die Diagonalstruktur verschiedener Schichten etc. — Jb. Preuß. geol. L.-A. Berlin, 13 (1892), 138–176, Taf. 11–16, Berlin 1893.
- FRIEDRICH, O.: Die Vererzung der Ostalpen, gesehen als Glied des Gebirgsbaues. — Archiv Lagerstättenforsch. Ostalpen, 8, 1–136, 26 Abb., 10 Taf., Leoben 1968.
- FUCHS, A.: Untersuchungen am tektonischen Gefüge der Tiroler Alpen. II. — N. Jb. Min. Abh., B, 88, 337–373, 29 Abb., Taf. 31–33, Stuttgart 1944.
- FUCHS, A., & PAECKELMANN, W.: Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern. Blatt Barmen. — 99 S., Berlin 1928.
- FURTAK, H.: Die „Brechung“ der Schieferigkeit. — Geol. Mitt., 2, 177–196, 17 Abb., Aachen 1962.

- GAERTNER, H. v.: Probleme des Saxothuringikums. – Geol. Jb., 65 (1949), 409–450, 7 Abb., Taf. 3–4, Hannover 1950.
- Über die Unterscheidung von Über- und Unterschiebung. – Z. dt. geol. Ges., 102 (1950), 368–370, 2 Abb., Hannover 1951.
- GALLWITZ, H.: Über die tektonische Selektion – S. 20–37, 18 Abb., [in:] LÖRZE, F. [Hrsg.]: Geotektonisches Symposium zu Ehren von Hans Stille, Stuttgart (Enke) 1956.
- GANSS, O.: Zur Geologie des westlichen Toten Gebirges. – Jb. Geol. B.-A., 87, 331–375, 7 Abb., Taf. 14–16, Wien 1937.
- Geologie des Blatter Bergen. – Geol. Bavarica, 26, 164 S., 7 Abb., 6 Beil., 1 geol. Kt., München 1956.
- GANSS, O., KÜMEL, F., & SPENGLER, E.: Erläuterungen zur geologischen Karte der Dachsteingruppe. – Wiss. Alpenvereins., 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.
- GEIKIE, A.: The crystalline rocks of the Scottish Highlands. – Nature, 31, 29–31, London 1884.
- Report on the recent work of the Geological Survey in the Northwest Highlands of Scotland, based on the field-notes and maps of Messrs. B. N. PEACH, J. HORNE etc. – Quart. J. Geol. Soc., 44, 378–441, 23 Abb., London 1888.
- GEYER, G.: Über die Kalkalpen zwischen dem Almtal und dem Traungebiet. – Verh. Geol. R.-A., 1911, 67–86, 2 Abb., Wien 1911.
- Über die Querverschiebung am Traunsee. – Verh. Geol. R.-A., 1917, 67–99, 4 Abb., Wien 1917.
- GEYSSANT, J.: Tectoniques tangentielles successives dans les Alpes de Stubai au Tyrol (NW du Brenner, Autriche). – Revue géogr. phys. géol. dyn., (2) 13, 351–358, 4 Abb., Paris 1971.
- GILLULY, J.: Distribution of mountain building in geological time. – Bull. Geol. Soc. Amer., 60, 561–590, New York 1949.
- Distribution of mountain building in geologic time [Übersetzung der Zusammenfassung]. – Geol. Rdsch., 38, 89–91, 1 Abb., Stuttgart 1950.
- GOGUEL, J.: Traité de tectonique. – 383 S., 203 Abb., Paris (Masson) 1952.
- Le rôle de l'eau et de la chaleur dans les phénomènes tectoniques. – Rev. géogr. phys. géol. dynam., (2) 11, 153–164, 2 Abb., Paris 1969.
- GÖRLER, K.: Ein Olisthostrom in der Molise-Zone (Südtalien) als Beispiel für Resedimentation aus Schlammströmen. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 129, 65–82, 3 Abb., Stuttgart 1967.
- GÖRLER, K., & REUTTER, K.-J.: Entstehung und Merkmale der Olisthostrome. – Geol. Rdsch., 57, 484–514, 12 Abb., Stuttgart 1968.
- GOSSELET, J.: Sur la structure générale du bassin houiller franco-belge. – Bull. Soc. géol. France, (3) 8, 1879–1880, p. 505–511, 6 Abb., Paris 1880.
- GRAUBENMANN, U., & NIGGLI, P.: Die Gesteinsmetamorphose. – 539 S., 160 Abb., Berlin (Borntraeger) 1924.
- GWINNER, M. P.: Geometrische Grundlagen der Geologie. – 154 S., 262 Abb., 10 Tab., Stuttgart (Schweizerbart) 1965.
- HAARMANN, E.: Die Oszillationstheorie. – 260 S., 78 Abb., 1 Kt., Stuttgart (Enke) 1930.
- HAHN, F. F.: Geologie der Kammerker-Sonntagshorngruppe. – 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.
- Ergebnisse neuerer Spezialforschungen in den deutschen Alpen. 1. – Geol. Rdsch., 2, 207 bis 219, Leipzig 1911.
- 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.
- Ergebnisse neuerer Spezialforschungen in den deutschen Alpen. 3. Die Kalkalpen Südbayerns. – Geol. Rdsch., 5, 112–145, 1 Abb., Leipzig 1914.
- HAMANN, P., & KOCKEL, C.: Luitpoldzone, Bäründe und das Ende der Lechtaldecke. – Geol. Rdsch., 45, 204–213, 4 Abb., Stuttgart 1957.
- HARLAND, W. B.: Tectonic Facies, Orientation, Sequence, Style, and Date. – Geol. Magaz., 93, 111–120, Hertford 1956.

- HANSEN, E.: Strain facies. – Monograph. ser. theoret. exper. studies, 2, 207 S., 78 Abb., 21 Taf., Berlin etc. (Springer) 1971.
- HARA, I.: A note on "concentric" folding of multilayered rocks. – J. Sci. Hiroshima Univ., Ser. C., 5, 217–239, 9 Abb., 2 Tab., Taf. 11–14, Hiroshima 1967.
- HARA, I., & PAULITSCH, P.: Strain distribution in conjugate kinkbands. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 139, 346–368, 18 Abb. Stuttgart 1971.
- HARA, I., & UCHIBAYASHI, S., et al.: Geometry and internal structures of flexural folds. I. – J. Sci. Hiroshima Univ., (C) 6, 51–113, 61 Abb., 14 Tab., Taf. 4–14, Hiroshima 1968.
- HARLAND, W. B., SMITH, A. G., & WILCOCK, B. (Hrsg.): The Phanerozoic Time-scale. – A symposium ded. to prof. A. HOLMES. – Suppl. Quart. J. Geol. Soc. London, 120 S., 458 S., Abb., Taf., London 1964.
- HARRISON, J. V., & FALCON, N. L.: Collapse structures. – Geol. Mag., 71, 529–539, 5 Abb., London 1934.
- HAUG, E.: 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.
- Traité de géologie, I. – 538 S., 195 Abb., 71 Phototaf., Paris (Colin) 1907.
- HAUG, E., & LUGEON, M.: Sur l'existence dans le Salzkammergut de quatre nappes de charriage superposées. – Comptes rend. Acad. Sci. Paris, 139, 892–894, Paris 1904.
- HAYES, C. W.: The Overthrust faults of the Southern Appalachians. – Bull. Geol. Soc. Amer., 2, 141–152, 1 Abb., Taf. 2–3, Rochester 1891.
- HEIM, Alb.: Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung. – 1. Bd., 346 S.; 2. Bd., 246 S.; Atlas mit 17 Taf., Basel (B. Schwabe) 1878.
- Blick auf die Geschichte der Alpen. – Verh. Schweiz. natforsch. Ges., 1871, 155–177, 1 Profil, Frauenfeld 1872.
- Geologie der Schweiz. – 1. Bd. (1919): 704 S., 126 Abb., 29 Taf.; 2. Bd. (1922): XVI und 1018 S., 249 Abb., 36 Taf., Leipzig (Tauchnitz) 1919/22.
- HEIM, Arn.: Zur Kenntnis der Glarner Überfaltungsdecken. – Z. dt. geol. Ges., 57, Mon. ber., 89–119, 6 Abb., Berlin 1905.
- Die Brandung der Alpen am Nagelfluhgebirge. – Vjschr. naturf. Ges. Zürich, 51, 441–461, 1 Tab., Taf. 7–8, Zürich 1906.
- Über die Stratigraphie der autochthonen Kreide und des Eozäns am Kistenpaß, verglichen mit der Facies der helvetischen Decken. – Beitr. geol. Karte Schweiz, N. F. 24, 21–45, 6 Abb., Bern 1910.
- Über Abwicklung und Facieszusammenhang in den Decken der nördlichen Schweizeralpen. – Vjschr. naturf. Ges. Zürich, 61, 474–487, 2 Abb., Zürich 1916.
- HEISSEL, W.: Die „Hochalpenüberschiebung“ und die Brauneisenlagerstätten von Werfen-Bischofshofen (Salzburg). – Jb. Geol. B.-A., 98 (1955), 183–201, 3 Abb., Taf. 11–12, (Taf. 12: geol. Kt. 1 : 25.000), Wien 1955.
- Zur Tektonik der Nordtiroler Kalkalpen. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 50 (1957), 95–132, 2 Abb., Taf. 1, Wien 1958.
- HELLERMANN, E.: Schieferigkeit und Gebirgsbau im östlichen Sauerland. – Geol. Mitt., 4, 333 bis 396, 33 Abb., 3 Tab., 1 Taf., Aachen 1965.
- HELMCKE, D.: Die Geologie der Spuller-See-Mulde etc. – 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 Lechtaler Alpen (Vorarlberg). – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1970, 527–542, 6 Abb., Stuttgart 1970.
- HERITSCH, F.: Die Deckentheorie in den Alpen. – Fortschr. Geol. Paläont., 6, H. 17, 75–210, 16 Abb., Berlin 1927.
- The nappe theory in the Alps. – 228 S., 16 Abb., 48 Kt. und Diagr., London (Methuen) 1929.
- HERTWECK, G.: Die Geologie der Ötscherdecke im Gebiete der Triesting und der Piesting etc. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, 12, 3–84, Taf. 1–6, Wien 1961.
- HIGGINS, M. W.: Cataclastic Rocks. – Geolog. Survey Profess. Paper, 687, 97 S., 36 Abb., 2 Tab., Washington 1971.

- HILLS, E.: Examples of the interpretation of folding. – *J. Geol.*, **53**, 47 ff., Chicago 1945.
- Elements of Structural Geology. – 483 S., zahlr. Abb., London (Methuen) 1963.
- HINTE, J. E. v.: The Cretaceous time scale and Planctonic-Foraminiferal zones. – *Proced. kon. nederl. Akad. Wet.*, ser. B, **75**, No. 1, 1–8, 1 Abb., Amsterdam 1972.
- HISE, C. R. VAN: Principles of North American Pre-Cambrian geology. – *Annual Rept. US Geol. Survey*, **16** (1894–1895), pt. 1, 571–843, Abb. 101–169, Taf. 108–117, Washington 1896 a.
- Deformation of rocks. – *J. Geol.*, **4**, I: 195–213, Abb. 1–5; II: 312–353, Abb. 1–19; III: 449–483, Abb. 1–11; IV: 593–629, Abb. 7, 12–17, Chicago 1896 b.
- HILAUSCHEK, H.: Beobachtungen über das Lagerungsverhältnis des Hierlatzkalkes zum Dachsteinkalk im Dachsteingebirge. – *Lotos*, **70**, 111–123, 1 Abb., Taf. 3–4, Prag 1922.
- HOBBS, B.: The analysis of strain in folded layers. – *Tectonophysics*, **11**, 329–375, 25 Abb., Amsterdam 1971.
- HOEPPENER, R.: Faltung und Klüftung im Nordteil des Rheinischen Schiefergebirges. – *Geol. Rdsch.*, **41**, 128–144, 14 Abb., Stuttgart 1953.
- Zum Problem der Bruchbildung, Schieferung und Faltung. – *Geol. Rdsch.*, **45**, 247–283, 28 Abb., Stuttgart 1956.
- Zur Tektonik des SW-Abschnittes der Moselmulde. – *Geol. Rdsch.*, **46**, 318–348, 10 Abb., Taf. 9–12, Stuttgart 1957.
- HOLZER, H.: Geologische Luftbildinterpretation: Zur photogeologischen Karte des Dachsteinplateaus. – *Jb. Geol. B.-A.*, **107**, 1–9, Taf. 1, Wien 1964.
- HORN, J.: General description of the geological structure of the region ... in the North-West Highlands. – *Mem. Geol. Surv. Great Britain*, **1907**, 463–476, London 1907.
- HOWELL, J. (Hrsg.): Glossary of geology and related sciences; sec. edit. – 325 S., 72 S. Supplement, Washington (Amer. Geol. Inst.) 1966.
- HSÜ, K. J.: Principles of Mélanges and their bearing on the Franciscan-Knoxville Paradox. – *Bull. Geol. Surv. Amer.*, **79**, 1063–1074, 2 Abb., 2 Taf., Boulder/Colorado 1968.
- HUBBERT, M. K., & RUBEN, W. W.: Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting. I. – *Bull. Geol. Soc. America*, **70**, 115–166, 32 Abb., 5 Tab., New York 1959.
- HÜCKEL, B., & JACOBSHAGEN, V.: Geopetale Sedimentgefüge im Hauptdolomit und ihre Bedeutung für die tektonische Analyse der Nördlichen Kalkalpen. – *Z. dt. geol. Ges.*, **113** (1961), 305–310, 1 Abb., Taf. 5–6, Hannover 1962.
- 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 Eisenspitze am Kalkalpensüdrand (Ledtaler Alpen, Tirol). – *Z. dt. geol. Ges.*, **111** (1959), 410–433, 4 Abb., Hannover 1959.
- HUCKRIEDE, R., & JACOBSHAGEN, V.: Ein Querschnitt durch die Nördlichen Kalkalpen (Oberstdorf-Pettneu). – *Z. dt. geol. Ges.*, **109** (1957), 373–388, 6 Abb., 1 Tab., Taf. 5, Hannover 1958.
- HÜLSMANN, K.: Wechsel. – *Dt. Handwörterb. d. Tektonik*, **2**, Lief., 1 S., Hannover 1969.
- JACOBSHAGEN, V., 1958: siehe unter HUCKRIEDE, R., & JACOBSHAGEN, V., 1958.
- JACOBSHAGEN, V.: Der Bau der südöstlichen Allgäuer Alpen. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **113**, 153–206, 11 Abb., 5 Beil., Stuttgart 1961.
- Zur Deutung der Falten-Abschiebungen (Untervorschiebungen). – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1967**, 513–517, 3 Abb., Stuttgart 1967.
- JACOBSHAGEN, V., & KOCH, K. E.: Verkeilung als Richtungsanzeiger an Überschiebungen. – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1959**, 65–72, 6 Abb., Stuttgart 1959.
- JACOBSHAGEN, V., & KOCKEL, C. W.: Überprüfung des „Benna-Deckensattels“ in den Hohen-schwangauer Alpen. – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1960**, 99–110, 7 Abb., Stuttgart 1960.
- JERZ, H., & ULRICH, R.: Geologische Karte von Bayern 1 : 25.000, Blatt Mittenwald mit Profiltafel. – München (Bayer. Geol. L.-A.) 1966.
- JOHNSON, M.: Conjugate fold systems in the Moine Thrust Zone in the Lochcarron and Coulin Forest areas of Wester Ross. – *Geol. Mag.*, **93**, 345–350, 2 Abb., Hertford 1956.
- JONG, K. DE: Paläogeographie des ostalpinen oberen Perms, Paläomagnetismus und Seitenverschiebungen. – *Geol. Rdsch.*, **56**, 103–115, 4 Abb., Stuttgart 1966.

- KAISER, E.: Lehrbuch der Allgemeinen Geologie. 4. Aufl., 881 S., 611 Abb., Stuttgart (Enke) 1912.
- KAISIN, F.: Le problème tectonique de l'Ardenne. – Mémoires Inst. géol. Univ. Louvain, 11, 369 S., 96 Abb., 17 Taf., Louvain 1936.
- Quelques réflexions sur la dysharmonie. – Bull. Soc. Belge géol., 45 (1935), 258–271, 9 Abb., Bruxelles 1936.
- KAPOUNEK, J., & HORVATH, S.: Die Bohrung Schönkirchen Tief 32 etc. – Erdoel-Erdgas-Z., 84, 396–407, 6 Abb., 5 Tab., Wien-Hamburg 1968.
- KARL, F.: Anwendung der Gefügekunde in der Petrotektonik. Teil I. – (Clausthaler) Tekton. Hf., 5, 142 S., 73 Abb., Clausthal-Zellerfeld 1964.
- KAUFMANN, F. J.: Wildflysch. S. 259–260, [in:] STUDER, B.: Index der Petrographie und Strati-graphie der Schweiz und ihrer Umgebung. – 272 S., Bern (J. Dalp/K. Schmid) 1872.
- Fünf neue Jurassier. – Jb. Schweizer Alpenclub, 11 (1875–1876), 45–74, Bern 1876.
- Geologische Beschreibung der Kalk- und Schiefergebirge der Kantone Schwyz und Zug und des Bürgenstocks bei Stanz. – Beiträge geol. Karte Schweiz, 14, 2. Abth., XII+180 S., Taf. 1–5, Bern 1877.
- KEITH, A.: Folded faults of the Southern Appalachians. – Compte rendu 9. sess. congr. géol. intern. Vienne, 541–545, Vienne (Hollinek) 1904.
- KENNEDY, W. Q.: The tectonics of the Morar anticline and the problem of the North-West Caledonian Front. – Quart. J. Geol. Soc. London, 110 (1954), 357–390, 9 Abb., Taf. 17, London 1955.
- KERNER, F.: Die Fenster in der Überschiebung am Nordfuße des Mosor. – Verh. Geol. R.-A., 1903, 317–324, 2 Abb., Wien 1903.
- Aufnahmebericht aus dem mittleren Gschnitztale. – Verh. Geol. R.-A., 1909, 257–264, Wien 1909.
- Die Quarzphyllite in den Rhätschichten des mittleren Gschnitztales. – Jb. Geol. R.-A., 61, 385–452, 12 Abb., Wien 1911.
- KIEKEN, M.: Tectonique d'écoulement et subsidence – vitesse d'écoulement des nappes. – Proc. 24th Intern. Geol. Congr., Sect. 3, 569–578, 5 Abb., Montreal 1972.
- KIENOW, S.: Grundzüge einer Theorie der Faltungs- und Schieferungsvorgänge. – Fortschr. Geol. Paläont., Bd. 14, Hf. 46, 129 S., 65 Abb., 5 Taf., Berlin 1942.
- KILIAN, W.: Nouvelles observations géologiques dans les Alpes delphino-provençales. – Bull. Serv. carte géol. France, 11 (1899–1900), No. 75, S. 1–19 (259–277), 4 Abb., Taf. 1, Paris 1900.
- KING, P. B.: The tectonics of middle North America. – 202 S., 52 Abb., Princeton (Princeton Univ. Press) 1951.
- KIRCHMAYER, M.: Einige geologische Untersuchungen im Grünauer Becken und in der Kasberggruppe in Oberösterreich. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, 4, 3–28, 2 Abb., Wien 1956.
- Die Tektonik listrischer Schichten etc. – Berg- und hüttenmänn. Mh., 108, 283–293, 11 Abb., Wien 1963.
- KIRCHMAYER, M., & MOHR, K.: Zur Terminologie krummflächiger und krummliniger Gefüge-elemente. – Bergbau-Wiss., 10, 378–385, 5 Abb., 2 Tab., Goslar 1963.
- KNILL, J. L.: A classification of cleavages etc. – Report 21st Intern. Geol. Congr. Copenhagen, 18, 317–324, 2 Abb., 1 Tab., Copenhagen 1960.
- KNOPF, E. B.: Retrogressive metamorphism and phyllonitization. – Amer. J. Sci., (5) 21, 1–27, New Haven 1931.
- KOBEL, M.: Lithostratigraphische und sedimentologische Untersuchungen in der kalkalpinen Mitteltrias des Rätikon etc. – Mitt. geol. Inst. T. H. Zürich, N. F. 118, 149 S., 17 Abb., 15 Taf., Zürich 1969.
- Erläuterungen zur Tektonik des Rätikon mit spezieller Berücksichtigung des Kalkalpen-anteils. – Jb. Vorarlbg. 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.

- Über Bau und Entstehung der Ostalpen. — Mitt. Geol. Ges. Wien, **5**, 368–481, Taf. 8–14, Wien 1912 a.
- Der Deckenbau der östlichen Nordalpen. — Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., **88**, 345–396, 7 Abb., Taf. 1–2, Wien 1912 b.
- Der Bau der Erde. 1. Aufl. — 324 S., 46 Abb., 2 Taf., Berlin (Borntraeger) 1921.
- Das alpine Europa. — 310 S., 33 Abb., 3 Taf., Berlin (Borntraeger) 1931.
- Der geologische Aufbau Österreichs. — 204 S., 20 Abb., 1 Taf., Wien (Springer) 1938.
- KOCH, K. E.: „Sandfang“ ein Hinweis auf die Lagerungsverhältnisse, erläutert an einigen Beispielen aus nordalpinem Hauptdolomit. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1959**, 443–450, 7 Abb., Stuttgart 1959.
- Zur Tektonik der Krabachmasse und ihrer Umgebung (Lechtaler Alpen). — Z. dt. geol. Ges., **116** (1964), 620–650, 27 Abb., 1 Tab., Taf. 5–6, Hannover 1966.
- KOCKEL, C. W.: Die Deckenfalten der Hohenschwangauer Berge. — Geol. Rdsch., **17**, 159–160, Berlin 1926.
- 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.
- Der Zusammenbruch des kalkalpinen Deckenbaues. — Z. dt. geol. Ges., **108** (1956), S. 264, Hannover 1956/57.
- Untervorschiebung, eine vernachlässigte tektonische Form. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1957**, 66–71, 5 Abb., 1957.
- Vom Sattel zur Klippe. — Festschrift E. Kraus, Abh. dt. Akad. Wiss. Berl., Kl. III, Hf. 1, 40–47, 9 Abb., Berlin 1960.
- KOCKEL, C. W., RICHTER, M., & STEINMANN, H. G.: Geologie der Bayrischen Berge zwischen Lech und Loisach. — Wiss. Veröff. dt.-österreich. Alpenver., **10**, 231 S., 57 Abb., 17 Taf., Innsbruck 1931.
- KOCKEL, C. W., & SÄRCHINGER, H.: Aus dem Benediktenwandgebiet. — Cbl. Miner. etc., **1937**, Abt. B, 142–148, 1 Abb., Stuttgart 1937.
- KRAUS E.: Über den Flysch und den Kalkalpenbau von Oberdonau. — Jb. Ver. Ldkd. Heimatpflege Oberdonau, **91**, 179–254, 8 Abb., 2 Tab., Linz 1944.
- Die Entstehung der Inntaldecke. — N. Jb. Miner. etc., Abh., Abt. B, **90**, 31–95, 29 Abb., 1 Profiltaf., Taf. 3–7, Stuttgart 1949.
- Die Baugeschichte der Alpen. 1. Teil: 552 S., 138 Abb.; 2. Teil: 489 S., 123 Abb., 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.
- KRAUTER, E.: Zur Frage der Reliefüberschiebung am Staner-Joch (östliches Karwendel, Tirol). — Mitt. Geol. Ges. Wien, **60** (1967), 23–64, 10 Abb., Taf. 1–2, 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 Mürzalpendecke — 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., & WESSELY, 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.
- KRÜMMER, A.: Historische Entwicklung und Definition der hauptsächlichlichen tektonischen Begriffe. — Z. prakt. Geol., **20**, 249–265, Berlin 1912.
- KUENEN, Ph.: Problems concerning source and transportation of Flysch sediments. — Geol. Mijnbouw., n. s., **20**, 329–339, 's-Gravenhage 1958.
- KUHNERT, Ch.: Geologische Karte von Bayern 1 : 25.000, Blatt Linderhof mit Profiltafel. — München (Bayer. Geol. L.-A.) 1967.
- Geologische Karte von Bayern 1 : 25.000, Blatt Oberammergau mit Profiltafel. — München (Bayer. Geol. L.-A.) 1967.

- KUPFER, D.H.: Thrust faulting and chaos structure, Silurian Hills, California. – Bull. Geol. Soc. Amer., 71, 181–214, 11 Abb., 3 Taf., New York 1960.
- KÜPPER, H.: Ergebnisse aus dem Ostalpenorogen mit Ausblicken auf östlich anschließende Räume. – Geol. Rdsch., 50, 457–465, 1 Tab., Stuttgart 1960.
- KÜPPER, H., & ROSENBERG, G.: Tektonik der Kalkalpen S. 30–37; [in:] Erläuterungen zur geologischen Karte von Wien. – Wien (Geol. B.-A.) 1954.
- LAMARE, P.: Les formations détritiques crétacées du massif de Mendibelza. – Bull. Soc. géol. France, 16, 265–312, 7 Abb., 1 Tab., Taf. 6, Paris 1946.
- LAPWORTH, Ch.: The Highland controversy in British geology. – Nature, 32, 558–559, London 1885.
- LAUER, G.: Der Kalkalpennordrand im Raume von Ybbsitz. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 19, 103–130, 2 Abb., Taf. 3–4, Wien 1970.
- LEBLING, C., et al.: Geologische Verhältnisse des Gebirges um den Königssee. – Abh. geol. Landesunters. Bayer. Oberbergamt, 20, 1–46, 7 Abb., 1 Taf., 1 geol. Kt., München 1935.
- LEISCHNER, W.: Stratigraphie und Tektonik des Wolfgangseegebietes in den Salzburger Kalkalpen. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 53 (1960), 177–208, 2 Abb., 2 Taf., Wien 1961.
- LEITH, C. K.: Structural geology, rev. ed. – 390 S., London (Constable) 1923.
- LEONARDI, P.: Le Dolomiti. Geologia dei monti tra Isarco e Piave. – 2 Bde., 1025 S., 519 Abb., 74 Taf., Rovereto (Manfrini) 1968.
- LEPVRIER, C.: La zone kabyle et l'origine des flyschs dans la région du Chenoua et du cap Ténès (Algérie). – Compte r. somm. Soc. géol. France, 1970, 248–250, 1 Abb., Paris 1971.
- LEUCHS, K.: Beiträge zur Lithogenese kalkalpiner Sedimente. II. – N. Jb. Miner. etc., Beil. Bd. 59, Abt. B, 409–430, Taf. 36, Stuttgart 1928.
- LIMANOWSKI, M.: Rzut oka na architekturę Karpat. – Kosmos, 30, 253–340, 13 Abb., Taf. 1, Lemberg 1905.
- Sur la genèse des Klippes des Carpathes. – Bull. Soc. géol. France, (4) 6, 151–164, 3 Abb., Paris 1906.
- LINK, T. A.: Relation between Overthrusting and Underthrusting as Revealed by Experiments. – Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 12, 825–854, Tulsa 1928.
- 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 Taf., Berlin (Photodruck E. Reuter) 1963.
- Abschiebungen in den bayrischen Alpen. – Z. dt. geol. Ges., 116 (1964), 1026–1027, Hannover 1966.
- LÖCSEI, J.: Die geröllführende Mittelkreide der östlichen Kalkvoralpen. – Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 207 S., Abb., 20+13 Taf., Wien 1970.
- LOTZE, F.: Über einige Faltungsprobleme. – Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl., 1931, H. 1, 17–32, 7 Abb., Göttingen 1931.
- Über Beziehungen zwischen Faltung und Schieferung. – Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl., 1932, 113–121, 4 Abb., Berlin 1932 a.
- Zur Erklärung der Querplattung (Sigmoidalklüftung) im Wellenkalk. – Cbl. Min. etc., 1932, Abt. B, 300–307, 6 Abb., Stuttgart 1932 b.
- Zur Erklärung der tektonischen Klüfte. – Cbl. Min. etc., 1933 B, 193–199, 3 Abb., Stuttgart 1933.
- Über „autochthone Klippen“ mit Beispielen aus den westlichen Pyrenäen. – Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl., Fachgr. IV, N. F. Bd. 1 (1934), S. 1–10, 10 Abb., Berlin 1934.
- LOVERING, T. S.: Field evidence to distinguish overthrusting from underthrusting. – J. Geol., 40, 651–663, 10 Abb., Chicago 1932.
- LUGEON, M.: La région de la Brèche du Chablais. – Bull. Serv. Carte géol. France, 7, No. 49, 310 S., Abb., 7 Taf., 1 Kt., Paris 1896.
- Les dislocations des Bauges (Savoie). – Bull. Serv. Carte géol. France, No. 77, vol. 11 (1899 bis 1900), 359–470, 35 Abb., Taf. 1–6, Paris 1900.
- Les nappes de recouvrement de la Tatra et l'origine des klippes des Carpathes. – Bull. Soc. Vaudoise sci. nat., (4) 39, 17–63, 8 Abb., Lausanne 1903.

- La fenêtre de St-Nicolas. — Bull. Soc. Vaudoise Sci. Nat., Proc.-verb., 43, S. LVII, Lausanne 1907.
- Une nouvelle hypothèse tectonique: la diverticulation, note préliminaire. — Bull. Soc. Vaud. sci. nat., 62, No. 260, S. 301, Lausanne 1943.
- Question de mode en géologie et autres histoires: le décoiffement. — Ann. Hébert et Haug (Livre jub. Ch. Jacob), 7, 261–274, Paris 1949.
- LUTAUD, L.: Sur la genèse des chevauchements et écaillés de la Provence Calcaire. — Compte rendu Soc. géol. France, 1935, 261–263, Paris 1935.
- La tectogénèse et l'évolution structurale de la Provence. — Rev. géogr. phys. géol. dyn., (2) 1, 103–112, 7 Abb., Paris 1957.
- MARR, J. E.: Notes on the Geology of the English Lake District. — Proc. Geol. Assoc. London, 16 (1899–1900), 449–483, 3 Abb., London 1900.
- MEDWENITSCH, W.: Die Geologie der Salzlagerstätten Bad Ischl und Alt-Aussee (Salzkammergut). — Mitt. Geol. Ges. Wien, 50 (1957), 133–200, Taf. 1–4, Wien 1958.
- MEISCHNER, K.-D.: Allodapische Kalke, Turbidite in Riff-nahen Sedimentations-Becken. — Developments in Sedimentol., 3, 156–191, 5 Abb., 1 Tab., Taf. 1–3, Amsterdam 1964.
- MENDELSON, F.: The structure of the Roan Antelope Deposit. — Trans. Instn. Min. Metall. Lond., 68, (1958–59), 229–263, London 1959.
- MERTIE, J. B.: Classification, delineation and measurement of nonparallel folds. — Prof. Paper U.S. geol. Surv. 314-E, 91–124, Abb. 16–27, Washington 1959.
- METZ, K.: Lehrbuch der tektonischen Geologie. — 294 S., 188 Abb., 1 Taf., Stuttgart (Enke) 1957.
- MEYER, W.: Listrische Fläche. — 1 S., 1 Abb., [in:] H. MURAWSKI [Hrsg.]: Dt. Handwörterbuch der Tektonik, 1. Lief., Hannover 1968.
- MIGLIORINI, C.: I cunei composti nell'orogenesi. — Boll. Soc. Geol. Ital., 67 (1948), 29–142, 13 Abb., Roma 1949.
- MILLER, H.: 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.
- MOJSISOVICS, E. v.: Umgebungen von Rogoznik und Csorsztyen. Nördliche Tatra-Thäler. — Verh. Geol. R.-A., 1867, 212–214, Wien 1867.
- Beiträge zur topischen Geologie der Alpen. 3. Der Rhätikon. — Jb. Geol. R.-A., 23, 137 bis 174, 3 Abb., Taf. 5–6, Wien 1873.
- MORET, L.: Précis de Géologie. — 1. Aufl., 637 S., zahlr. Abb., Paris (Masson) 1947.
- MÜHLBERG, F.: Bericht über die Exkursion ... im Basler- und Solothurner-Jura etc. — Ecl. geol. Helv., 3, 413–522, Taf. 8–10, Lausanne 1893.
- MÜLLER, Kl.: Das „Randcenoman“ der nördlichen Kalkalpen etc. — Kurzfassg. Vorträge 62. J.-tagg. Geol. Ver., S. 14, Frankfurt/M. (Geol. Ver.) 1972.
- 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.
- MURAWSKI, H.: Faltung potenzielle/potenzierte. — Dt. Handwörterbuch der Tektonik, 1. Lief., S. 1–2, Abb. 1–6, Hannover 1968.
- Mylonit. — Dt. Handwörterbuch der Tektonik, 2. Lief., S. 1–2, Hannover 1969.
- MYLIUS, H.: Geologische Forschungen an der Grenze zwischen Ost- und Westalpen. — I. Teil: 153 S., 47 Abb., 14 Taf., 1912; II. Teil: 186 S., 47 Abb., 23 Taf., München (Piloly & Loehle) 1913.
- NEUMEYR, M.: Jurastudien. — Jb. Geol. R.-A., 21, 297–536, Taf. 12–21, Wien 1871.
- NEVIN, C. M.: Principles of structural geology. — 303 S., 165 Abb., New York (J. Wiley) 1931.
- NIEDERMAYER, J.: Geologie der bayerischen Alpen zwischen Loisach, Isar und Walchensee. — N. Jb. Min. etc., Abt. B, Beil.-Bd. 76, 451–511, 7 Abb., 1 Beil.-Taf., 1 Kt. (Taf. 29), Stuttgart 1936.
- NOBLE, L. F.: Structural features of the Virginia Spring area, Death Valley, California. — Bull. Geol. Soc. Amer., 52, 941–1000, New York 1941.

- OBERHAUSER, R.: Zur Frage des vollständigen Zuschubes des Tauernfensters während der Kreidezeit. – Verh. Geol. B.-A., 1964, 47–52, 3 Abb., Wien 1964.
- Beiträge zur Kenntnis der Tektonik und der Paläogeographie während der Oberkreide und dem Paläogen im Ostalpenraum. – Jb. Geol. B.-A., 111, 115–145, 2 Abb., Taf. 1–2, Wien 1968.
- Die Überkippungserscheinungen des Kalkalpen-Südlandes im Rätikon und im Arlberg-Gebiet. – Verh. Geol. B.-A., 1970, 477–485, Taf. 1, Wien 1970.
- OSBERGER, R.: Der Fylsch-Kalkalpenrand zwischen der Salzach und dem Fuschlsee. – Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., Abt. I, 161, 785–801, 1 geol. Kt., Wien 1952.
- OTT, E.: Segmentierte Kalkschwämme (Sphinctozoa) aus der alpinen Mitteltrias und ihre Bedeutung als Riffbildner im Wettersteinkalk. – Abh. Bayer. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., N. F., 131, 96 S., 9 Abb., 5 Tab., 10 Taf., München 1967.
- OTTE, 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 (Fr. Univ.) 1972.
- PARK, W.-Ch., & SCHOT, E. H.: Stylolites: their nature and origin. – J.-Sediment. Petrol., 38, 175–191, 14 Abb., Menasha 1968 a.
- Stylolitization in Carbonate Rocks. – S. 66–74, 2 Abb., [in:] MÜLLER, G., & FRIEDMANN, G. M. [Hrsg.]: Recent Developments in Carbonate Sedimentology in Central Europe. Berlin etc. (Springer) 1968 b.
- PATERSON, M. S., & WEISS, L. E.: Folding and boudinage of quartz-rich layers in experimentally deformed phyllite. – Bull. Geol. Soc. Amer., 79, 795–812, 10 Abb., Taf. 1–7, Boulder 1968.
- PAULCKE, W.: Das Experiment in der Geologie. – 108 S., 44 Abb., 19 Taf., Berlin (Borntraeger) 1912.
- PAVONI, N.: Faltung durch Horizontalverschiebung. – Ecl. geol. Helv., 54, 515–534, 9 Abb., Basel 1961.
- PENCK, A.: Die Entstehung der Alpen. – Z. Ges. Erdkd. Berlin, 5–17, 2 Abb., Berlin 1908.
- PERRODON, A.: Réflexions sur la comparaison de quelques vitesses de phénomènes géologiques. – Compte rendu somm. Soc. géol. France, 1972, 49–51, Paris 1972.
- 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.
- PILGER, A.: Zur Stratigraphie und Tektonik des Siegener Hauptsattels. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1953, 218–225, Stuttgart 1954.
- PILGER, A., & SCHMIDT, W.: Definition des Begriffes „Mullion-Struktur“ (mullion structure). – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1957, 24–28, 2 Abb., Stuttgart 1957.
- PLESSMANN, W.: Über schichtparallele Gleitung. Ein Beitrag zur Analyse der Biegefaltung, Teil 1. – N. Jb. Geol. Paläont. Monh., Abt. B, 1957, 295–315, 14 Abb., Stuttgart 1957.
- Ungewöhnliche Faltenbilder im Revin des Venn-Sattels. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1959, 518–521, 1 Abb., Stuttgart 1959.
- Zur Entwicklung von Doppelachsen ($B \perp B'$) in einem Bauakt. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1961, 318–328, 6 Abb., Stuttgart 1961.
- Gesteinslösung, ein Hauptfaktor beim Schieferungsprozeß. – Geol. Mitt., 4, 69–82, 9 Abb., Aachen 1964.
- Horizontal-Stylolithen im französisch-schweizerischen Tafel- und Faltenjura und ihre Einpassung in den regionalen Rahmen. – Geol. Rdsch., 61, 332–347, 7 Abb., Stuttgart 1972.
- 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.
- 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.
- Zur tektonischen Gliederung des Kalkalpenabschnittes zwischen der Hohen Wand und der Rax (NÖ.). – Mitt. Geol. Ges. Wien, 55 (1962), 55–60, Taf. 1–2, Wien 1963.
- Geologische Karte des Hohe Wandgebietes (Niederösterreich) 1 : 25.000. – Wien (Geol. B.-A.) 1964.

- 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.
- Die Kreide-Paleozänablagerungen in der Gießhübler Mulde zwischen Perchtoldsdorf und Sittendorf. — *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 56 (1963), 469–501, 6 Abb., 2 Tab., 1 Taf., Wien 1964 b.
- Erläuterungen zur Geologischen Karte des Hohe-Wand-Gebietes (Niederösterreich). — 142 S., 20 Abb., 4 Taf., Wien (Geol. B.-A.) 1967.
- Erläuterungen zur Geologisch-Geotechnischen Karte 1 : 10.000 des Schwecattal-Lindkogel-Gebietes W Baden. — 58 S., 8 Abb., 2 Tab., 2 Taf., Wien (Geol. B.-A.) 1970.
- 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., Taf. 1–3, Wien 1968.
- POLL, K.: Zur Geologie der Weyerer Bögen (Nördliche Kalkalpen). — *Erlanger geol. Abh.*, 88, 72 S., 43 Abb., 1 Tab., 5 Taf., Erlangen 1972.
- POTTER, P., & PETTIJOHN, F.: *Paleocurrents and Basin Analysis*. — 296 S., 130 Abb., 30 Taf., Berlin etc. (Springer) 1963.
- PREY, S.: Alpenexkursion. II. Helvetikum und Hysch. — *Verh. Geol. B.-A., Sdh. A.*, 38–48, Taf. 7–9, Wien 1951.
- PUSCH, G.: Über die geognostische Constitution der Karpathen und der Nordkarpathenländer. — *Karsten's Archiv Miner., Geogn., Bergb. Hüttenkd.*, 1, 29–56, Berlin 1829.
- Geognostische Beschreibung von Polen so wie der übrigen Nordkarpathen-Länder. — 1. Teil 340 S., 2. Teil 695 S., Atlas, Stuttgart und Tübingen (Cotta) 1833, 1836.
- Mittheilung vom 17. März 1840. — *N. Jb. Miner. etc.*, 1840, 355–358, Stuttgart 1840.
- QUENSEL, P.: Zur Kenntnis der Mylonitbildung etc. — *Bull. Geol. Inst. Univ. Upsala*, 15, 91–116, Taf. 4–7, Uppsala 1916.
- QUENSTEDT, W.: Beiträge zum Kapitel Fossil und Sediment vor und bei der Einbettung. — *N. Jb. Miner. etc., Abt. B., Beil.-Bd.* 58, 353–432, Stuttgart 1927.
- Geologische Exkursion in das Achentalgebiet (Tirol). — *Geologica Bavarica*, 6, 55–64, 2 Abb., 1 Tab., München 1951.
- QUIRING, H.: Zur Theorie der Horizontalverschiebung. — *Z. prakt. Geol.*, 21, 70–73, Berlin 1913.
- QUIRKE, T. T.: Boudinage, an unusual structural phenomenon. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 34, 649–660, 9 Abb., New York 1923.
- RAMBERG, H.: Natural and experimental boudinage and pinch-and-swell structures. — *J. Geol.*, 63, 512–526, 3 Abb., Taf. 1–6, Chicago 1955.
- RAMSAY, J. G.: The deformation of early linear structures in areas of repeated folding. — *J. Geol.*, 68, 75–93, 24 Abb., 5 Tab., Chicago 1960.
- The geometry and mechanics of formation of "similar" type folds. — *J. Geol.*, 70, 309–327, 21 Abb., Chicago 1962 a.
- Interference patterns produced by the superposition of folds of similar type. — *J. Geol.*, 70, 466–481, 15 Abb., 2 Tab., Taf. 1–3, Chicago 1962 b.
- Folding and fracturing of rocks. — 568 S., zahlr. Abb., New York (Mc. Graw-Hill) 1967.
- RAST, N.: The origin and significance of boudinage. — *Geol. Mag.*, 93, 401–408, 3 Abb., Hertford 1956.
- REID, H. F., et al.: Report of the committee on the nomenclature of faults. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 24, 163–186, 18 Abb., New York 1913.
- REIS, O.: Beobachtungen über Schichtenfolge und Gesteinsausbildung in der fränkischen Unteren und Mittleren Trias. I. — *Geognost. Jh.*, 22 (1909), 1–285, 9 Abb., 11 Taf., 2 Beil., München 1910.
- 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.
- REYER, E.: *Theoretische Geologie*. — 867 S., 700 Abb., 3 Kt., Stuttgart 1888.
- RICHTER, D.: Zum geologischen Bau der Berge östlich des oberen Osterthaales (Allgäu). Der synsedimentäre Ursprung einer tektonischen Decke. — *Z. dt. geol. Ges.*, 109 (1957), 519 bis 549, 11 Abb., Hannover 1958.
- Die δ -Achsen und ihre räumlich-geometrischen Beziehungen zu Faltenbau und Schieferigkeit. — *Geol. Mitt.*, 2, 1–35, 15 Abb., Taf. 1–3, Aachen 1961.

- Der geologische Bau des südwestlichen Teiles des Massives von Stavelot (Belgien) etc. — *Geol. Mitt.*, 2, 283–346, 23 Abb., 6 Taf., Aachen 1962.
- Geologie der Allgäuer Alpen südlich von Hindelang. — *Beih. geol. Jb.*, 48, 45–128, 25 Abb., 3 Tab., 2 Taf., Hannover 1963.
- RICHTER, M.: Die Cenomantransgression im Ammergebirge. — *Cbl. Miner. etc.*, B, 1926, 57–64, 3 Abb., Stuttgart 1926.
- 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.
- 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.
- Über den Bau der nördlichen Kalkalpen im Rhätikon. — *Z. dt. geol. Ges.*, 110 (1958), 307–325, 6 Abb., Taf. 13, Hannover 1958 a.
- Über Dehnung und Längung der Gebirge während der Faltung. — *Geologie*, 7, 312–318, 4 Abb., Berlin 1958 b.
- RICHTER, M., & SCHÖNENBERG, R.: Über den Bau der Lechtaler Alpen. — *Z. dt. geol. Ges.*, 105 (1953), 57–79, 21 Abb., Hannover 1955.
- RICHTER, R.: Die Einkippungsregel. — *Senckenbergiana*, 25, 181–206, 1 Abb., Frankfurt/M. 1942.
- RIEDEL, W.: Zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen. Ein Beitrag zum Problem der „Fiederspalten“. — *Cbl. Miner. Geol. Paläont.*, 1929, Abt. B, 354–368, 12 Abb., Stuttgart 1929.
- RINNE, F.: Beitrag zur Kenntnis der Umformung von Kalkspathkrystallen und von Marmor unter allseitigem Druck. — *N. Jb. Miner. etc.*, 1903, 160–178, 7 Abb., Taf. 6–7, Stuttgart 1903.
- ROBERTS, G.: An etymological and explanatory dictionary of geology. — 183 S., London (Longman et al.) 1839.
- RODGERS, J.: L'emploi pratique de la schistosité dans la tectonique locale. — *Livre mém. P. Fallot*, 1, 83–96, 6 Abb., Paris (Soc. géol. France) 1962.
- ROEDER, D. H.: Rocky Mountains. — *Beitr. regional. Geol. Erde*, 5, 318 S., 108 Abb., Berlin (Borntraeger) 1967.
- ROESLI, F.: Rückfaltung, Deutungsversuch von Bild und Bewegungsvorgang. — S. 59–63, Abb. 1–3 b, [in:] *Etages tectoniques*. E. Wegmann-Festschrift. 334 S., zahlr. Abb., Neuchâtel (Baconnière) 1967.
- ROGERS, H. D.: On the Laws of Structure of the more Disturbed Zones of the Earth's Crust. — *Trans. Royal Soc. Edinburgh*, 21, 431–471, 8 Abb., Edinburgh 1856.
- ROSENBERG, G.: Grundsätzliches zur Frage des Deckenbaues in den Weyerer Bögen. — *Verh. Geol. B.-A.*, 1960, 95–103, 1 Abb., Wien 1960.
- Übersicht über den Kalkalpen-Nordostsporn um Kalksburg (Wien und Niederösterreich). — *Verh. Geol. B.-A.*, 1961, 171–176, Taf. 6, Wien 1961.
- Der kalkalpine Wienerwald um Kaltenleutgeben (NÖ. und Wien). — *Jb. Geol. B.-A.*, 108, 115–153, Taf. 1–2, Wien 1965.
- ROSSNER, R.: Die Geologie des nordwestlichen St. Martiners Schuppenlandes am Südostrand des Tennengebirges (Oberostalpin). — *Erlanger geol. Abh.*, 89, 57 S., 25 Abb., 1 Tab., 5 Taf., Erlangen 1972.
- ROTH, Zd.: The relation of the sedimentation area of the Flysch Zone of the Czechoslovak West-Carpathians to the Czech massif. — *Věstník ústřed. ústav geol.*, 35, 383–386, 1 Abb., Praha 1960.
- ROTHPLETZ, A.: Das Karwendelgebirge. — *Z. dt.-österreich. Alpenver.*, 1888, 401–470, 29 Abb., 9 Taf., 1 Kt., München 1888.
- Geotektonische Probleme. — 175 S., 107 Abb., 10 Taf., Stuttgart (Schweizerbart) 1894 a.
- Ein geologischer Querschnitt durch die Ost-Alpen etc. — 268 S., 115 Abb., 2 Taf., Stuttgart (Schweizerbart) 1894 b.
- Die Überschiebungen und ihre methodische Erforschung. — *Compte rendu 6^e sess. Congr. Géol. Internat.* 1894, 252–259, Lausanne 1897.

- Geologischer Führer durch die Alpen, I. — Sammlung geol. Führer, 10, 256 S., 81 Abb., Berlin (Borntraeger) 1902.
- Geologische Alpenforschungen, II. — 261 S., 99 Abb., 1 geol. Kt., München (Lindauer) 1905.
- RUTTEN, L.: Frequency and periodicity of orogenic movements. — Bull. Geol. Soc. Amer., 60, 1755–1770, New York 1949.
- RUTTEN, M. G.: The geology of Western Europe. — 520 S., 303 Abb., Amsterdam (Elsevier) 1969.
- RUTTNER, A.: Querfaltungen im Gebiet des oberen Ybbs- und Erlauftales (NO. Kalkalpen). — Jb. Geol. B.-A., 93 (1948), 99–128, 6 Abb., Taf. 1, Wien 1949.
- Geologische Aufnahmen 1958 im Gebiet südlich von Gresten. — Verh. Geol. B.-A., 1959, A 67–A 69, Wien 1959.
- Das Flyschfenster von Brettl am Nordrand der niederösterreichischen Kalkalpen. — Verh. Geol. B.-A., 1960, 227–236, Taf. 8, Wien 1960.
- Geologische Aufnahmen 1961 im Gebiet Vordere Tormäuer-Puchenstuben auf Blatt Mariazell. — Verh. Geol. B.-A., 1962, A 56–A 60, Wien 1962.
- Das Fenster von Urmannsau und seine tektonische Stellung. — Verh. Geol. B.-A., 1963, 6–16, 1 Abb., Taf. 1–3, Wien 1963.
- SANDER, B.: Bemerkungen über tektonische Gesteinsfazies und Tektonik des Grundgebirges. — Verh. Geol. R.-A., 1914, 220–240, Wien 1914.
- Zur Geologie der Zentralalpen. — Jb. Geol. St.-A., 71, 171–224, 6 Abb., 1 Taf., Wien 1921.
- Beiträge zur Kenntnis der Anlagerungsgefüge. — (Tschermaks) Miner. Petrogr. Mitt., N. F. 48, I.: 27–139, 42 Abb., 7 Tab.; II.: 140–209, 12 Abb., 6 Tab., Leipzig 1936.
- Zum Gesteinscharakter der Hornsteinbreccie des Sonnwendjochgebirges. — Ber. Reichsst. Bodenforsch. Wien, 1941, 81–89, Wien 1941.
- Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. 2. Teil: Die Korngefüge. — 409 S., 153 Abb., 166 Diagr., 8 Taf., Wien (Springer) 1950.
- SARNTHFIN, 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.
- Versuch einer Rekonstruktion der mitteltriadischen Paläogeographie um Innsbruck, Österreich. — Geol. Rdsch., 56, 116–127, 4 Abb., Taf. 1, Stuttgart 1967.
- SAUSSURE, H.-B. DE: Voyages dans les Alpes. 1.–4. Bd., 540, 641, 532, 594 S., Taf., Neuchâtel (Fauche-Borel) 1779–1796. [Deutsch: Reisen durch die Alpen. 1.–4. Bd., 298, 327, 310, 433 S., Taf., Leipzig (J. Junius) 1771–1788.]
- SCHAFFER, F. X.: Grundzüge der allgemeinen Geologie. — VIII+492 S., 480 Abb., 1 Taf., Leipzig und Wien (Deuticke) 1916.
- SCHIDLowski, M.: Das Ostende der Wandfluh-Schuppe in den Vorarlberger Kalkalpen. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1961, 426–432, 3 Abb., Stuttgart 1961.
- Über das westliche Ende der Allgäuer Hauptmulde im Hinteren Bregenzerwald (Vorarlberger Kalkalpen). — Verh. Geol. B.-A., 1962, 49–63, 4 Abb., Taf. 1, Wien 1962.
- SCHIEFERDECKER, A.: Geological nomenclature. — XVI+523 S., Gorinchem (Geol. Mining Soc. Netherlands) 1959.
- SCHILLER, W.: Geologische Untersuchungen im östlichen Unterengadin. I. Lischannagruppe. — Ber. naturf. Ges. Freiburg Br., 14, 107–180, 21 Abb., 1 Kt., 4 Taf., Freiburg/Br. 1904.
- SCHLAGER, M.: Bilder von Sedimentations- und Bewegungsvorgängen im Jura des Tauglgebietes. — Mitt. naturw. Arbeitsg. Haus Natur Salzburg, 11, 7–18, 4 Abb., Salzburg 1960.
- SCHLAGER, W.: Fazies und Tektonik am Westrand der Dachsteinmasse (Österreich). II. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, 17 (1966), 205–282, 8 Abb., 3 Taf., Wien 1967 a.
- Hallstätter- und Dachsteinkalk-Fazies am Gosaukamm und die Vorstellung ortsgebundener Hallstätter Zonen in den Ostalpen. — Verh. Geol. B.-A., 1967, 50–70, Taf. 1–3, Wien 1967 b.
- Das Zusammenwirken von Sedimentation und Bruchtektonik in den triadischen Hallstätterkalken der Ostalpen. — Geol. Rdsch., 59, 289–308, 8 Abb., Stuttgart 1969.
- SCHLAGINTWEIT, O.: Die Mieminger-Wetterstein Überschiebung. — Geol. Rdsch., 3, 73–92, 2 Abb., Taf. 1–2, Stuttgart 1912.

- SCHMIDEGG, O.: Zum tektonischen Gefüge des Rätikon I. – Jb. Geol. B.-A., 98, 145–172, 4 Abb., Taf. 8–9, Wien 1955.
- Neues zur Geologie des Brennermesozoikums (Blaserdecke und Serleskamm). – Mitt. Geol. Ges. Wien, 48 (1955), 271–295, 3 Abb., Taf. 1–2, Wien 1956.
- SCHMIDT, K.: Klippe, autochthone. – Dt. Handwörterbuch der Tektonik, 1. Lief., S. 1, 1 Abb., Hannover 1968.
- Schlingenbau. – Dt. Handwörterbuch der Tektonik, 1. Lief., 2 S., 2 Abb., Hannover 1968.
- SCHMIDT, W.: Gesteinsumformung. – Denkschr. Naturhist. Mus. Wien, 3, 1–67, 12 Abb., 1 Taf., Wien 1925.
- Tektonik und Verformungslehre. – 208 S., 49 Abb., Berlin (Borntraeger) 1932.
- SCHMIDT-THOMÉ, P.: Klufftektonische Beobachtungen in den Bayerischen Alpen. – Geologica Bavarica, 17, 5–16, 11 Abb., München 1953.
- Klufftektonik und Großstrukturen in den nördlichen Kalkalpen. – Geol. Rdsch., 42, 172–187, 4 Abb., Stuttgart 1954.
- 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.
- Lehrbuch der Allgemeinen Geologie (Hrsg.: R. BRINKMANN), Band 2: Tektonik. – 579 S., 299 Abb., Stuttgart (Enke) 1972. [Während des Druckes erschienen, konnte nicht mehr berücksichtigt werden].
- SCHÖLLNBFRGER, W.: Zur Faziesverzahnung im Gebiet der Hohen Schrott etc. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 17 (1966), 73–86, 7 Abb., Taf. 7, 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.
- SCHOLTZ, H.: Das varistische Bewegungsbild. – Fortschr. Geol. Paleont., 8, H. 25, p. I–IX und 235–316, 31 Abb., Taf. 1–8, Berlin 1930.
- SCHÖNENBERG, R. 1955: siehe unter RICHTER, M., & SCHÖNENBERG, R. 1955.
- SCHÖNENBERG, R.: Hans Stille's Auffassung vom Grenzbereich Orogenese/Epirogenese in heutiger Sicht. – Beih. geol. Jb., 80, 155–166, Abb. 51–58, Hannover 1969.
- SCHROEDER, E.: Über Falten und Vergenz. – Ein Beitrag zur tektonischen Terminologie. – Wiss. Z. Humboldt-Univ. Berlin, math.-natw. R., 14, 441–449, 8 Abb., Berlin 1965.
- SCHWAN, W.: Zur geologischen Gliederung des Harzes. – Roemeriana, 1, 49–62, 6 Abb., Clausthal-Zellerfeld 1954.
- Bau und Bewegung im mittleren Thüringer Variszikum (Frankenwälder Querzone). – Z. dt. geol. Ges., 106 (1954), 439–455, 15 Abb., Taf. 14–15, Hannover 1956.
- Unterverschiebungen und Aufbruchsfalten. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1958, 356–376, 18 Abb., Stuttgart 1958.
- Deckenfragen im Balkan. – Geol. Rdsch., 51, 181–218, 33 Abb., Stuttgart 1961.
- Zur Definition und Deutung des Strukturtyps „Decke“. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., 124, 168–219, 3 Abb., Taf. 22, Stuttgart 1966.
- Zur Deutung der Schichtenlagerung und zur Analyse von Falten- und Schuppegebirgen auf Grund des Lageverhältnisses von Schicht- und Schieferungsflächen. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1967, 619–634, 11 Abb., Stuttgart 1967.
- Zur Kinematik einiger Hauptstrukturen im nordostbayerischen Variszikum etc. – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F., 50, 127–141, 15 Abb., Stuttgart 1968.
- SCHWARZACHER, W.: Sedimentpetrographische Untersuchungen kalkalpiner Gesteine. – Jb. Geol. B.-A., 91 (1946), 1–48, 15 Abb., Wien 1948.
- SCHWINNER, R.: Die Zentralzone der Ostalpen. – S. 105–232, 17 Abb., [in:] F. X. SCHAFFER [Hrsg.]: Geologie von Österreich, 2. Aufl., Wien (Deuticke) 1951.
- SEIDLITZ, W. v.: Schollenfenster im Vorarlberger Rhätikon und im Fürstentum Liechtenstein. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 4, 37–62, 2 Abb., 1 Taf., Wien 1911.
- SEILACHER, A.: Studien zur Palichnologie. I. Über die Methoden der Palichnologie. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 96, 421–452, 10 Abb., Taf. 14, Stuttgart 1953.
- Zur ökologischen Charakteristik von Flysch und Molasse. – Ecl. geol. Helv., 51, 1062–1078, 1 Abb., 3 Tab., Basel 1958.

- SHROCK, R. R.: Sequence in layered rocks. – 507 S., 397 Abb., New York etc. (Mc. Graw-Hill) 1948.
- SIDDANS, A.: Slaty Cleavage.—A Review of Research since 1815. – *Earth-Sci. Rev.*, **8**, 205 bis 232, 22 Abb., Amsterdam 1972.
- SITTER, L. U. DE: Structural Geology. – 1. Aufl., 552 S., 309 Abb., London etc. (Mc. Graw-Hill) 1956.
- Boudins and parasitic folds in relation to cleavage and folding. – *Geol. Mijnbouw*, n. s., **20**, 277–286, 22 Abb., s'Gravenhage 1958.
- Crossfolding in non-metamorphic of the Canatabrian Mountains and in the Pyrenees. – *Geologie en mijnbouw*, **39**, 189–194, 6 Abb., 's-Gravenhage 1960.
- Structural Geology. – 2. Aufl., 551 S., 310 Abb., 16 Tab., New York (Mc. Graw-Hill) 1964.
- SMITH, E. A.: Underthrust folds and faults. – *Amer. J. Sci.*, (3) **45**, 305–306, New Haven 1893.
- SOKOL, R.: Ein Apparat zur Feststellung der ursprünglichen Lage der Closschen und Mohrschen Flächen. – *Cbl. Miner. etc.*, 1925, Abt. B., 269–271, 1 Abb., Stuttgart 1925.
- SPENGLER, E.: Die Schafberggruppe. – *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **4**, 181–275, 1 Tab., Taf. 7–11, Wien 1911.
- 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 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 Kt., Wien 1914.
- Ein geologischer Querschnitt durch die Kalkalpen des Salzkammergutes. – *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **11** (1918), 1–70, Taf. 1, Wien 1919.
- Beiträge zur Geologie der Hochschwabgruppe und der Lassingalpen. I. – *Jb. Geol. B.-A.*, **72**, 155–182, 11 Prof., Wien 1922.
- Zur Frage des „Almfensters“ in den Grünauer Voralpen. – *Verh. Geol. B.-A.*, 1924, 157 bis 164, 3 Abb., Wien 1925.
- Aufnahmebericht über das Blatt „Schneeberg-St. Ägyd“ (4855). – *Verh. Geol. B.-A.*, 1927, 52–54, Wien 1927 a.
- Über die von H. STILLE in der nördlichen Kalkzone der Ostalpen unterschiedenen Gebirgsbildungsphasen. – *Cbl. Miner. etc.*, B, 1927, 138–148, Stuttgart 1927 b.
- Der geologische Bau der Kalkalpen des Traisentalles und des oberen Pielachgebietes. – *Jb. Geol. B.-A.*, **78**, 53–144, 14 Abb., 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.
- Geol. Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Schneeberg-St. Aegy. 1 : 75.000. – 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.
- [In:] F. WÄHNER & E. SPENGLER: Das Sonnwendgebirge im Unterinntal. 2. Teil. 200 S., 10 Abb., 28 Taf., 1 Profiltaf., 1 geol. Kt., Leipzig-Wien (Deuticke) 1935.
- Die nördlichen Kalkalpen etc. – S. 302–413, 21 Abb., [in:] F. X. SCHAFFER [Hrsg.]: Geologie von Österreich, 2. Aufl., Wien (Deuticke) 1951 a.
- Zur Verbreitung und Tektonik der Inntal-Decke. – *Z. dt. geol. Ges.*, **102** (1950), 188–202, 2 Abb., Hannover 1951 b.
- Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Decken der Nördlichen Kalkalpen. 1. Teil. – *Jb. Geol. B.-A.*, **96**, 1–64, 8 Abb., Taf. 1–2, Wien 1953.
- Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Decken der Nördlichen Kalkalpen. 2. Teil. – *Jb. Geol. B.-A.*, **99**, 1–74, 5 Abb., Taf. 1, Wien 1956.
- Über den Wert von flächenhaften Abwicklungsversuchen für die Erkenntnis tektonischer Vorgänge. – *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **48** (1955), 305–313, 8 Abb., Wien 1957.

- Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Decken der Nördlichen Kalkalpen. 3. Teil. — 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. — Verh. 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.: Gedanken über tektonische Lücken. — Verh. Geol. R.-A., 1911, 285–303, 4 Abb., Wien 1911.
- SPITZ, A., & DYHRENFURTH, G.: Monographie der Engadiner Dolomiten etc. — Beitr. geol. Karte Schweiz, N. F., 44, 235 S., 72 Abb., 3 Taf., 1 geol. Kt., Bern 1914.
- STACHE, G.: Die geologischen Verhältnisse der Umgebungen von Ungvár in Ungarn. — Jb. Geol. R.-A., 21, 379–436, Taf. 22, Wien 1871.
- STAFF, H. v.: Über Kulissenfalten. — N. Jb. Miner. etc., Beil.-Bd. 30, 233–253, 6 Abb., Stuttgart 1910.
- STAUB, R.: Petrographische Untersuchungen im westlichen Berninagebirge. — Vjschr. naturf. Ges. Zürich, 60, 55–336, Zürich 1915.
- Betrachtungen über den Bau der Südalpen. — Ecl. geol. Helv., 42, 215–408, 39 Abb., Taf. 8–10, Basel 1949.
- STAUB, W.: Über die Entstehung von Querfalten und über Rahmenfaltung. — Ecl. geol. Helv., 19, 98–126, 10 Abb., 3 Tab., Basel 1925.
- 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 (NÖ.). — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 10, 95–116, Taf. 7–9, Wien 1959.
- STEININGER, F., & SENES, J. [Hrsg.]: Die Eggenburger Schichtengruppe und ihr Stratotypus (Chronostratigraphie und Neostratotypen, Bd. 2). — 827 S., zahlr. Abb., Tab., Taf., Bratislava (Slov. Akad. Wiss.) 1971.
- STEINMANN, G.: Geologische Beobachtungen in den Alpen. I. — Ber. naturf. Ges. Freiburg Br., 9 (1895), 245–263; 10 (1898), 215–292, Abb., Freiburg/Br. 1895/98.
- Geologische Beobachtungen in den Alpen. II. — Ber. naturf. Ges. Freiburg Br., 16, 18–67, 1 Tab., Freiburg/Br. 1906 a.
- Geologische Probleme des Alpengebirges. — Z. dt. österr. Alpenver., 37, 1–44, 30 Abb., Innsbruck 1906 b.
- STENDEL-RUTOWSKI, 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.
- STIELER, C.: Ein Beitrag zum Kapitel „Klüfte“. — Cbl. Miner. etc., 1922, 664–672, 703–711, 3 Abb., Stuttgart 1922.
- STILLE, H.: Injektivfaltung und damit zusammenhängende Erscheinungen. — Geol. Rdsch., 8, 89–142, 15 Abb., Leipzig 1917.
- Grundfragen der vergleichenden Tektonik. — 443 S., 14 Abb., Berlin (Borntraeger) 1924.
- Über Einseitigkeit in der germanotypen Tektonik Nordspaniens und Deutschlands. — Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl., 1930, Fachgruppe IV, 379–397, 4 Abb., Göttingen 1930.
- STREIFF, V.: Zur östlichen Beheimatung der Klippendecken. — Ecl. geol. Helv., 55, 77–134, 7 Abb., Taf. 1–4, Basel 1962.
- STUDER, B.: Geologie der westlichen Schweizer Alpen. — X+420 S., 5 Taf., 1 geol. Kt., Heidelberg und Leipzig 1834.
- SÜESS, E.: Dislocationen. — S. 142–189. [In:] Das Antlitz der Erde. 1. Band. — 779 S., 48 Abb., 2 Taf., 4 Kt., Prag-Wien (Tempisky und Freytag) 1885.
- Über unterbrochene Gebirgsfaltung. — Sber. Ak. Wiss., m.-n. Kl., 94, 111–117, Wien 1886.

- Das Antlitz der Erde. 3. Bd., 1. Hälfte. — 508 S., 23 Abb., 6 Taf., 1 Kt., Prag etc. (Tempsky und Freytag) 1901.
- Über das Inntal bei Nauders. — Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., Abt. I, 114, 699–735, Wien 1905.
- Das Antlitz der Erde. 3. Bd., 2. Hälfte, 789 S., 55 Abb., 3 Taf., 5 Kt., Wien-Leipzig (Tempsky und Freytag) 1909.
- SUESS, ERHARD [Hrsg.]: Eduard Sueß. Erinnerungen. — 451 S., 4 Abb., 2 Taf., Leipzig (Hirzel) 1916.
- SUMMESBERGER, H.: Zum Typusprofil des Gutensteiner Kalkes. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 16 (1965), 85–88, 1 Abb., Wien 1966.
- SUTTON, J.: Some crossfolds and related structures in Northern Scotland. — Geologie en Mijnbouw, 39, 149–162, 7 Abb., 's-Gravenhage 1960.
- TEISSEYRE, H.: Einige Bemerkungen über die Methodik der Mikrostrukturen in der tektonischen Forschung. — Freiburger-Forschungsh., C 57, 48–61, 13 Abb., Berlin 1959.
- TERMIER, H. & G.: L'évolution de la lithosphère. II. Orogénèse, 1. fasc. — 498 S., 152 Abb., 49 Tab., Paris (Masson) 1956.
- TERMIER, P.: Sur la structure des Hohe Tauern (Alpes du Tyrol). — Comptes rend. Acad. Sci. Paris, 137/2, 875–876, Paris 1903 a.
- Les nappes des Alpes Orientales et la synthèse des Alpes. — Bull. Soc. géol. France, (4) 3, 711–765, Taf. 22–23, Paris 1903 b.
- La synthèse géologique des Alpes. — 29 S., Liège (Imp. Moderne) 1906.
- Sur la tectonique de l'île d'Elbe. — Bull. Soc. géol. France, (4) 10, 134–160, 4 Abb., Paris 1910.
- TURNER, A.: Reliefüberschiebungen in den Ostalpen. — Fortschr. Geol. Paläont., 14, H. 48, 347 S., 72 Abb., Berlin 1943.
- Die Baustile in den tektonischen Einheiten der Nördlichen Kalkalpen. — Z. dt. geol. Ges., 113 (1961), 367–389, 7 Abb., Hannover 1962.
- Kritische Betrachtungen zur „Mürzalpendecke“ E. und A. Tollmann. — Verh. Geol. B.-A., 1963, 69–79, 4 Abb., Wien 1963.
- TILMANN, N.: Die Bedeutung der Sutan-Überschiebung. — Sitzber. naturhist. Ver. preuß. Rheinld. Westfalen, 1911, p. D 37–48, 4 Abb., Bonn 1912.
- TOBISCH, O. T.: The influence of early structures and the orientation of late-phase folds in an area of repeated deformation. — Journal of Geol., 75, 554–564, 5 Abb., Taf. 1–2, Chicago 1967.
- TOLLMANN, A.: Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der Neuuntersuchung des zentralalpinen Mesozoikums. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, 10, 1–62, 1 Taf., Wien 1959.
- Die Hallstätterzone des östlichen Salzkammergutes und ihr Rahmen. — Jb. Geol. B.-A., 103, 37–131, 4 Abb., Taf. 2–5, Wien 1960.
- Die Frankenfesler Deckschollenklippen der Grestener Klippenzone als Typen tektonischer Deckschollenklippen. — Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., Abt. I, 171, 193 bis 202, Wien 1962 a.
- Die Rolle des Ost-West-Schubes im Ostalpenbau. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 54 (1961), 229–247, Wien 1962 b.
- Ostalpensynthese. — VIII+256 S., 22 Abb., 11 Taf., Wien (Deuticke) 1963 a.
- Zur Frage der Faziesdecken in den Nördlichen Kalkalpen und zur Einwurzelung der Hallstätter Zone (Ostalpen). — Geol. Rdsch., 53, 151–168, Taf. 16, Stuttgart 1963 b.
- Die Antiklinalen der Schneebergdecke und ihr Alter. — Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., 100, 132–143, 2 Abb., Wien 1963 c.
- Übersicht über die alpidischen Gebirgsbildungsphasen in den Ostalpen und Westkarpaten. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 14 (1963), 81–88, Taf. 8, Wien 1964 a.
- Analyse der Weyerer Bögen und der Reiflinger Scholle. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 14 (1963), 89–124, Taf. 7, Wien 1964 b.
- Die Auswirkungen der Jungkimmerischen Phase in den Nördlichen Kalkalpen etc. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1965, 495–504, Stuttgart 1965.

- Geologie der Kalkvoralpen im Ötzerland 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. – Geotekt. Forsch., **21**, 1–156, 20 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1966 b.
- [In:] GEYSSANT, J., & TOLLMANN, A.: Réunion extraordinaire de la Société géologique de France. Alpes Autrichiennes. – Compte rendu Soc. géol. France, 1966, fasc. 11, 413–472, 16 Abb., 1 Taf., Paris 1966 c.
- Tektonische Karte der Nördlichen Kalkalpen. 1. Teil. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **59** (1966), H. 2, 231–253, Taf. 1–2, Wien 1967 a.
- Stirnschuppen und Dachschuppen, wenig bekannte tektonische Strukturformen etc. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1967, 705–730, 9 Abb., Stuttgart 1967 b.
- Die Grundbegriffe der deckentektonischen Nomenklatur. – Geotekt. Forsch., **29**, 26–59, Stuttgart 1968 a.
- Der Baustil der Decken. – Report 23. Sess. Internat. Geol. Congr., **3**, 49–59, 3 Abb., Prag 1968 b.
- Der Deckenbau im mediterranen Orogen etc. – Izvestija Geol. Inst. Bulgar. Akad. Nauk, ser. geotekt., **17**, 53–60, Sofia 1968 c.
- Bemerkungen zu faziellen und tektonischen Problemen des Alpen-Karpaten-Orogens. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **18** (1967), 207–248, Taf. 8, Wien 1968 d.
- Die paläogeographische, paläomorphologische und morphologische Entwicklung der Ostalpen. – Mitt. Österr. Geogr. Ges., **110**, 224–244, Wien 1968 e.
- Potenzierte Faltung in den Ostalpen. – Geotekt. Forsch., **29**, 60–80, 11 Abb., Stuttgart 1968 f.
- Tektonische Karte der Nördlichen Kalkalpen. 2. Teil: Der Mittelabschnitt. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **61** (1968), 124–181, Taf. 1, Wien 1969 a.
- Die Bruchtektonik in den Ostalpen. – Geol. Rdsch., **59**, 278–288, 1 Abb., Stuttgart 1969 b.
- Tektonische Karte der Nördlichen Kalkalpen. 3. Teil: Der Westabschnitt. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **62** (1969), 78–170, Taf. 1–3, Wien 1970 a.
- Der Deckenbau der westlichen Nordkalkalpen. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **136**, 80–133, 1 Abb., Stuttgart 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. – Geotekt. Forsch., **34**, 1–90, 21 Abb., 1 Tab., 1 Taf., Stuttgart 1970 d.
- Betrachtungen zum Baustil und Mechanismus kalkalpiner Überschiebungen. – Verh. Geol. B.-A., 1971, 358–390, 12 Abb., Wien 1971 a.
- Zur Rehabilitierung des Deckenbaues in den westlichen Nordkalkalpen. – Jb. Geol. B.-A., **114**, 273–360, 49 Abb., Taf. 11–12, Wien 1971 b.
- Überblick über die Neuergebnisse vom geologischen Bau Niederösterreichs. – Unsere Heimat, **42**, 103–140, 9 Abb., Wien 1971 c.
- Ablauf und Bedeutung der alpidischen orogenetischen Phasen in den Ostalpen. – S. 57–64, 1 Abb., [in:] СИКОСЕК, B., et al. [Hrsg.]: Prvi simpozijum o orogenim fazama u prostoru Alpske Evrope. Beograd (geol. drustava SFRJ) 1971 d.
- Die deckentektonische Gliederung der östlichen Zentralzone der Ostalpen an Hand alter und neuer Daten. – Zbl. Geol. Paläont., Teil I, 1970, 978–1002, Stuttgart 1971 e.
- Scheinserien (Tektonisch komponierte Schichtfolgen). – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1972, 427–447, 7 Abb., Stuttgart 1972 a.
- Zur Frage der Geschwindigkeit des Deckenschubes. – Geol. Rdsch., **61**, 965–974, 3 Abb., Stuttgart 1972 b.
- Die Neuergebnisse über die Triasstratigraphie der Ostalpen. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **21**, 65–113, Innsbruck 1972 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 d.
- Der karpatische Einfluß am Ostrand der Alpen. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **64** (1971), 173–208, 1 Abb., 1 Tab., Wien 1972 e.

- TOLLMANN, A., & KRISTAN-TOLLMANN, E.: Geologische und mikropaläontologische Untersuchungen im Westabschnitt der Hallstätter Zone in den Ostalpen. – *Geologica et Palaeontol.*, 4, 87–145, 20 Abb., Marburg 1970.
- TOLMAN, C. F.: How should faults be named and classified? – *Econ. Geol.*, 2, 506–511, Abb. 60–63, 1 Tab., Lancaster 1907.
- TÖRNEBOHM, A. E.: Om fjällproblemet. – *Förhandl. Geol. Fören. Stockholm*, 10, 328–336, 2 Abb., Stockholm 1888.
- TORNQUIST, A.: Geologischer Führer durch Ober-Italien. – *Samml. geol. Führer*, 9, 302 S., 30 Abb., Berlin (Borntraeger) 1902.
- TRAUTH, F.: Die geologischen Verhältnisse an der Südseite der Salzburger Kalkalpen. – *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 9, 77–86, 1 Abb., Taf. 8, Wien 1916.
- Geologische Studien in den westlichen niederösterreichischen Voralpen. – *Anz. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl.*, 71, 92–99, Wien 1934.
- 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.
- TROMMSDORFF, E.: „Fahrtströmungen“ in Eruptivmagmen. – *Naturwiss.*, 22, 329–332, 2 Abb., 2 Tab., Berlin 1934.
- TRÜMPY, R.: Paleotectonic evolution of the Central and Western Alps. – *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 71, 843–908, 14 Abb., 2 Taf., New York 1960.
- Lochseitenkalk. S. 698–699. [In:] RUTSCH, R. [Hrsg.]: *Alpes suisses etc.*, *Lexique strat. int., Europe*, fasc. 7 c, 1357 S., Tab., 2 Taf., Paris (CNRS) 1967.
- Die Geschwindigkeit der orogenen Vorgänge in den Alpen. – *Kurzfassg. Vorträge 62. Jtagg. Geol. Vereinigg.*, S. 23, Frankfurt/M. (Geol. Ver.) 1972.
- TURNIT, P.: Morphologie und Entstehung diagenetischer Druck-Lösungserscheinungen. – *Geol. Mitt.*, 7, 173–204, 29 Abb., Aachen 1967.
- Druck-Lösungsstadien innerhalb der Entwicklung einer Geosynklinale. – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 1968, 376–384, 3 Abb., Stuttgart 1968 a.
- Analysis of Pressure-Solution Contacts and Classification of Pressure-Solution Phenomena. – S. 75–84, 7 Abb. [In:] MÜLLER, G., & FRIEDMAN, G. [Hrsg.]: *Recent Developments in Carbonate Sedimentology in Central Europe.* – Berlin etc. (Springer) 1968 b.
- TRUSHEIM, F.: Die Mittenwalder Karwendelmulde. – *Wiss. Veröff. dt.-österreich. Alpenver.*, 7, 69 S., 3 Abb., 8 Taf., Innsbruck 1930.
- TURNER, F. J., & WEISS, L. E.: Structural analysis of metamorphic tectonites. – 545 S., zahlr. Abb., New York (Mc. Graw-Hill) 1963.
- UHLIG, V.: Ergebnisse geologischer Aufnahmen in den westgalizischen Karpathen. II. Theil. Der pieninische Klippenzug. – *Jb. Geol. R.-A.*, 40 (1890), 559–824, 50 Abb., Taf. 5–10, Wien 1891.
- Bau und Bild der Karpaten. – S. 649–911, 1 Kt. [In:] SUSS, E. [Hrsg.]: *Bau und Bild Österreichs*, Wien-Leipzig (Tempsky-Freytag) 1903.
- Über die Klippen der Karpathen. – *Compte rendu 9. sess. congr. géol. internat.*, 1903, 427–454, 11 Abb., Wien (Hollinek) 1904.
- Über die Tektonik der Karpathen. – *Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., Abt. I*, 116, 871–982, 1 Abb., 2 Taf., Wien 1907.
- Zweiter Bericht über geologisch-tektonische Untersuchungen in den Radstädter Tauern. – *Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., Abt. I*, 117, 1379–1422, Taf. 1–3, Wien 1908.
- 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.
- VORTSCH, W.: Über schichtparallele Bewegungen (Kammerkehr-Sonntagshorn-Gruppe und Osterhorngruppe). – *Zbl. Min. Geol. Paläont., Abt. B (Geol. Paläont.)*, 1937, 263–286, 3 Abb., Stuttgart 1937.
- Ist der Überschiebungsbau in den rhätischen und jurassischen Gesteinen der nordöstlichen Alpen zweifelhaft? – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 1963, 358–369, Stuttgart 1963.

- WAGENBREITL, O.: Die Lausitzer Überschiebung und die Geschichte ihrer geologischen Erforschung. Teil I. – Abh. Staatl. Mus. Miner. Geol., 11, 163–279, 56 Abb., Dresden 1966. Teil II. Ebenda, 12, 279–368, Abb. 57–84, 1 Tab., Dresden 1967.
- WAGNER, G. H.: Kleintektonische Untersuchungen im Gebiet des Nördlinger Rieses. – Geol. Jb., 81, 519–599, 45 Abb., 5 Tab., Taf. 32–35, Hannover 1964.
- WAGNER, R.: Beitrag zur genaueren Kenntniss des Muschelkalks bei Jena. – Abh. Preuß. geol. L.-A., N. F., 27, 105 S., 7 Abb., 4 Taf., 2 Taf., Berlin 1897.
- WÄHNER, F.: Das Sonnwendgebirge im Unterinntal. 1. Teil. – XII+356 S., 19 Taf., 1 Kt., Leipzig/Wien (Deuticke) 1903.
- WEBER, F.: Zur Geologie der Kalkalpen zwischen Traunsee und Almtal. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 51 (1958), 295–352, Taf. 1–3, Wien 1960.
- WEGMANN, E.: Zur Deutung der Migmatite. – Geol. Rdsch., 26, 305–350, 12 Abb., Stuttgart 1935.
- Stockwerktektonik und Modelle von Gesteinsdifferentiation. – S. 3–19, [in:] LOTZE, F. [Hrsg.]: Geotektonisches Symposium zu Ehren von Hans Stille, Stuttgart (Enke) 1956.
- WEGMANN, E., & SCHAER, J.: Lunules tectoniques et traces de mouvements dans les plis du Jura. – Ecl. geol. Helv. 50, 491–496, 3 Abb., Basel 1957.
- WEISS, Chr. S.: Über einige geognostische Punkte bei Meissen und Hohnstein. – Karsten's Archiv für Bergbau und Hüttenwesen, 16, 3–16, Berlin 1827.
- WEISS, L. E.: Geometry of superposed folding. – Bull. Geol. Soc. Amer., 70, 91–106, 12 Abb., New York 1959.
- WENDT, J.: Stratigraphie und Paläogeographie des Roten Jurakalks im Sonnwendgebirge (Tirol, Österreich). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 132, 219–238, 1 Abb., 1 Tab., Taf. 21–25, Stuttgart 1969.
- Genese und Fauna submariner sedimentärer Spaltenfüllungen im mediterranen Jura. – Paläontographica, A, 136, 121–192, 20 Abb., 7 Tab., Taf. 15–18, Stuttgart 1971.
- WESTRUP, J.: 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 Symon) 1970.
- WEYNSCHENK, R.: Beiträge zur Geologie und Petrographie des Sonnwendgebirges (Tirol), besonders der Hornsteinbreccien. – Schlern-Schr., 59, 66 S., 7 Abb., 15 Taf., 3 Beil.-Taf., Innsbruck 1949.
- WHITTEN, E. H.: Structural Geology of Folded Rocks. – 678 S., 487 Abb., Chicago (Rand Mc. Nally) 1966.
- WILCKENS, O.: Grundzüge der tektonischen Geologie. – 113 S., 118 Abb., Jena (Fischer) 1912. – Was ist unter „Scharung“ zu verstehen? – Z. dt. geol. Ges., 71 (1919), B, 105–113, Berlin 1920.
- 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.
- WILLIS, B.: Mechanics of Appalachian Structure. – Ann. Rept. US. Geol. Surv., 13 (1891–1892), pt. 2, 217–281, Abb. 16–17, Taf. 46–96, Washington 1893.
- Überschiebungen in den Vereinigten Staaten von Nordamerika. – Comptes rendu 9. sess. congr. géol. int., 529–540, 1 Abb., Wien (Hollinek) 1904.
- WILLIS, B. & R.: Geologic structures. 3. Aufl. – 544 S., 202 Abb., New York and London (Mc. Graw-Hill) 1934.
- WILSON, G.: Mullion and rodding structures in the Moine Series of Scotland. – Proc. Geol. Ass. London, 64, 118 ff., London 1953.
- The tectonic significance of small scale structures, and their importance to the geologist in the field. – Ann. Soc. Géol. Belgique, 84, 423–548, 46 Abb., 1 Tab., Taf. 1–4, Liège 1961.
- WUNDERLICH, H. G.: Faltensterometrie und Gesteinsverformung. – Geol. Rdsch., 52, 417 bis 426, 3 Abb., Stuttgart 1962.
- Zyklischer Bewegungsablauf beim Vorrücken orogener Fronten und der Mechanismus des Deckenschollentransportes nach dem surf-riding-Prinzip. – Geologie en mijnbouw, 44, 440–457, 4 Abb., 's-Gravenhage 1965.

- Wesen und Ursachen der Gebirgsbildung. — B. I.-Hochschultaschenbücher, 339–339 b, 367 S., 60 Abb., Mannheim (Bibl. Inst.) 1966.
- Einführung in die Geologie. II. Endogene Dynamik. — B. I.-Hochschultaschenbücher, 341/341 a, 325 S., 110 Abb., Mannheim (Bibl. Inst.) 1968.
- WURSTER, P.: Geometrie und Geologie von Kreuzschichtungskörpern. — Geol. Rdsch., 47, 322–358, 27 Abb., Taf. 10–12, Stuttgart 1958.
- WYLLIE, P. J.: The Dynamic Earth. — 416 S., zahlr. Abb., Taf., New York (J. Wiley) 1971.
- ZACHER, W.: Zur tektonischen Stellung der Vilser Alpen. — Z. dt. geol. Ges., 113 (1961), 390 bis 408, 6 Abb., Hannover 1962.
- Geologische Karte des Osterach-Gebietes 1 : 25.000. — München (Bayer. Landesanst. Gewässerkd.) 1964.
- Erläuterungen zur geolog. Karte von Bayern 1 : 25.000, Blatt 8429 Pfronten. — 208 S., 44 Abb., 4 Tab., 3 Beil., München (Bayer. Geol. L.-A.) 1966.
- Faziestektonik. — 1 S., [in:] Dt. Handwörterbuch der Tektonik, 1. Lief., Hannover (Bundesanst. Bodenforsch.) 1968.
- Fenster. — 1 S., [in:] Dt. Handwörterbuch der Tektonik, 1. Lief., Hannover (Bundesamt Bodenforsch.) 1968.
- Decke. — 3 S., 1 Abb., [in:] Dt. Handwörterbuch der Tektonik, 2. Lief., Hannover (Bundesanst. Bodenforsch.) 1969.
- ZANKL, H.: Die Geologie der Torrener-Joch-Zone in den Berchtesgadener Alpen. — Z. dt. geol. Ges., 113, 446–462, 7 Abb., Hannover 1962.
- ZEIL, W.: 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.
- ZIEGLER, V.: Foothills Structure in the Rocky Mountains. — J. Geol., 25, 715–740, 16 Abb., Chicago 1917.

SACHREGISTER

(Halbfette Ziffern verweisen auf die ausführliche Behandlung des Begriffes, Kursivziffern auf die Abbildung der Struktur)

- Abfaltung 94
Ablagerung, tektonische 175
Ablösung einer Decke 44, 45, 147
Abquetschung 63, 177, 177, 178, 270
Abrollen 25, 223
Abscherung 19, 60, 184, 282
Abscherung, kerogene 63
Abscherung, plakogene 60
Abscherungsdecke 5, 11 ff., 12, 13, 14, 16, 19, 21, 22, 61
Abscherungsdeckscholle 293, 294
Abscherungsfläche 11, 15
Abscherungshorizont 18, 62
Abscherungshorizont, basaler 151
Abscherungsklippe 293, 294
Abschiebung 88, 90, 91
Abschiebungsdecke 13
Abschneidung 63
Abschürfungsdecke 17
Abserungsriß 348
Abspaltungsdecke 16
Abstauchungsdecke 11, 13, 16
Abstutzung 63
Abstutzung, basale 62
Abtragung, tektonische 175
Abwetzung 63, 72 ff., 184
Abwetzung, basale 72 ff.
Abwetzung, dorsale 175
Abwicklung 116, 116, 145, 146
Achsenebene 219, 225, 227, 230
Achsenintauchen 227
Achsenfläche 224, 225
Achsenrampe 252
Akkordeonfalte 234
Amplitude 224, 225
Amputation 63, 64, 80, 176, 288
Anhaltestruktur 216, 220
Anschabung 259
Anschoppung 146, 272, 275
Antiform 241, 245, 256
Antiklinale 225
Antiklinale, aufgebrochene 269
Antiklinale, geschwänzte 242
Antiklinalkern, abgequetschter 242, 243
Antiklinalkern, abgescherter 307
Antiklinalkern, falscher 309
Antiklinorium 253
Antiklinorium, abnormales 254, 254
Antiklinorium, normales 253, 254
Arkadenfalte 234, 236
Aufblättern 137
Aufbruchsfalte 89, 244
Aufbruchsstörung 89
Aufbruchszone 268
Aufbürsten 124
Aufkippung 150
Aufkrempen 288
Aufpressungsbruch 358
Aufschiebung 58, 59
Aufschleifung 92, 358
Aufsplitterung der Nachbewegung 51, 51
Ausdünnung 178, 269, 270
Auslaufen der Überschiebung 148, 148
Ausquetschung 269, 270
Ausschiebung 149
Auswalgung 270
Autochthonie, relative 163
Axialgefälle 328
Basalabscherung 11, 46
Basalabscherungsfläche 46
Basalabschürfung 17, 18, 63, 72, 107, 141
Basalabwetzung 72, 74, 202
Basalamputation 62, 175
Basalschuppe s. u. Basisschuppe
Basalschutz 278
Basaltrunkatur 63, 72, 184, 269
Basalzuschnitt 11, 12, 18
Basisbreite einer Falte 224
Basisschuppe 49, 182
Beanspruchung, tektonische 149, 150
Beule 227, 229, 233
Beutelmulde 123, 124, 236, 245, 307, 323, 343
Beutelmulde, allseitige 344
Bewegung, passive 146
Bewegungsgeschwindigkeit 169, 173
Bewegungsrichtung 113 ff.
Bezugsnarbe 31, 167
Biegefalte 223, 227, 229, 245
Biegescherfalte 223, 227
Biegescherfalte, divergent-scharige 336
Blatt 349
Blattverschiebung 349, 356, 357, 358
Blöcke, endemische 103
Blöcke, exotische 102, 103, 290
Blockklippe 290
Blockklippe, tektonische 103, 293, 308
Bogenbildung 83, 355, 356
Boudinage 219, 270, 271
Boudinage-Klippe 309
Brachyantiklinale 223
Brachysynklinale 233
Brandungsdecke 200, 200
Brechung 132, 218, 218
Brekzie, orogene 290
Brekzie, tektonische 103, 110, 112
Bruch 345 ff.
Bruch, gefalteter 255
Bruchschieferung 214
Bruchschwarm 364
Bruchstaffeltreppe 363

- Bruchtektonik 345, 346
 Chaos, tektonisches 102, 103, 273
 Cloosche Flächen 359, 361
 Dachschuppe 182, 182, 183, 264
 Decke 8 ff., 263, 266
 Decke, allochthone 39
 Decke, autochthone 38, 305, 341, 342, 343
 Decke, einphasige 48
 Decke, interkutane 26
 Decke, kerogene 16
 Decke, mehrphasige 48, 49
 Decke, parautochthone 38, 43
 Decke, plakogene 16
 Decke, verkehrte 12, 25, 27, 44
 Deckel 58
 Deckenabspaltung 45
 Deckenabwicklung 116, 145, 146
 Deckenaufspaltung 191
 Deckenbasalzschnitt 11
 Deckenbasis 55 ff.
 Deckenbau 6, 7
 Deckenfalte 328
 Deckenfaltung 171, 327, 341
 Deckengeosynklinale 327
 Deckengrenze 283
 Deckengrenze, resistente 151
 Deckengrenze, verheilte 183
 Deckenhinterrand 104, 286, 288
 Deckenkörper 204 ff.
 Deckenlamelle 270
 Deckenmulde 171, 328
 Deckenpaket 327
 Deckenrücken 174 ff.
 Deckensattel 171, 256, 309, 328, 341
 Deckensohle 20, 55 ff.
 Deckenstapel 327
 Deckenstirn 184 ff.
 Deckensystem 37, 327
 Deckentektonik-Mimikry 335
 Deckentransport 41
 Deckentypen 11
 Deckenüberschiebung 58
 Deckenwurzel 270, 286
 Deckfalte 20, 201, 223, 231, 328
 Deckgebirgsdecke 28, 29
 Deckgebirgsfalte 241
 Deckplatte 17, 120, 149
 Deckscholle 292 ff.
 Deckscholle, autochthone 336
 Deckschollen-Auslieger 164
 Deckschollenklippe 117, 292, 293, 294
 Deckschollenschwarm 32, 165, 165, 167, 294, 301
 Deformationsbrekzie 111
 Deformationsausmaß 149, 150
 Dehnungsfugenlinear 219, 220
 Dejektivfalte 234, 236
 Denudation, tektonische 175
 Denudationsklippe 290
 Depression 328
 Depression, axiale 174
 Diagonalscherflächensystem 349, 359, 360, 361, 361
 Diapirfalte 229, 243
 Digitation 37, 200, 200
 Diskordanz, tektonische 62
 Dislokationsbrekzie 110
 Distanzschutz 278
 Divertikulation 46, 98, 201, 202
 Dom 227, 233
 Doppelfalte 9, 335, 336
 Doppelfenster 311, 314, 317, 319
 Doppelgraben 364
 Doppelhalbfenster 311, 318, 318
 Doppelhalbklippe 293, 300
 Doppelklippe 293, 294, 296, 297
 Dorsalabquetschung 177, 270
 Dorsalamputation 177, 179
 Drehfalte 230
 Drehverwerfung 362
 Druckmarken, halbmondförmige 135
 Druckschieferungsfläche 215
 Drucksuturen 211, 212
 Duplikatur 193
 Durchpausen 345
 Durchspießungsfalte 229
 Durchspießungsklippe 116, 293, 302, 307
 Durchstechungsklippe 302
 Eindruchtung 284, 354
 Einfachklippe 296
 Einkeilung 138
 Einrollung 188
 Einschiebungskeil 137
 Einschlussklippe 290
 Einwicklung 142, 328, 329, 329, 330, 331, 332
 Einwurzelung 31
 Eisschollenstruktur 273, 273
 Ejektivfalte 234, 236
 Embryonalschieferung 213, 218
 En échelon-Falte 260
 Engfalte 236
 Entwicklung einer Decke 44, 45, 147
 Erdnaht 359
 Erosionsklippe 192, 290
 Erosionsüberschiebung 77, 78, 78, 81
 Extensionsüberschiebung 56, 57, 58
 Extrusionsfalte 242, 243
 Fächer 99
 Fächerfalte 236, 236, 245, 335, 336, 337
 Fächergewölbe 307, 335
 Fächermulde 253
 Fächerstellung 216, 218
 Fahrtströmung 207, 212
 Falte 222, 224, 224, 225, 229, 231, 233, 236, 239, 242
 Falte, anisopache 230, 239
 Falte, asymmetrische 119 ff., 130, 223, 225, 236
 Falte, dejektive 234, 236, 323
 Falte, durchscherte 239, 239
 Falte, cinscitig-steile 230, 231 232
 Falte, ejektive 234, 236
 Falte erster bis vierter Ordnung 231
 Falte, extrusive 242, 243
 Falte, gefaltete 255
 Falte, geneigte 230, 231, 232
 Falte, geschlossene 236
 Falte, inkompetente 240
 Falte, inkongruente 244
 Falte, interkutane 28
 Falte, irreguläre 242
 Falte, isoklinale 234
 Falte, isopache 223, 239
 Falte, klinente 230
 Falte, kompetente 240
 Falte, kongruente 237, 239, 244
 Falte, konische 242
 Falte, konjugierte 234

- Falte, konzentrische 237, 239
 Falte, laminierte 239, 239
 Falte, liegende 230, 231
 Falte, nichtreduzierte 239, 239
 Falte, nichtzylindrische 242
 Falte, offene 234
 Falte, parallele 237
 Falte, potenzierte 254
 Falte, reduzierte 239, 239
 Falte, sattelreduzierte 239, 239
 Falte, sattelverdünnte 239, 239
 Falte, schiefe 230
 Falte, schwache 234
 Falte, stehende 230, 231
 Falte, symmetrische 236, 237, 238
 Falte, tauchende 230, 231
 Falte, überkippte 230, 231
 Falte, überstürzte 230, 231
 Falte, unbeständige 242
 Falte, ungleichschenkelige 230
 Falte, unsymmetrische 230, 236, 236
 Falte, vergente 236, 238, 245
 Falte, zylindrische 240, 242
 Fältelungslinear 219, 220
 Faltenabschiebung 89
 Faltenachse 219, 225, 226, 227, 228
 Faltenamplitude 225
 Faltenbogen 83, 356
 Faltenbündel 253
 Faltendecke 12, 13, 20, 224, 233
 Faltendecke, Appalachtentypus 24
 Faltendecke, reduzierte 12, 24
 Faltendecke, Rockytypus 23
 Faltendecke, Schweizer Typus 24
 Faltenextrusion 242, 243
 Faltenflügel 225
 Faltenengese 223
 Faltengitter 256, 258
 Faltengebölbe 225
 Faltenhöhe 225
 Faltenhülle 227
 Faltenkern 227
 Faltenknick 252, 259
 Faltennudel 18, 150
 Falten­scharnier 223, 234
 Falten­scheitel 225
 Falten­schenkel 89, 225
 Falten­spiegel 225, 227, 230
 Falten­stereometrie 223
 Faltenstirn 25, 184
 Falten­system 252
 Falten­ter­rasse 203
 Falten­über­schiebung 24, 56, 57, 239
 Falten­ver­genz 119, 120, 121, 122, 125, 126, 127, 129, 230
 Falten­ver­genz­umkehr 121
 Falten­ver­werfung 57, 58
 Falten­walze 18, 245, 258
 Fal­tung 222, 225, 226, 273
 Fal­tung, de­jek­tiv 234, 236, 323
 Fal­tung, di­har­mo­nische 181 239, 242, 246
 Fal­tung, Fließ- 229, 229
 Fal­tung, galop­pie­rende 119 237
 Fal­tung, ges­taute 89
 Fal­tung, po­ten­zielle 255
 Fal­tung, po­ten­zierte 155, 254, 255, 257
 Fal­tung, pyg­ma­ische 240
 Fal­tung, se­lek­tive 278
 Fal­tung, un­har­mo­nische 240
 Fal­tung, zög­ernde 231
 Fal­tung­graben 344
 Fal­tung­shorst 336, 336
 Fal­tung­stockwerk 181, 276
 Fal­tung­über­schiebung 57
 Fal­tung­un­ter­schiebung 57
 Fast­fu­gen­gleitung 97, 272
 Fazies, tektonische 279
 Fazies­ab­wick­lung 30
 Fazies­decke 30, 31, 278, 284
 Fazies­kom­plex 163
 Fazies­kon­stanz 116
 Fazies­re­kur­renz 30, 114, 116
 Fazies­tektonik 30, 77, 277, 280
 Fazies­un­ab­hän­gige Tektonik 279
 Fenster 163, 309, 313
 Fenster, autochthones 311, 322, 324, 324, 325, 344
 Fenster, kaschirtes 326
 Fenster, parautochthones 94, 311, 322
 Fenster, stratigraphisches 310
 Fenster, ungeöffnetes 326
 Fensterinhalt 309
 Fensterkanal 320
 Fensterrahmen 309
 Fern­decke 39
 Fern­ling 290
 Fieder­falte 260
 Fieder­kluft 135, 136
 Fieder­spalte 135
 First­(linie) 225, 227
 Fläche, listrische 75, 76, 97, 198
 Flach­falte 236
 Flam­men 129
 Flexur 243
 Fließ­falte 229, 229
 Fließ­schieferung 214
 Fließ­struktur 282
 För­der­länge 144
 För­der­weite 168
 Freigleitung 146
 Füh­rungs­schiene 363
 Füh­rungs­spalte 363
 Gebirgs­wurzel 287
 Gefüge­fazies 279
 Gefüge­prä­gung 119, 120
 Geopetal­gefüge 204, 205, 207
 Geosutur 364
 Geotumor 43
 Gek­röse­faltung 240
 Ge­wöl­bekern, ab­ge­quetschter 336, 336
 Gir­lan­den­falte 234, 236
 Gipfel­faltung 180, 277
 Gipfel­über­schiebung 181
 Gleit­bahn 18, 271
 Gleit­block 291
 Gleit­block 94, 264, 271
 Gleit­brett­tektonik 271, 272
 Gleit­brett­falte 229
 Gleit­decke 45, 46, 170, 291
 Gleit­falte 181, 181, 210, 227, 229, 245
 Gleit­faltung, sedi­men­täre 181, 210, 227, 245
 Gleit­fläche 18, 271
 Gleit­horizont 11, 18, 19
 Gleit­klippe 290
 Gleit­schicht 45
 Gleit­schuppe 264
 Gleit­streifen 219, 220, 227
 Gleit­tektonik 46, 47, 181
 Gleit­theorie 42
 Gleit­transport 47
 Gleit­ung 15, 94, 166, 276
 Graben 364
 Gradierung 205, 208
 Grenz­blatt 83, 145, 349, 350, 351, 352, 354
 Grenz­fläche, polar be­legte 205, 208

- Großboudinage 281
 Großfalte 231
 Großmulde 253
 Großsattel 253
 Großschieferung 221
 Grundfalte 231
 Grundgebirgsdecke **28, 29**

 Halbantiklinale 177, *242*, 243, 246
 Halbfalte *242*, 243
 Halbfenster *311*, 312, *315*, *316*
 Halbfenster, autochthones 323
 Halbklippe *293*, **298**, *298*, *299*, 301
 Halbklippe, autochthone *293* *306*, 307, 308
 Halbsynklinale *242*, 243
 Hangendabquetschung *177*, *177*, *179*
 Hangendabtragung, erosive **178**
 Hangendabtragung, tektonische 175
 Hangendamputation 175, 177
 Hangendschenkel *225*, *227*
 Hangendzuschnitt 63, 73, 151, **175 ff.**, *177*, 178
 Hangendzustützung 175
 Härtling 290
 Heimatgebiet 287
 Hochscholle, zentrale 364
 Höhe einer Falte 224
 Horizontalstylolith 212
 Horizontalverschiebung 348, 351, 363
 Hüllenentfernung, tektonische 176
 Hüllentausch **159**, 176

 Impakt-Klippen 291
 Infrastruktur 276
 Inhomogenitätsbreckzie 111
 Injektion 323
 Injektivfalte 229
 Inkonformität *205*, 209
 Interkutanstruktur 28
 Invekt 138
 Invektion 138
 Isoklinalfalte 234, *236*

 Joch 174

 Kanalfenster *166*, 320
 Kaskadenfalte 46, 255

 Kataklasit 112
 Keil 137
 Kerbwirkung 81, 191
 Kettung 259
 Kleinfalte 231
 Kleinfalte, selektive *227*, *229*, *229*
 Klemmschollen 344
 Klemmstreifen 344
 Klinenz **230**
 Klinenzwinkel *225*, *227*
 Klippe 163, **289**, *293*, *295*, *297*, 303
 Klippe, atektonische 289
 Klippe, autochthone 124, *293*, **305**, 341
 Klippe, karpatische 302
 Klippe, moravischer Typus 192
 Klippe, paraautochthone 94, *293*, *301*, **302**
 Klippe, sedimentäre 290
 Klippe, sedimentär-tektonische 292
 Klippe, tektonische 291
 Kluffletten 112
 Knickfalte 119, 128, *130*, *223*, 234
 Knickschieferung 219
 Knickung 219, 284, *285*
 Kniefalte 46, *223*, *234*, *236*
 Knitterfalte 234
 Knitterung 93, 219
 Kofferfalte *236*, *237*, 336
 Kollapsstruktur 46
 Kompetentüberschiebung *77*, *77*, 283
 Konkretionen *207*, 210
 Kräusclung *207*, 210
 Kreuzschichtung 209
 Kryptoklippe *292*, 304
 Kulisse 260
 Kulissenfaltung *242*, 260, *261*
 Kulmination 328
 Kulmination, axiale 174
 Kulminationszone 174
 Kuppel 233

 Lagerungsbestimmung **204 ff.**, *205*, *207*
 Lamelle 270
 Lamination 146, 270
 Längsbruch 364
 Längsfalte 240, 252
 Längsseitenverschiebung 348, 351, 363

 Leithsche Regel 212
 Liegendschenkel *225*, *227*
 Lineation 213, **219**, *219*
 Lineationsnetz 220
 Loben, basale 76, 192
 Lücke, tektonische 88, 93, 94

 Masse 266, 305, **342**
 Materialbaustil 279, 280
 Megololith 290
 Mehrfachklippe 296
 Meilerstellung 216, *222*
 Mélange 290, **308**
 Mikrofalte 231
 Mimikry, Deckentektonik- 335 ff.
 Mimikry, Standtektonik- 334
 Mimikrytektonik 333
 Mischgebirgsdecke 28
 Mischgebirgsfalte 241
 Mitrafalte *234*, *236*
 Mittelebene *225*, *230*
 Mittelfalte 231
 Mittelhorst 364
 Mittelschenkel 20, *225*, *227*
 Mittelschenkelreste 20
 Mohrsches Flächensystem 359, 361
 Monoklinalfalte 77, *242*, *242*
 Monoklinalfalte, antivergente *242*, 243
 Monoklinalfalte, synvergente *242*, 243
 Monokline 243
 Moräne, tektonische **102**, 103, *105*, 308
 Mulde 225
 Muldenhöhe 225
 Muldenkern 225
 Muldenumbiegung 225
 Mullionstruktur *219*, *221*
 Mylonit 102, **112**
 Mylonitisierung 93

 Nachbewegung 50, 73
 Nachbewegung, parallele 50
 Nachbewegung, subparallele **50**, *50*, 191
 Narbe 287
 Narbendecke 87
 Neigung einer Falte 230
 Nickfalte 230
 Normalfalte 233

 Oberstockvorgleitung 94, 276
 Öffnungswinkel einer Falte *225*

- Olistholith 290
 Olisthostrom 45, 170, 290
 Orogenfront 43
- Parallelabscherung 17, 18, 19, 60, 61, 62
 Parallelschieferung 97, 218
 Parallelüberschiebung 19, 56, 61
 Parasitärfaute 237
 Phakoid 104
 Phase, altsavische 53, 54
 Phase, austrische 53, 54
 Phase, austroalpine 53, 54
 Phase, illyrisch-pyrenäische 53, 54
 Phase, jungsteirische 53, 54
 Phase, laramische 53, 54
 Phase, mediterrane 53, 54
 Phase, pyrenäische 53, 54
 Phasen, orogene 52, 53
 Phasenlehre 52
 Pienin 302
 Pienin-Klippe 302
 Pilzfalte 123, 125, 236, 236, 307, 335, 336, 337, 338, 339, 340
 Pilzfalte, allseitige 336, 337, 338, 339, 339
 Pilzmulde 236, 237
 Pilzsattel 236, 237
 Plastizitätsreihe 281
 Plate-Tektonik 42
 Plattung 270
 Primärabscherung 63
 Primärrücken 174
 Pseudoklippe 290, 292
 Pseudomulde 241
 Pseudosattel 241
 Pseudo-Stirnrand 190
- Querdurchscherungsbahn 56, 64, 65, 70, 71
 Querfaute 75, 240, 248, 250, 251
 Querfaltung 248, 249, 250, 251
 Querfläche 227
 Querplattung 207, 218
 Querplattung, geschleppte 207, 213
 Querschieferung 221
 Querschub 250
 Querstau 354
 Querstirnscharnier 190
 Querstreckungslinear 219, 220
 Querundation 249
- Quetschling 106
- Randspalte 363
 Reduktion, tektonische 94, 113, 146, 269
 Reibungsbrekzie 102, 110
 Reibungsteppich 106, 139
 Reißfenster 309
 Relaisfaute 260
 Relief, tektonisches 80
 Reliefüberschiebung 78, 78, 79, 82, 104, 178
 Remobilisierung 183
 Ressenphase 53, 54
 Rillung 135
 Rippelmarken 205, 209
 Rollfaute 119, 128, 150, 230, 245
 Rückausstülpung 99
 Rückenaufwölbung 174
 Rückenschild 174
 Rückenschuppe 182
 Rückfaute 124, 230, 245
 Rückfaltung 98 ff., 102, 252, 328, 329,
 Rückkipfung 150
 Rückschuppung 101, 328, 329
 Rücküberschiebung 56, 98 ff., 101
- Rudin 290, 303
 Rundfaute 223, 233
 Rundmulde 233
 Rundsattel 233
 Runzellinear 220
 Ruschel 58
 Rutschfaute 210, 227, 245
 Rutschstreifen 135
- Sandfang 211
 Sattel 225
 Sattelhöhe 225
 Sattelkern 225
 Sattelkern, ausgequetschter 247, 248
 Sattelkern, falscher 258, 309
 Sattelspiegel 225, 227
 Scharnier 223, 225, 227
 Scharnierfaute 223, 233, 234, 235
 Scharung 259
 Schaufelfläche 75, 76
 Schiefalpe 229
 Schiefalpekomplex 149, 160, 161, 162
 Schiefalpe 289
- Scheinserie 149, 151, 153, 155, 159
 Scheinserie, reduzierte 153
 Scheinserie, verkehrte 154, 155, 156, 157, 158
 Scheinstirnfalte 117, 190
 Scheitelhöhe einer Faute 224
 Scheitelmulde 336
 Scheitelung 174
 Scherenfenster 311, 319, 323
 Scherfaute 223, 229, 229
 Scherfläche 215
 Scherflächensystem rhombischer Symmetrie 359
 Scherling 104
 Scherungsüberschiebung 63, 65, 175
 Schicht, inkompetente 278
 Schicht, kompetente 77, 278
 Schichtflächenmarken 207, 210
 Schieferung 132, 133, 213, 214, 217, 218, 219
 Schieferung, bankabhängige 207, 213, 218
 Schieferung, sekundäre 133
 Schieferung, zweite 219
 Schieferungsfächer 216, 218
 Schieferungsfalte 227, 229, 245
 Schieferungsfläche 212
 Schieferungsgünstigkeit 281
 Schieferungsklüftung 221
 Schieferungsvergenz 230
 Schlächte 59
 Schlechte 59
 Schleppecke 41, 47, 94
 Schleppecke 47
 Schleppecke 119, 120, 121, 125, 126, 127, 129, 140, 141, 229, 237
 Schleppecke 180, 207, 213
 Schleppecke 108
 Schleppeckenteppich 140
 Schleppecke 264
 Schleppecke 167
 Schleppeckenteppich 119
 Schleppeckentechnik 47
 Schleppecke 131, 139, 180, 277
 Schließfaute 234, 236
 Schlingenbau 240, 248
 Schlingentektonik 248, 249
 Schlitzfenster 311, 320, 321
 Schmiermittel 282
 Schnittkantenlinear 219, 219, 220

- Scholle 102, 266, 267, 305, 342
 Schollenfenster 311, 322
 Schollengrenze 283
 Schollenschwarm 165
 Schollenstruktur 266, 267
 Schollenüberschiebung 58
 Schollenverkipfung 362
 Schollenzergeitung 164 ff.
 Schotenfalte 237, 242
 Schrägabstutzung, basale 62
 Schrägamputation, basale 202
 Schrägfalte 240
 Schrägfaltung 256
 Schrägschichtung 205, 209
 Schrägzuschnitt 11, 12, 17, 18, 56, 63, 65
 Schrägzuschnitt, anormaler 119
 Schrägzuschnitt, anormaler initialer 64, 65, 66, 68, 69
 Schrägzuschnitt, basaler 62, 63, 65, 119
 Schrägzuschnitt, normaler basaler 18, 19
 Schrägzuschnitt, normaler initialer 63, 64, 65
 Schrägzuschnitt, subsequenter 65
 Schub, transversaler 44, 47
 Schubbahn: s. u. Schubfläche
 Schub Brett 272
 Schubdecke 41, 44
 Schubfetzen 102
 Schubfläche 58 ff.
 Schubfläche, aufgesplitterte 57
 Schubfläche, gefaltete 255
 Schubgeschwindigkeit 173
 Schubklippe 292
 Schubklüftung 133, 134, 219, 219
 Schublänge, wahre 144
 Schubmasse 266
 Schubplatte 13, 28, 97, 120, 272, 283
 Schubscholle 102
 Schubschuppe 264
 Schubspäne 24, 102
 Schubsplitter 104
 Schubverschleifung 94
 Schubweite 7, 13, 38, 144, 145, 167
 Schubweite, wahre 144
 Schubweitenbestimmung 143, 144
 Schuppe 262 ff., 265
 Schuppe, aufrechte 263
 Schuppe, interkutane 28
 Schuppe, verkehrte 166, 263, 265, 266
 Schuppenfenster 264, 322
 Schuppengrenze 283
 Schuppenmulde 264
 Schuppenpaket 264, 265
 Schuppensattel 264
 Schuppenstirn 190
 Schuppenstruktur 262, 263
 Schuppensystem 264, 265
 Schuppenüberschiebung 58
 Schuppung 273
 Schürfling 102, 104, 108, 109, 139, 167, 308
 Schürflinge, exotische 139
 Schürflingsfenster 106, 321, 322
 Schürflingsklippe 293, 304, 306
 Schürflingsschwarm 110, 141
 Schürflingsteppich 106, 107, 107, 141, 296
 Schüssel 233
 Schwarte 89
 Schweregleit-Hangendabtragung 180
 Schweregleitung 42, 45
 Seitendruck 355
 Seitenverschiebung 348, 351, 363
 Sekundäraufschuppung 329
 Selektion, positionäre 278, 282
 Selektion, substanziale 278
 Selektion, tektonische 278, 281
 Serie, verkehrte 121
 Setzungsriß 348
 Sigmoidalklüftung 213, 218
 Sinkmarke 205, 208
 Skiba 263, 264
 Sockeldecke 15, 29
 Sohle 76
 Sohlüberschiebung 76
 Sole out-Fläche 28
 Spaltdecke 16
 Spalte 348
 Späne, tektonische 102, 107, 344
 Spannweite 224, 225
 Sperrholztektionik 272
 Spezialfalte 120
 Spezialfalte, kurzüberkippte 237
 Spezialfalte, langüberkippte 237
 Spezialvergenz 122, 207
 Spiralfalte 130, 230, 255, 258
 Spitzfalte 234, 236
 Sporade 291
 Sporn 266, 268
 Springdecke 200
 Spurscholle 63, 64, 102, 106, 110, 142, 142, 167, 191, 308
 Spurschollenteppich 142
 Stammdecke 5, 35, 37
 Standtektonik 88, 333
 Standtektonik-Mimikry 334
 Staplung 198
 Stauchfalte 223
 Stauchfaltung 240
 Stauchung 99, 198
 Steilfalte 240, 248
 Steilschichtung 101, 150, 199
 Steilstellung 101, 150, 199
 Stengelstruktur 221
 Steuerung, tektonische 282
 Stirn 118, 184
 Stirneinrollung 188
 Stirnfalte 11, 117, 118, 185, 186, 187, 189
 Stirnfall, sekundäre 12
 Stirnkeil 184
 Stirnplatte 184
 Stirnplatte, parallele 184
 Stirnrand, episodischer 190
 Stirnscharnier 11, 117, 185, 186, 188, 189
 Stirnscharnier, primäres 185
 Stirnscharnier, queres 190
 Stirnscharnier, sekundäres 188, 199
 Stirnschuppe 12, 76, 81, 108, 182, 191, 192, 194, 195, 197, 264
 Stirnschuppe, verkehrte 191
 Stirnspan 76
 Stirnzone 184 ff.
 Stockwerk(bau) 13, 15, 16
 Stockwerke, geotektonische 274
 Stockwrktektionik 16, 94, 97, 120, 181, 191, 202, 272, 274, 277
 Störung 363
 Strandgut, tektonisches 106
 Streckungslinear 219, 220
 Streifenfenster 311, 320
 Streifenfenster, autochthones 323, 324, 326
 Streifenhalfenster 321
 Streifenklippe 293, 300, 320
 Streifenklippe, autochthone 307

- Strömung 135
 Struktur, chaotische 102, 273, 273
 Struktur, transportierte 72
 Stuhlfalte 46, 234, 236
 Stülpmulde 323
 Stülpattel 307
 Styrolithe 211
 Subduktion 286, 287
 Suprastruktur 276
 Suturenkalk 212
 Synform 241, 245
 Synklinale 225
 Synklinale, geschwänzte 243
 Synklinalkern, abgequetschter 243
 Synklinorium 253, 344
 Synklinorium, abnormales 254, 254
 Synklinorium, normales 233, 254
 Tangentialüberschiebung 65, 87
 Tauchdecke 200, 200
 Tauchfalte 28, 119, 128, 132, 180, 245, 264
 Tauschuppe 264
 Tauschhülle 159, 160
 Teilfaziesdecke 36
 Teildecke 37, 283
 Tektonik, fossile 281
 Tektonik, freie 333
 Tektonik, gebundene 88, 113, 333
 Tektonik, gravitative 181
 Tektonik, multivergente 120
 Tektonik, posthume 281
 Tektonik, tote 281
 Teppichfaltung 25, 223
 Top-bottom-Bestimmung 204, 205
 Torsionsfalte 240
 Totalbreite einer Falte 224
 Totfaltung 262
 Trägerdecke 41, 48, 99
 Transport, aktiver 8
 Transport, passiver 8
 Transport-Mechanismus 15
 Transversalschieferung 132, 134, 214, 216
 Treppenfaltung 46, 98, 261
 Treppenüberschiebung 98, 201, 261
 Trunkatur 63, 72, 184, 269
 Überfalte 25, 144
 Überfaltung 56, 57
 Überfaltungsbreite 57, 224
 Überfaltungsdecke 5, 13, 16, 20, 23
 Überfaltungsfenster 311, 312
 Überfaltungs-Halbfenster 313
 Überfaltungsklippe 293, 294, 295
 Übergleitung 77, 92, 93, 94, 95, 96
 Übergleitungsfläche 93, 95, 96, 202, 277
 Überkipfung 198
 Überlagerung, tektonische 144
 Überlagerungsbreite 143, 145
 Überschiebung 58 ff., 84
 Überschiebung, interkutane 46
 Überschiebung juvavischen Typs 62
 Überschiebung, progressive 56, 93, 97, 149
 Überschiebung, regressive 97
 Überschiebungsbetrag 144
 Überschiebungsblatt 351, 352, 353
 Überschiebungsdecke 11, 13
 Überschiebungsfalte 25
 Überschiebungs-Faltendecke 12, 24, 57
 Überschiebungsfenster 311, 312, 313
 Überschiebungsfläche 55, 58
 Überschiebungsgeschwindigkeit 169, 172, 173
 Überschiebungs-Halbfenster 313, 314
 Überschiebungsklippe 292, 293, 294, 295
 Überschiebungs-Schieferung 133
 Überschiebungstreppe 201
 Überschiebungstypus, juvavischer 62
 Überschiebungsvergenz 230
 Überschiebungsweite 9, 13, 38, 143, 144, 147, 168
 Überschiebungszeuge 292
 Übersprung 59, 349
 Überwurfsklippe 307
 Ultradecke 39, 40, 169
 Undation 328
 Unterdrückung, tektonische 93
 Unterfaltung 57, 82
 Untergleitung 89
 Unterschiebung 56, 82, 84, 87, 89
 Unterströmungslehre 87
 Untervorschiebung 56, 88 ff., 90, 92, 94, 96, 244
 Vergenz 113, 230, 231
 Vergenzanzeiger 113
 Vergenzgrad 230
 Vergenznachweis 113, 119, 125, 126, 127, 129, 131, 134, 135, 136, 138, 139, 140, 141
 Vergenzwinkel 225, 230
 Verkehrtchenkel 11, 24
 Verkeilung 137, 138, 139
 Verschiebung, schichtparallele 94
 Verschiebungsblatt 349, 356, 357
 Verschiebungsfläche, schichtparallele 28
 Verschluckung 286
 Verschluckungszone 87, 287
 Versteifung 262
 Versteilung 188, 198, 199
 Vertikalismus 333
 Vertikalstyrolithe 212
 Vielfach-Fenster 316
 Vielfaziesdecke 32, 33, 35, 280
 Vielfaziesdecke, autochthone 343
 Virgation 259
 Vollklippe 296
 Vorschlebung 56, 92, 94, 202, 277
 Wanne 233
 Walze 18, 245, 258
 Walzschlitten 41, 47, 94
 Wasserwaage, fossile 207, 211, 212
 Wechsel 59
 Wellenlänge einer Falte 224, 225
 Wellenlänge, einfache 224
 Wellenlänge, reine 224
 Wendepunkt einer Falte 225
 Wiederfaltung 255, 256
 Wildfisch 290
 Wimpern 200
 Wirbelbildung 130, 130
 Wirbeltektonik 89
 Wölbungstektonik 328
 Wurzel 286 ff.

- Wurzel, sichtbare 287
Wurzel, theoretische 287
Wurzelland 287
Wurzelregion 287
Wurzelzone 286
Zergleiten 164 ff.
- Zerknitterung 93
Zerlinsung 270
Zerrgrabenbruch 364
Zerrbruch 364
Zerrbruchsystem 364
Zerreißung 270
Zerrspalte 348
- Zerrung 269
Zerrüttungszone 112, 113
Zerschierung 149, 213, 222
Zertrümmerung 149
Zustützung 175
Zweigdecke 37
Zylindrismus 279

INDEX ALPHABÉTIQUE DES MATIÈRES

- Ablation basale 72
 ablation en biseau 72
 aile 225
 amputation 288
 anticlinal 225
 anticlinal composé 253
 anticlinal queue 243
 arrête anticlinale 225
 arrête synclinale 225
- biseauage 63
 bloc 266
 bloc exotique 293
 bloc exotique sédimentaire 290
 bloc-fenêtre 322
 bloc tectonique 308
 bouclage 270
 branches 191
 brèche tectonique 110
- cadre 309
 carapace 174
 charnière 225
 charnière frontale 185
 charnière frontale primaire 185
 charnière frontale secondaire 188
 charriage 58, 59
 charriage basal différentiel 88
 charriage cisailant 65, 175
 charriage en gradin 98
 charriage épiglyptique 78, 80
 charriage progressif 97
 chevauchement 58, 59
 chevauchement cassant 57, 239
 chevauchement cisailant 65
 chevauchement compétent 77
 chevauchement deshabillant 60
 chevauchement d'étirement 58
 chevauchement d'extension 58
 chevauchement plissé 255
 cicatrice 287
 cisaillement 63
 cisaillement transversal 65
 clef de voûte 225
- clinence 230
 klippe coiffée 160
 clivage de charriage 133
 clivage schisteux 215
 cœur 225
 coin frontal 184
 collapse structure 46
 copeaux 102, 106, 143
 corps de nappes 204
 couche lubrifiante 45, 62
 couche-savon 45, 62
 coupole 233
 coupure en sifflet 72
 critères de polarité 204
 cuvette 233
- décoiffement 160, 176, 180
 décollement 11
 décollement parallèle 18, 60
 décrochement 349
 décrochement applicatif 349, 356
 décrochement longitudinal 363
 décrochement plicatif 349
 décrochement plicatif sélectif 351
 décrochements conjugués obliques 359
 demi-fenêtre 312
 demi-klippe 298
 demi-pli 243
 dénudation tectonique 175
 déplacement véritable 144
 déroulement de la nappe 57
 déversement 119, 230
 diaclase en échelon 135
 digitation 200
 discordance de plissement 62
 discordance tectonique 62
 diverticule 201
 diverticulation 201
 dôme 227, 233
 dos 174
 dos primaire 174
 double-demifenêtre 318
 double-demiklippe 300
 double-fenêtre 314
- double-klippe 296
 double pli 335
 duplication frontale 191
- écaille frontale 191
 écaille sommitale 182
 écoulement par gravité 45
 écrasement 269
 effilement 72
 empilement des nappes 327
 encapuchonnement 328
 ensemble de faciès, faux 160
 enveloppe 227
 épave tectonique 106
 érosion dorsale 178
 érosion sommitale 178
 étage tectonique 274
 étirement 269
 étranglement 270
 éventail de schistosité 216
- faciès tectonique 279
 faille à charnière 362
 faille inverse 58, 358
 faille-pli 255
 faisceau de plis 259
 fenêtre 309
 fenêtre autochtone 322, 344
 fenêtre cachée 326
 fenêtre de charriage 312
 fenêtre de copeaux 321
 fenêtre de déroulement 312
 faille d'extension 364
 fenêtre en boutonnière 320
 fenêtre en canal 320
 fenêtre en ciseaux 319
 fenêtre parautochtone 322
 flammes 129
 flanc 225
 flanc median 225
 flanc normal inférieur 225
 flanc normal supérieur 225
 flanc renversé 225
 flexure 243
 foliation 215
 fond 225
 front 184

- géosynclinal des nappes 44, 327
 grille des linéations 220
 grille des plissements 258
 groupement de plis 252

 intérieur 309
 invexion 137

 jonction 259

 klippe 289
 klippe autochtone 305, 341
 klippe du premier genre 294
 klippe du second genre 294
 klippe en lanière 300
 klippe extrusive 302
 klippe parautochtone 302
 klippe sédimentaire 290

 lacune tectonique 88
 lambeau de charriage 294
 lambeau de poussée 20, 24, 102, 106, 143, 293
 lambeau de poussée du second genre 191
 lambeau de première espèce 106, 110, 142
 lambeau de recouvrement 292, 293
 lambeau de seconde espèce 104
 lambeau exotique de seconde espèce 139
 lame cisailée 271
 lame de charriage 104
 lame de charriage de seconde espèce 304
 lamination 270
 lubrifiant 282
 lunules 135

 masse 266
 masse de recouvrement 9
 mélange 290, 308
 micro-pli sélectif 227
 moraine tectonique 102
 morphotectonique 80
 mouvement de bascule des blocs 362
 mylonite 112
 nappe 8
 nappe à faciès multiple 32
 nappe à faciès partiel 36
 nappe allochtone 39
 nappe à tête plongeante 200
 nappe autochtone 38, 341
 nappe composite 28
 nappe de charriage 44
 nappe de charriage du second genre 16
 nappe de chevauchement direct 17
 nappe de cisaillement 13, 17, 18
 nappe de couverture 28
 nappe d'écoulement 45
 nappe de décollement 13, 18
 nappe de glissement 45
 nappe d'entraînement 47
 nappe de recouvrement 10, 20
 nappe de second genre 11
 nappe de socle 28
 nappe du premier genre 20
 nappe du troisième genre 45
 nappe faciès 30
 nappe intercutanée 26
 nappe maîtresse 37
 nappe parautochtone 38
 nappe-pli 20
 nappe pli-faille 24
 nappe-pli réduite 24
 nappe plongeante 200
 nappe porteuse 48
 nappe renversée 25
 nappe secondaire 37
 nappe ultra 39
 niveau-savon 282
 noyau 225
 noyau anticlinal détaché 243
 noyau synclinal détaché 243

 partie dorsale 174
 patrie 287
 pay de racines 287
 pilotage tectonique 282
 pincée 344
 plan listrique 75
 plaque chevauchante 97
 plaque frontale 184
 pli à flancs d'épaisseur constante 239
 pli à noyau perçant 229
 pli anticlinal à charnière réduite 239
 pli à plongement axial raide 240
 pli arcade 234
 pli asymétrique raide 230
 pli champignon multilatéral 337
 pli champignon polytrope 337
 pli coffré 237
 pli concentrique 237
 pli congru 244
 pli conique 242
 pli conjugué 234
 pli cylindrique 240, 242
 pli de clivage 229
 pli couché 230
 pli de couverture 241
 pli de fluage 229
 pli de froissement 234
 pli de frottement 119
 pli déjeté 230
 pli de revêtement 241
 pli déversé 230
 pli de ploïement 227
 pli diagonal 240
 pli diapir 229, 243
 pli disharmonique 239, 340
 pli droit 230
 pli en accordéon 234
 pli en cascades 255
 pli en chaise 234
 pli en champignon 236, 237, 335
 pli en chevron 234
 pli en échelon 242
 pli en éventail 236, 335
 pli en genou 234
 pli en gousse 237, 242
 pli en gradins 261
 pli en guirlande 234
 pli en retour 230
 pli en voûte 233
 pli étiré 239
 pli-faille 24, 58
 pli-faille chevauchant 264
 pli faillé 239
 pli incongru 244
 pli inconstant 242
 pli irrégulier 242
 pli isoclinale 234
 pli laminé 239
 pli longitudinal 240
 pli mitre 234
 pli monoclinale 242
 pli non-cylindrique 242
 pli parallèle 237
 pli parasite 237
 pli plongeant 230
 pli rebroussé 119, 229, 237
 pli renversé 230
 pli replié 255
 pli retourné 230
 pli semblable 237

- pli spiral 130, 230, 255
 pli subangulaire 233
 pli synsédimentaire 209, 227
 pli tordu 240
 pli transversal 240
 plissement 222
 plissement de serrage 240
 plissement des nappes 327
 plissement du deuxième degré 255
 plissement en échelon 260
 plissement en retour 98
 plissement induré 262
 plissement pluriphase 254
 plissement pygmétique 240
 plissement rebroussé 180
 plissement sommitale 180
 plongement d'axe 227, 328
 poussée basse 83
 pseudocharnière frontale 190
 pseudocouverture 160
 pseudosérie 151
 queue 242, 243
 rabotage 72
 rabotage basal 63, 72
 rabotage dorsale 175
 rabotage en sifflet 72
 rabotage sommital 72
 raccordement 259
 racine 286
 rebroussement 131, 288
 recouvrement horizontal apparent 144
 redressement 198
 refoulement 59
 réfraction 218
 réduction tectonique 269
 regard 230, 310
 renversement anticlinal, double 336
 renversement synclinal, double 343, 344
 replis 200
 replissement 255
 rétrocharriage 98
 retroussement 131
 schistosité 132, 214
 schistosité de dislocation 133
 schistosité de flux 214
 schistosité de fracture 133, 214
 sélection tectonique 277
 selle 225
 semelle 55
 sommet 225
 souche 287
 sous-charriage 82
 sous-faciès tectonique 279
 strie 135
 structure aux meneaux 221
 structure aux rouleaux 221
 structure d'arrêt 216
 structure en blocs 266
 structure en boucles 240
 structure en écailles 262
 structure en glaçons 273
 structure imbriquée 262
 substitution de couverture 159, 176
 surface de charriage 55, 58
 surglissement 92
 synclinal 225
 synclinal composé 253
 synclinal de retroussement 119
 synclinal en bourse 236, 343
 synclinorium 253
 système des nappes 327
 système des plis 252
 tapis des copeaux 106
 tectonique à sec 80
 tectonique tourbillonnaire 89
 tête 225
 toit 225
 tourbillon 130
 traîneau écraseur 47
 troncation basale 62, 63
 troncation sommitale 63, 73, 175
 usure basale 72
 usure en sifflet 72
 virgation 259
 voûte 225, 227
 zone de broyage 112
 zone de racine 286
 zone de rupture 268
 zone de suction 287

INDEX OF SUBJECTS

- Amputation 288
 arch 227
 archbend 225
 arch core, detached 243
 anticline, tailed 243

 back 174
 back erosion 178
 back lobes 182
 back, primary 174
 back planing 175
 back truncation 175
 base planing 72
 basin, structural 233
 bend 225
 bevelling 63
 block 266
 block, sedimentary 290
 block structure 266
 block, tectonic 308
 body of the nappe 204
 bottom of the nappe 55
 boudinage 270
 boulder, sedimentary foreign
 290
 breadth, minimum 144
 breccia, tectonic 110

 carapace 174
 carpet, friction 106
 carpet, tectonic 140, 141
 chaos 308
 cilia 200
 cleavage 132, 214
 cleavage, fan-like arrangement of
 216
 cleavage, flow 214
 cleavage, fracture 133, 214
 cleavage, slaty 214
 cleavage, slip 214
 cleavage, thrust 133
 clinence 230
 core 227
 cover substitution 159, 176
 crest 225
 crown 225
 crushing 269

 crushing sledge 47
 crushing zone 112

 denudation, tectonic 175
 deposition, tectonic 175
 digitation 200
 diverticle 201
 diverticulation 98, 201
 dome 227, 233
 downsucking 287
 drag 131
 dragging 288
 dyke, neptunian 348

 eddies 130
 eddy tectonics 89
 envelope 227
 erosion, tectonic 175

 face 119, 230
 facies, tectonic 279
 facies complex, wrong 160
 fault, fold- 58
 fault, folding tear- 349
 fault, longitudinal wrench- 363
 fault, non-folding tear- 349
 fault, reverse 58
 fault, selective folding tear-
 351
 fault, sole 76
 fault, tear 83
 fault, tension 364
 fault, thrust 60
 fault, unfolding tear- 356
 fault, upthrow 59, 358
 fault, wrench 349
 fault bloc, tilted 362
 faulting, hinge- 362
 flames 129
 flaw 349
 flexure 243
 fold, accordion 234
 fold, angular 234
 fold, anticlinal 225
 fold, arcade 234
 fold, back- 230
 fold, box- 237

 fold, brow- 185
 fold bundle 259
 fold, carinate 234
 fold, cascading 255
 fold, chair 234
 fold, cleavage 229
 fold, closed 236
 fold, concentric 237
 fold, concertina 234
 fold, congruous 244
 fold, conical 242
 fold, conjugate 234
 fold, cross- 240
 fold, crumpling 234
 fold, curvilinear 233
 fold, cusped 234
 fold, cylindrical 240, 242
 fold, dependent 244
 fold, diagonal 240
 fold, diapiric 229, 243
 fold, disharmonic 239
 fold, double 335
 fold, drag 119, 229, 237
 fold, dragged 180
 fold, en échelon 242, 260
 fold, fan 236, 335
 fold-fault 58
 fold, flexure 227
 fold, flow 229
 fold, friction 119
 fold, gentle 234
 fold, half- 243
 fold, inclined 230
 fold, incongruous 244
 fold, inconstant 242
 fold, independent 244
 fold, irregular 242
 fold, isoclinal 234, 236
 fold, kink 234
 fold, knee 234
 fold, lattice 258
 fold, longitudinal 240
 fold, mitre 234
 fold, monoclinical 242
 fold, mushroom- 237
 337 335,
 fold-nappe outlier 294

- fold, non-cylindrical 242
 fold, open 234
 fold, overturned 230
 fold, parallel 237
 fold, parasitic 237
 fold, peel 241
 fold, plunging 230
 fold, pod- 237, 242
 fold, primary brow- 185
 fold, recumbent 230
 fold, refolded 255
 fold, secondary brow- 188
 fold, selective micro- 227
 fold, semicircular 233
 fold, shear 229
 fold, similar 237
 fold, slump 227
 fold, spiral 130, 230, 255
 fold, steep asymmetrical 230
 fold, step 261
 fold, subangular 233
 fold, supratenuous 239
 fold, synclinal 225
 fold systems 252
 fold, tight 236
 fold, torsion 240
 fold, underthrust 57, 82
 fold, upright 230
 fold with steep axis 240
 fold, zig-zag 234
 folding 222
 folding, back- 98
 folding, induration 262
 folding, knock 240
 folding, pluriphase 254
 folding, ptygmatic 240
 foliation 215
 foreset-bed 209
 foothills-structure 97
 formation, broken 103
 frame 309
 friction carpet 106
 front 184
- gap, tectonic 88
 grooves, crescentic 135
- half-fold 243
 hinge 225
 hinge-faulting 362
 home 287
 horse 344
 horst, double overfolded 336
- inlier 310
- inlier, structural 310
 interior of the window 309
 invection 137
 involution 328
- kinckband 219
 klippe 289
 klippe, autochthonous 305, 341
 klippe, double 296
 klippe, doublehalf- 300
 klippe, half- 298
 klippe, parautochthonous 302
 klippe, piercing 302
 klippe, sedimentary 290
 klippe, strip 300
- lag 89, 94
 lag fault 88, 89, 94
 lamination 270
 layer, lubricating 45
 level, tectonic 274, 276
 limb 225
 limb, arch 225
 limb, back 225
 limb, fore 225
 limb, dorsal 174
 limb, middle 225
 limb, reverse 225
 limb, through 225
 lobe, back 182
 lobe, frontal 191
- mélange 102, 103, 308
 mélange, polykinematic 103
 merging 259
 micro-fold, selective 227
 moraine, tectonic 102
 mushroom-fold 335
 mushroom-fold, multilateral 337
 mushroom-fold, polytrop 337
 mylonite 112
- nappe 11 ff., 17
 nappe, allochthonous 39
 nappe, autochthonous 38, 341
 nappe, basement 28
 nappe, carrier 48
 nappe, composite 28
 nappe, downsliding 45
 nappe, drag- 47
 nappe, epidermis type 28
 nappe, facies 30
 nappe, faulted fold- 24
- nappe, fold 20
 nappe-folding 327
 nappe, fractional-facies 36
 nappe, inversion 25
 nappe, intercutaneous 26
 nappe, overthrust 11, 44
 nappe, parautochthonous 38
 nappe, plunging 200
 nappe, polyfacies 32
 nappe, primary 37
 nappe, reduced fold- 24
 nappe, subordinate 37
 nappe, ultra- 39
 nappes, system of 327
- outlier, fold-nappe 294
 outlier, overfolded 294
 outlier, small nappe- 292
 outlier, stratigraphic-sequential 290
 outlier, tectonic 294
 overfold 230
 overfolding 57
 overfold, faulted 239
 overfold with equal limbs 239
 overfold with local relicts of a middle limb 239
 overfold with reduced middle limb 239
 overslide 92
 overthrust (plane) 55, 58
 overturning 57
- pile of nappes 327
 pitch 227
 pitch axis 328
 plane, thrust 70
 plunge of the axis 227
 pseudo-browfold 190
 pseudocover 160
 pseudoserries 151
- reduction, tectonic 269
 refolding 255
 refraction 218
 root 286
 root-scar 287
 root zone 286
- schistosity 215
 selection, tectonic 277
 sheet, frontal 184
 sheet, major 37
 sheet, master 37
 sheet, strippled 28