

Jb. Geol. B.-A.	ISSN 0016-7800	Band 130	Heft 4	S. 505-527	Wien, Dezember 1987
-----------------	----------------	----------	--------	------------	---------------------

Deformationsereignisse im Grenzraum Radstädter Tauern/Hohe Tauern abgeleitet aus mesoskopischen Strukturen

Von WERNER SCHWAN & REINHOLD ROSSNER*)

Mit 15 Abbildungen

Salzburg
Radstädter Raum
Strukturtektonische Analyse
Deformationsereignisse
Querfalten-Entstehung
Orogenese
Plattentektonik

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 126, 127, 156, 157

Inhalt

Zusammenfassung	505
Abstract	505
1. Einleitung: Strukturtektonische Untersuchungen im Radstädter Raum	506
2. Deformation I, Hauptstrukturen: Groß- und Leitstrukturen mit Deckenbahnen, \pm liegenden Falten und Schieferung mit dominierender N-Vergenz	508
3. Diskussion der Querfalten-Phänomene	513
4. Deformation II: Längsfalten, Aufschiebungen und Schubklüftung mit S- und N-Vergenzen	515
5. Deformation III: Autonome Querfalten mit \pm N+S-Streichen	520
6. Deformation IV: Bruchtektonische Vorgänge, Längs- und Diagonalstörungen	522
7. Chronologische Abfolge der Deformationen $D_I - D_{IV}$ und deren Relation zu großtektonischen Ereignissen im Radstädter Raum	522
8. Zur Zeitlichkeit der orogenen Bewegungen im Radstädter Raum und deren mögliche Beziehung zu plattentektonischen Prozessen	525
Literatur	526

Zusammenfassung

Die Strukturtektonik des Grenzraumes Radstädter Tauern/Hohe Tauern wird untersucht. Die charakteristischen Gefügetypen werden abgebildet und gedeutet. Mit seinem großartig entwickelten und aufgeschlossenen meso- und makroskopischen Strukturintervall bietet der Radstädter Raum ein Musterbeispiel für solche Forschungen. Dieses Inventar erlaubt eine eingehende kleintektonische Analyse, die Gliederung in Leit- und Nebenstrukturen sowie in reine und gemischte Strukturen, die formale Ableitung der Natur der Großformen aus den mesoskopischen Leitstrukturen sowie die Feststellung von vier \pm phasenhaft eingetretenen Deformationsereignissen, die diesen Gebirgsraum der zentralen Ostalpen polyorogen gestaltet haben.

Im Zeitablauf folgen aufeinander D_I mit N-vergenten Decken und liegenden bis tauchenden Falten, D_{II} mit wechselvergenten Längsfalten und Schubflächen, D_{III} mit autonomen Querfalten und D_{IV} mit Längs- und Diagonalbrüchen. Die Entstehung der Querfaltenphänomene wird diskutiert, die teils auf Rotation liegender Längsfalten von E- in N-Richtung und teils auf E-W-Einengung zurückgehen. Die Relation der einzelnen mesoskopischen Strukturtypen zu großtektonischen Ereignissen und die mögliche zeitliche Einordnung der orogenen Bewegungen werden untersucht. Speziell austrische und pyrenäische, auch savische und jüngere Phasen dürften wirksam gewesen sein.

Neben der Feststellung der Grundlinien der Deformationsgeschichte $D_I - D_{IV}$ treten neue Fragen auf, z.B. genauere strati-

graphische Einordnung der Deformationsphasen und der Untergliederung in Teilakte. Mögliche Beziehungen zwischen den Deformationsereignissen, orogenen Phasen und plattentektonischen Prozessen werden untersucht.

Abstract

The structural geology of a specific region along the tectonic boundary of the Radstädter Tauern/Hohe Tauern mountains is examined. Characteristic fabric types are described and interpreted. The Radstadt region with its extremely well developed and exposed structural forms in the meso- and macroscopic scale is a prime example for that kind of research. A thorough analysis of small-scale structures, which includes the classification of key and accessory structures and of simple and composite structures can easily be conducted. The nature of large-scale deformations can be deduced from key structures in the mesoscopic scale and four \pm phase-like orogenic events of deformation can be established. These are responsible for the polyorogentic nature of the central Eastern Alps.

In the course of events D_I predates with north verging nappes being followed by D_{II} with changing vergences of striking folds and thrust planes. It is succeeded by D_{III} with autonomous oblique folds and consecutively by D_{IV} with longitudinal faults and diagonal strike-slip faults. The formation of differing types of oblique folds can partially be attributed to a rotation of recumbent striking folds from an eastern to a northern direction and partially to shortening in east-west direction. The relationship of the individual mesoscopic types of structures with large-scale tectonic events and a possible time-correlation with orogenic movements will be discussed. Especially the Austrian, the Pyrenean, the Savian and younger phases are considered to be effective.

*) Anschrift der Verfasser: Univ.-Prof. Dr. WERNER SCHWAN, Univ.-Prof. Dr. REINHOLD ROSSNER, Institut für Geologie und Mineralogie der Universität Erlangen-Nürnberg, Schloßgarten 5, D-8520 Erlangen.

Besides the identification of main tendencies of the deformational history (D_I – D_{IV}) new problems like a more thorough stratigraphic arrangement of deformational phases and their subdivision into single steps arise. Possible interrelationships between the deformational events and orogenic and plate tectonic processes are investigated.

1. Einleitung: Strukturgeologische Untersuchungen im Radstädter Raum

Die vorgelegte Darstellung gehört in eine Reihe von 1954 mit dem Ziel begonnenen Arbeiten, die Strukturtektonik in der NE-Randzone des Tauernfensters und in dessen Rahmen in den Radstädter Tauern aufzunehmen und zu deuten.

Durch eingehende stratigraphisch-lithologische Untersuchungen und Detailkartierungen in den südlichen Radstädter Tauern (KÖBER, 1912, 1922, 1955; CLAR, 1937, 1940; TOLLMANN, 1956, 1958) und der östlichen Hohen Tauern (EXNER, 1951, 1954) war das früher zeitweilig umstritten gewesene Tauernfenster der Ostalpen erneut bestätigt worden.

Mit systematischen strukturgeologischen Untersuchungen, wie sie speziell z.B. in außeralpinen variszischen Gebirgsgebieten durchgeführt worden waren, sollten andererseits die in der Grenzzone Hohe Tauern/Radstädter Tauern vorhandenen mesoskopischen Strukturen erfaßt und nach Typen gegliedert werden, um den Großbau dieser Grenzzone gefügetektonisch näher zu analysieren und zu bestimmen und Aussagen über seine Deformationsgeschichte zu gewinnen (vgl. SCHWAN, 1958, 1965; ROSSNER, 1976, 1979).

Dabei und bei den späteren Arbeiten (VOGGENREITER, 1984; SONDERMANN, 1984; KRONMÜLLER, 1983; SCHARF, 1983) ging es nicht nur darum, „weitere zusätzliche Aussagen über den Deckenbau“ zu gewinnen, sondern um die Feststellung neuer Aspekte dieses Baues, so

- 1) um die unmittelbare Sichtbarmachung der Decken-
tektonik durch die sie reflektierenden „Leitstruk-
turen“ unter den kleintektonischen Formen, die den
Großbautypus im kleinen widerspiegeln,
sowie
- 2) um die Abtrennung anderer, nicht damit zusammen-
hängender Gefüge („Nebenstrukturen“)
und
- 3) um die Feststellung der verschiedenen Deforma-
tionsereignisse in der Grenzzone Hohe Tauern/Rad-
städter Tauern, die im folgenden kurz als Radstädter
Raum bezeichnet wird.

Diese Untersuchungen erschienen umso notwendiger, als in der Grenzzone Pennin/Unterostalpin etwa zwischen Wagrain und Katschberg-Paß eine problematische Vielfalt von Strukturtypen anzutreffen war, die es formal und nach dem relativen Alter zu gliedern galt, um die einzelnen, nacheinander folgenden Deformationsphasen zu ermitteln. Diese Grenzzone erwies sich für die vorgenannten Aufgaben aus mehreren Gründen als besonders geeignet.

Innerhalb des gesamten Grenzraumes nordöstliches Tauernpennin/Radstädter Unterostalpin lassen sich aufgrund verschiedener tektonischer Gestaltung drei Teilbereiche unterscheiden:

- 1) Die N-Randzone der Hohen Tauern zwischen Zell
am See und Wagrain.

- 2) Die NE-Randzone der Hohen Tauern mit Radstädter
Tauern zwischen Wagrain und St. Michael im Lun-
gau.
- 3) Die E-Randzone des Tauernfensters zwischen St.
Michael und dem Katschbergpaß.

Die N-Randzone hat bei tektonischen Reduktionen starke jüngere Versteilungen aller s-Flächen und Strukturpositionen erfahren, während in der E-Randzone das Unterostalpin sehr stark ausgedünnt und durch jüngere Querfalten mit N–S-Streichen besonders überprägt worden ist. Hingegen blieb in der NE-Randzone der Hohen Tauern und den angrenzenden Radstädter Tauern wie im Schutzraum eines toten Winkels der Deckenbau mit älteren, noch z.T. vollständiger entwickelten Schichtserien (Unterostalpin) über jüngeren Gesteinen (Pennin) in seiner primären Anlage weitgehend erhalten. Nur hier existiert noch weithin für die Großbaudeutung wichtige flache Position bzw. das ursprünglich geringere N-Einfallen von Schichten und Bewegungsbahnen. D.h. nach N absteigender Deckenbau der Radstädter Tauern mit älteren Unterostalpin-Schichten im N oben über jüngeren Pennin-Schichten des Tauernfensters im S unten und somit Deckentransport von S nach N kann hier noch in reiner Form in großen wie in kleinen Strukturen studiert werden. Derartig starke Strukturüberprägungen wie an den N- und an den E-Rändern des Tauernfensters haben im Radstädter Raum nicht stattgefunden. Daher treten hier Mischstrukturen infolge mehrerer Deformationen nicht so stark hervor wie in den beiden Randzonen im N und E, sind jedoch für eine Analyse zur Feststellung der Deformationsereignisse deutlich erkennbar ausgeprägt. Auch zur Frage des Auftretens von N- und S-vergenten Schubflächen und für deren unterschiedliche Bedeutung, wobei letztere früher für das Tauernproblem eine große Rolle spielten, sowie zur Frage verschiedenartiger Querfaltenbildungen liefert das Untersuchungsgebiet zahlreiche Beobachtungen und Anhaltspunkte.

Das häufige Vorkommen gut geschichteter, deformationsfreundlicher Sedimentfolgen sowie die z. T. vorzüglichen Aufschlüsse in Gebirgsgipfeln und -graten und in tief eingeschnittenen Talgebieten des Radstädter Raumes kommen strukturtektonischen Arbeiten sehr zugute. So hat der Grenzraum Hohe Tauern/Radstädter Tauern für die Klärung der Strukturtektonik eine Schlüsselstellung.

Bei der kleintektonischen Analyse eines alpinotypen Gebirges kommt es einerseits vor allem darauf an, aus dem beobachtbaren vielfältigen Strukturinventar diejenigen Formen herauszufinden, die in genetischem und zeitlichem Zusammenhang mit den Großstrukturen stehen, hier also mit dem Deckenbau bzw. Hauptfaltenbau. Da solche mesoskopischen Formen unter den gleichen physikalischen Bedingungen und synchron mit den Großbau-Strukturen entstanden, spiegeln sie diese in Stil und Lage im kleinen wieder. Sie sind daher zu deren formaler Ableitung geeignet und somit „Leitstrukturen“ (vgl. SCHWAN, 1964, 1965a).

Davon sind die nach Typ und Verlauf abweichenden „Nebenformen“ zu unterscheiden und zu trennen, die keine direkte Beziehung zum Großbau (hier Deckenbau) haben, weil in ihnen verschiedene, zumeist schwächere Beanspruchungen zum Ausdruck kommen, die i. a. älter oder jünger als die Hauptstrukturen (= Groß- und Leitformen) bzw. als die Hauptbeanspruchung sind und sich i. a. nicht in großtektonischen Formen ausdragen.

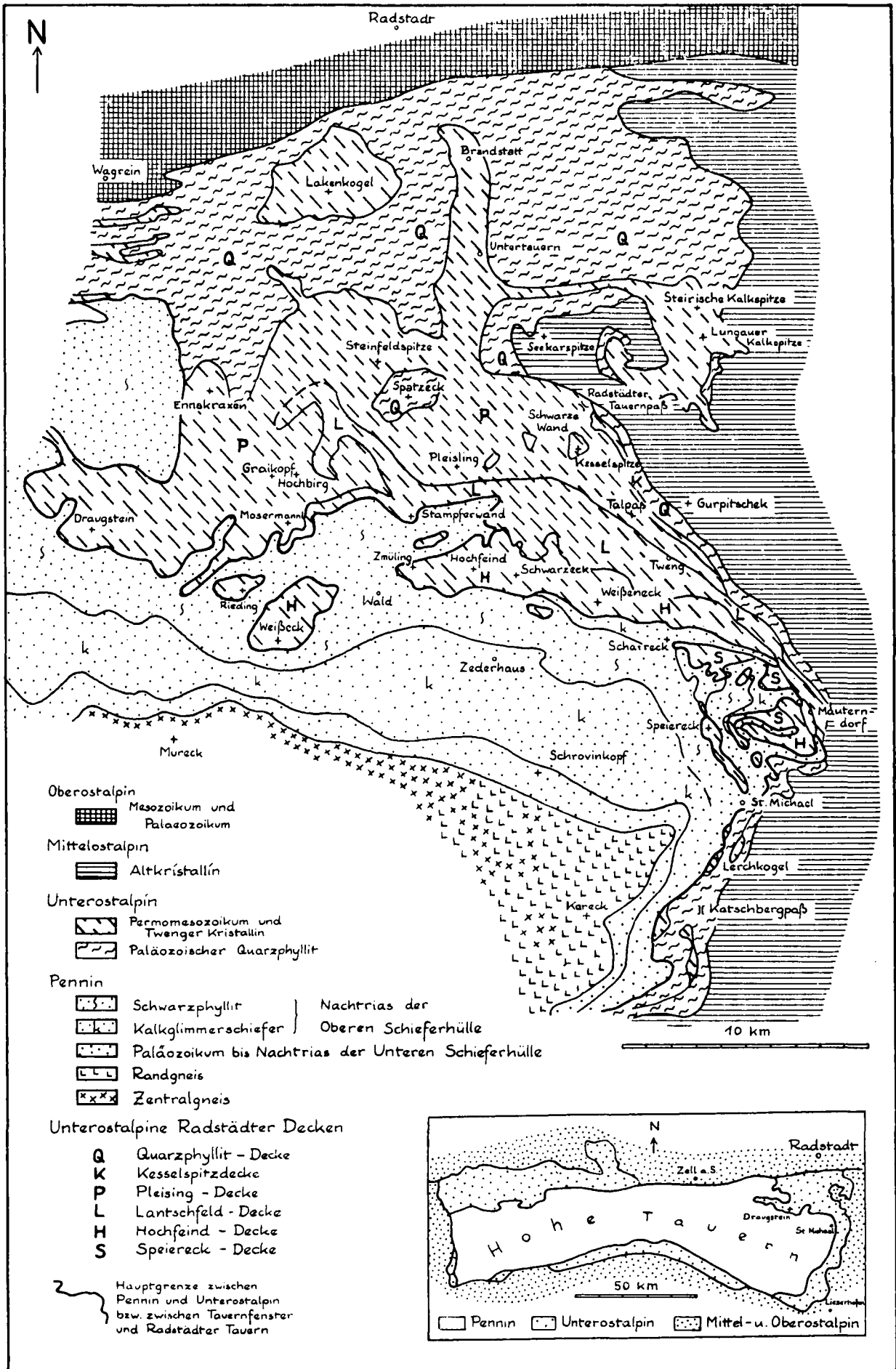


Abb. 1. Tektonischer Überblick des Grenzraumes Nordöstliche Hohe Tauern – Radstädter Tauern (= Radstädter Raum) mit E-Ecke des Tauernfensters (u.a. nach Kartendarstellungen von A. TOLLMANN, 1963, etwas umgezeichnet).

Mit dieser Arbeitsmethode kann man einerseits die strukturtektonischen Charakterzüge des Deckenbaues im Detail aufzeigen, andererseits auch die verschiedenen Nebenstrukturen nach Typ und Richtung erfassen und aus dem gesamten Belegmaterial der vorhandenen Gefügestrukturen die Deformationsabfolge festzustellen versuchen, d. h. den schrittweisen Ablauf der orogenen Kinetik nachvollziehen. Die heutige Gesamtstruktur des Gebirges resultierte aus der Interferenz einer Reihe von Deformationsvorgängen.

Der Zweck der folgenden Ausführungen ist es, das Spektrum der Verformungs- und Bewegungsereignisse im nordöstlichen Grenzbereich der Hohen Tauern und der Radstädter Tauern zu ermitteln, soweit es sich aus mesoskopischen Gefügen ableiten läßt. Dabei erlauben reine Strukturformen Aussagen über die jeweiligen Beanspruchungen (Charakter, Intensität, Vektoren), und speziell die leitenden Formen vermögen zur Entschleierung der Hauptbeanspruchung beizutragen. Die Mischformen aus verschiedenen Gefügen können zur Klärung der zeitlichen Abfolge der einzelnen Deformationsakte genutzt werden. Ganz allgemein wie auch im Hinblick auf die Radstädter Tauern und die NE-Randzone der Hohen Tauern hatte vor allem TOLLMANN (1975, S. 309) den Wert der kleintektonischen Strukturanalyse betont und dabei die eminente Bedeutung der Leitstrukturen für die Ableitung der Großtektonik und die Genese des Gebirgsbaues erkannt.

Im Hinblick auf die Einteilung von Strukturen nach Größenordnungen liegt im Untersuchungsgebiet folgende Reihung vor:

- I) Tauernfenster (Pennin) und Radstädter Deckenstapel (Unterostalpin)
 - l) Einzeldecken, z. B. im Radstädter System von unten nach oben
 - 1) Speiereck-Decke,
 - 2) Hochfeind-Weisseneck-Decke
 - 3) Lantschfeld-Decke
 - 4) Pleisling-Decke
 - 5) Kesselspitz-Decke
 - 6) Quarzphyllit-Decke),
- II) Falten von Berggröße (z. B. Hochfeind-Sattel, Schwarzzeck-Mulde),
- IV) Kleinstrukturen (z. B. mesoskopische Falten).

Die Natur der Deformationsvorgänge und deren Aufeinanderfolge lassen sich dann speziell anhand der direkt beobachtbaren Strukturen III. und IV. Größenordnung ermitteln.

2. Deformation I, Hauptstrukturen: Groß- und Leitstrukturen mit Deckenbahnen, ±liegenden Falten und Schieferung mit dominierender N-Vergenz

In der Oberen Schieferhülle der N-Rahmenzone des Pennins sind Hinweise auf die Natur der 1. Deformation, die zugleich die Hauptbeanspruchung ist, durch i. a. weithin einheitlich WNW-ESE oder W-E-streichende und ca. 30°-40° NNE bis N-einfallende, sehr engständige s-Flächen einer dominierenden Parallelschieferung in Phylliten gegeben, die mit Materialgrenzen zwischen verschiedenen Phyllitarten (Hell-,

Schwarz-, Grünphylliten) oder zwischen Phylliten und Kalkglimmerschiefern, Marmoren, Quarziten oder Grünsteinlagen ±übereinstimmt. Damit verbunden sind sehr spitzwinklig ein älteres s (? z. T. Schichtung, z. T. ältere Schieferung [s. unten]) schneidende, N-fallende Scher- oder Schubflächen mit Schleppungen in N-Rich-

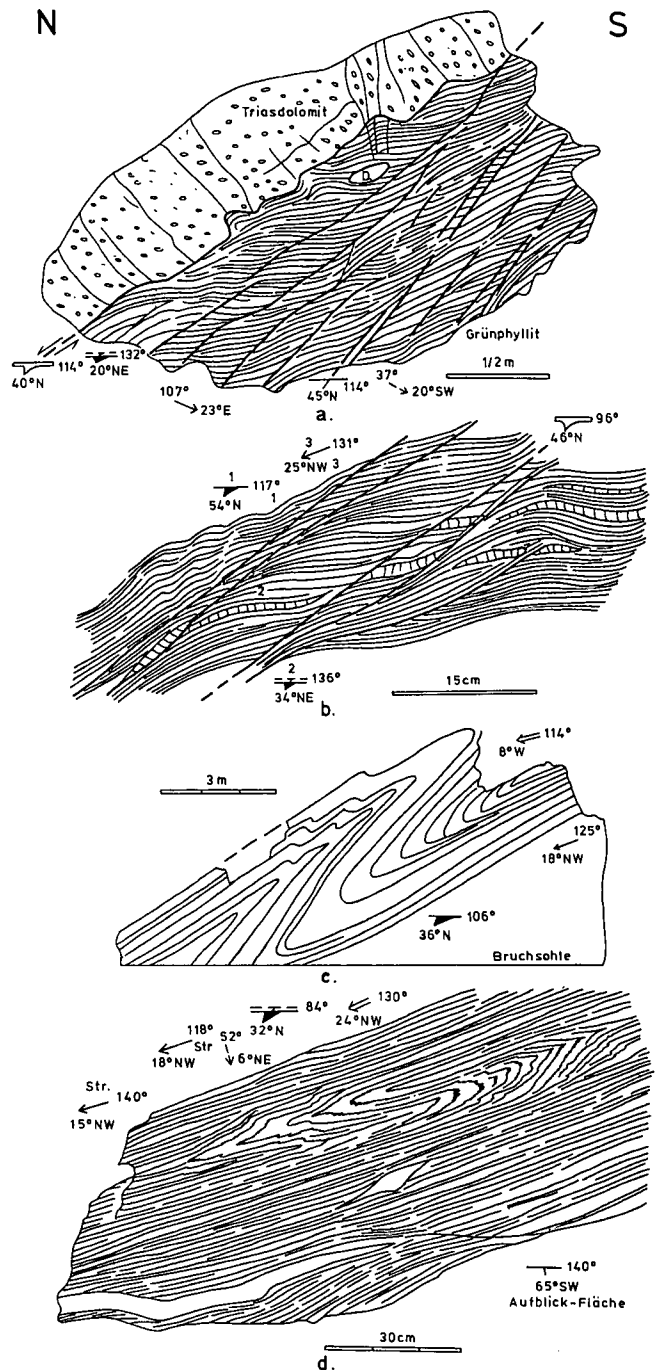


Abb. 2.

D₁-Strukturen.

- a) Hauptdeckenbahn (Grenze Unterostalpin/Pennin) zwischen zertrümmertem Triasdolomit und Grünphyllit, letzterer mit nach N abwärts geschleppten Gleitbretern. Wastlkarl, SSE-Abhang des Hochfeinds.
- b) N-vergente Gleitflächen mit Schleppungen im Chloritphyllit mit Quarzlinzen. Wegböschung 500 m W' Seppbauer (N' Brunnwand), ca. 2 km WNW' Wald.
- c) N-vergente, tauchende Biegefalte im gebankten Kalkglimmerschiefer mit WNW-streichenden Achsen und Strömungen. Veits's Steinbruch (bei König) ca. 1,5 km WNW' Zederhaus (S' Talseite).
- d) Nach N tauchende Isoklinalfalte im Chloritphyllit mit Marmorlagen, darin Parallelschieferung, Faltenachsen und Längs- und Querströmungen. Steinbruch 2 km SE' Zederhaus (S' Talseite).

tung (Abb. 2a, b). Harmonisch eingefügt in dieses s-Flächengefüge und zuweilen vorzüglich aufgeschlossen sind mittelsteil (30° – 40°) nach NNE tauchende, oft nahezu isoklinale Falten in Lagen von Kalkglimmerschiefern, Marmoren und Quarziten (Abb. 2c, d). Sie stellen den Haupttypus der Falten in diesem Bereich dar und wurden nach ihrer Form unter hohem Belastungsdruck geprägt. Wie die gesamte, durch mittelsteiles NNE-Falten gekennzeichnete Lagerung der Pennin-Serien im Zederhaustal zwischen St. Michael im SE und Mosermannl im NW, so verhalten sich auch Strömungen und Runzelungen mit ihrem WNW-Streichen und meist schwachem WNW-Tauchen weithin konstant und liegen \pm parallel zu den Faltenachsen. Alle diese Gefüge repräsentieren die Deformation D1 und zeigen den weiten, hier \pm einseitig S–N-gerichteten Schub der Decken an.

Zu ergänzen wäre hierbei, daß die heute im NE-Abchnitt des Tauernfensters hervortretenden Haupt-s-Flächen im Sinne einer mit dem Deckenbau in Verbindung stehenden Schieferung dort zwar als erste Deformation erscheinen. Jedoch macht die Verfaltung von Quarzspaltenfüllungen mit der erwähnten Schieferung als Achsenebene, die im oberen Murtal beobachtet wurde, die Existenz eines noch früheren tektonischen Ereignisses wahrscheinlich.

Im Unterostalpin der südlichen Radstädter Tauern gehören die in verschiedenen Wechsellagerungen der Trias und des Jura auftretenden, nach N tauchenden, z. T. isoklinale und nach N vergierenden liegenden und überkippten Biege- und Biegescherfalten ebenfalls zur ältesten Deformation D1. Sie haben z. T. beträchtlich ausgewalzte Faltenchenkel und stark verdickte Scharniere (Abb. 3, 4, 5). Die Faltenstrukturen sind in inkompetenten Schiefer- und Karbonatschieferlagen mit \pm flachliegender Transversal- oder Parallelschieferung s_1 (slaty cleavage) verbunden, in kompetenten Lagen aus Quarzit, Radiolarit, Marmor oder Kalk mit Schieferungsklüftung, einer sehr engständigen s_1 entsprechenden Klüftung (Abb. 5). Dabei ist in den Faltenumbiegungen je nach Festigkeitszustand der Schichten Fächerstellung der Schieferungsklüfte oder Meilerstellung der Schieferungsflächen zu beobachten (vgl. Abb. 5, 14a).

In Schiefen erzeugt die Schieferung eine Feinrunzelung, während auf Schichtflächen von Marmoren und Quarziten auch bei Nichtsichtbarkeit der Schieferung (latente Schieferung) häufig kräftige Striemung oder Grobrunzelung entwickelt ist. Im Falle der Striemungen handelt es sich z. T. um Faltenachsen im Mikrobereich, z. T. um Streckungslineare (z. B. Quarzstengel), die parallel zur x-Richtung des Strainellipsoids verlaufen. Die Position der Lineationen entspricht im allgemeinen aber der der begleitenden Faltscharniere.

Die Dimensionen der Falten in den Wechsellagerungen des Unterostalpin sind vorwiegend durch Wellenlängen von wenigen m bis zu 10 m charakterisiert. Darüber hinaus gibt es in den südlichen Radstädter Tauern jedoch auch besonders eindrucksvolle Formen, weil sie großartig aufgeschlossen sind, speziell die liegende Mulde des Schwarzeck (Abb. 4), der überkippte Hochfeind-Sattel und die überkippten Falten der Schwarzen Wand (SCHWAN, 1965a, Abb. 9, 18), ferner die Falten des Neukarsystems der Mosermannl-Gruppe und der Teufelshörner der Pleisling-Gruppe (TOLLMANN, 1956, 1958).

Im Unterschied zu den Faltenstrukturen im Pennin sind im Unterostalpin der südlichen Radstädter Tauern bei den \pm liegenden Falten aufgrund ihres stratigraphischen Aufbaues, d. h. durch die Altersunterschiede ihrer Schichten, die N-Vergenzen einwandfrei erkennbar und somit die Faltenelemente, ob Sattel oder Mulde vorliegt, klar bestimmbar. Die Muldenschlüsse mit jüngeren Schichten befinden sich im S und die Sattelstirnen mit älteren Schichten im N, wie es z. B. im Schwarzeck (Abb. 4) und an der Stampferwand (Abb. 3) zu sehen ist.

Mit den transversal geschieferten, meist liegenden Falten sind überwiegend flache schieferungsparallele Schub- bzw. Gleitflächen verbunden. Daraus ergibt sich für die Falten im Unterostalpin ein kinematisches Sonderverhalten, das bisher problematisch erschien, jedoch im folgenden näher erläutert sei, weil es das stellenweise starke Abweichen der Hauptfalten vom Normalstreichen, wie z. B. im nördlichen Mosermannl-Gebiet, zu erklären vermag:

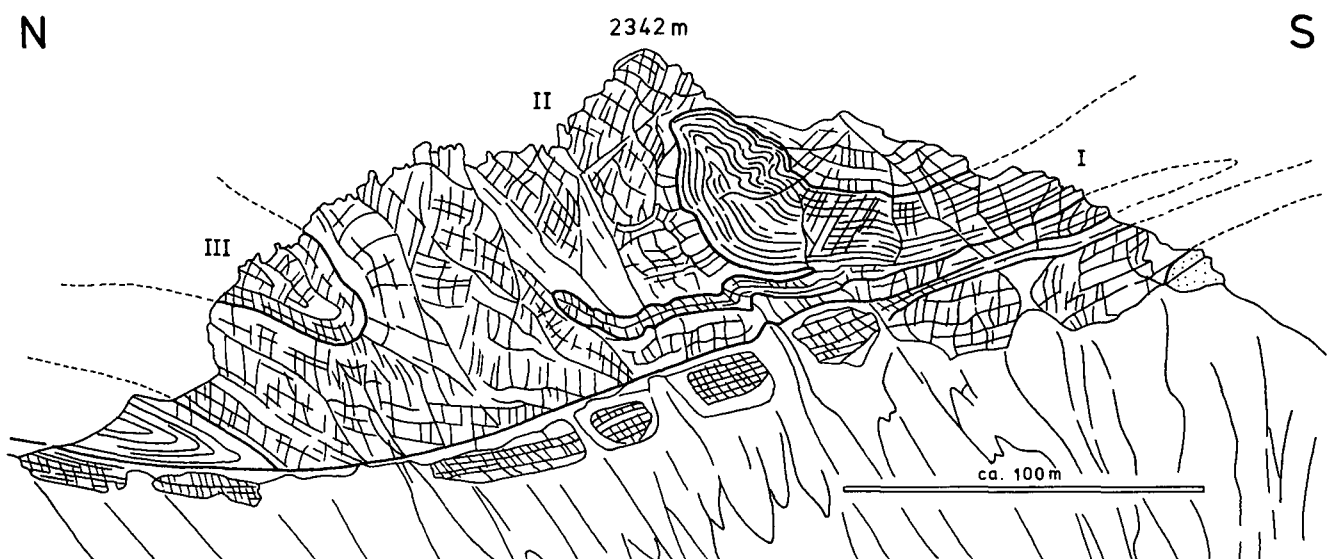


Abb. 3. N-vergente Tauchfallen (D₁) der Stampferwand (W-Seite) mit I. Sattel aus Gutensteiner Kalk (Anis), II. Wettersteinkalk (Unterladin) als Hauptmasse und III. Mulden aus Dolomit (Oberladin). 4 km NNE' Wald. Vgl. A. TOLLMANN (1958, Taf. VIII).

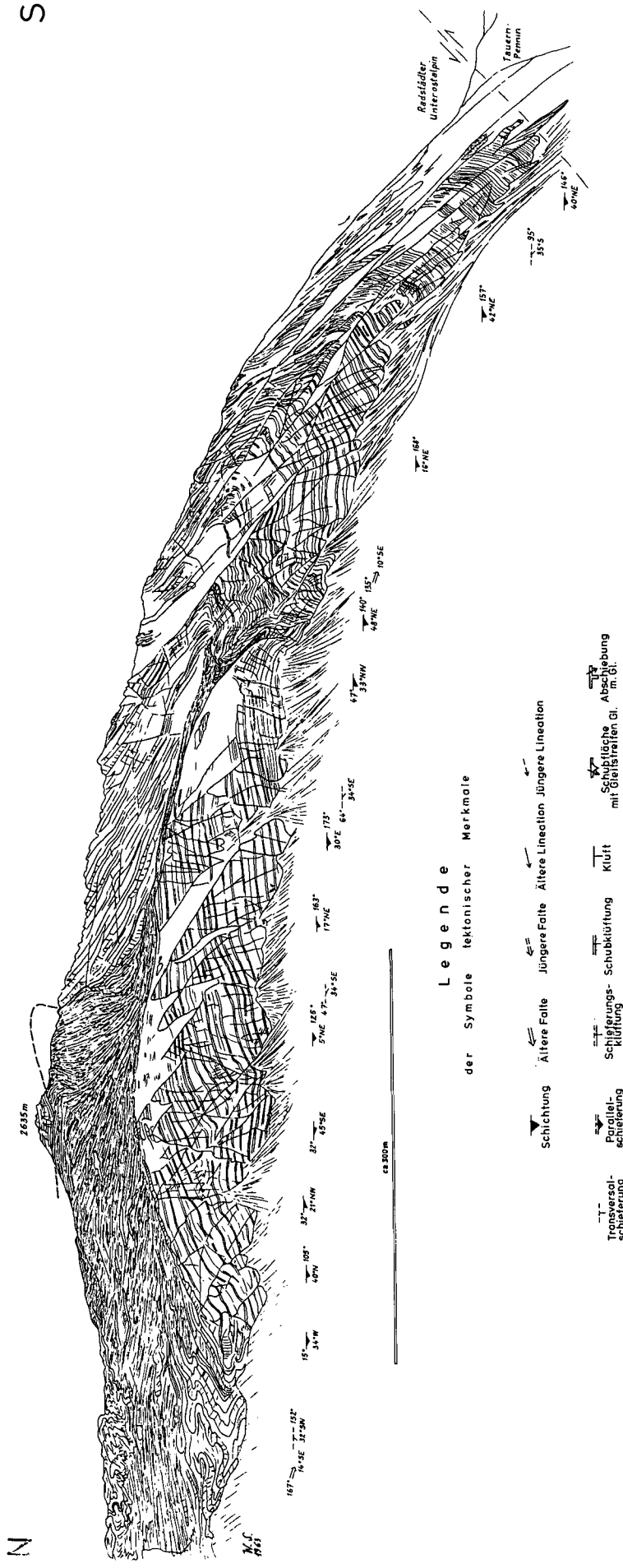


Abb. 4. N-vergente, liegende Mulde (D) des Schwarzecks (W-Seite) mit Liasschiefern und -brekzien im Muldenkern und gut gebanktem Hauptdolomit (Nor) im liegenden und im nach N überschlagenen inversen Muldenflügel. Die tektonischen Merkmale (Lagerung, Faltenachsen, Schieferung) wurden an der Fußlinie der Gesamtstruktur aufgenommen und demgemäß eingetragen. 3 km N Zederhaus.

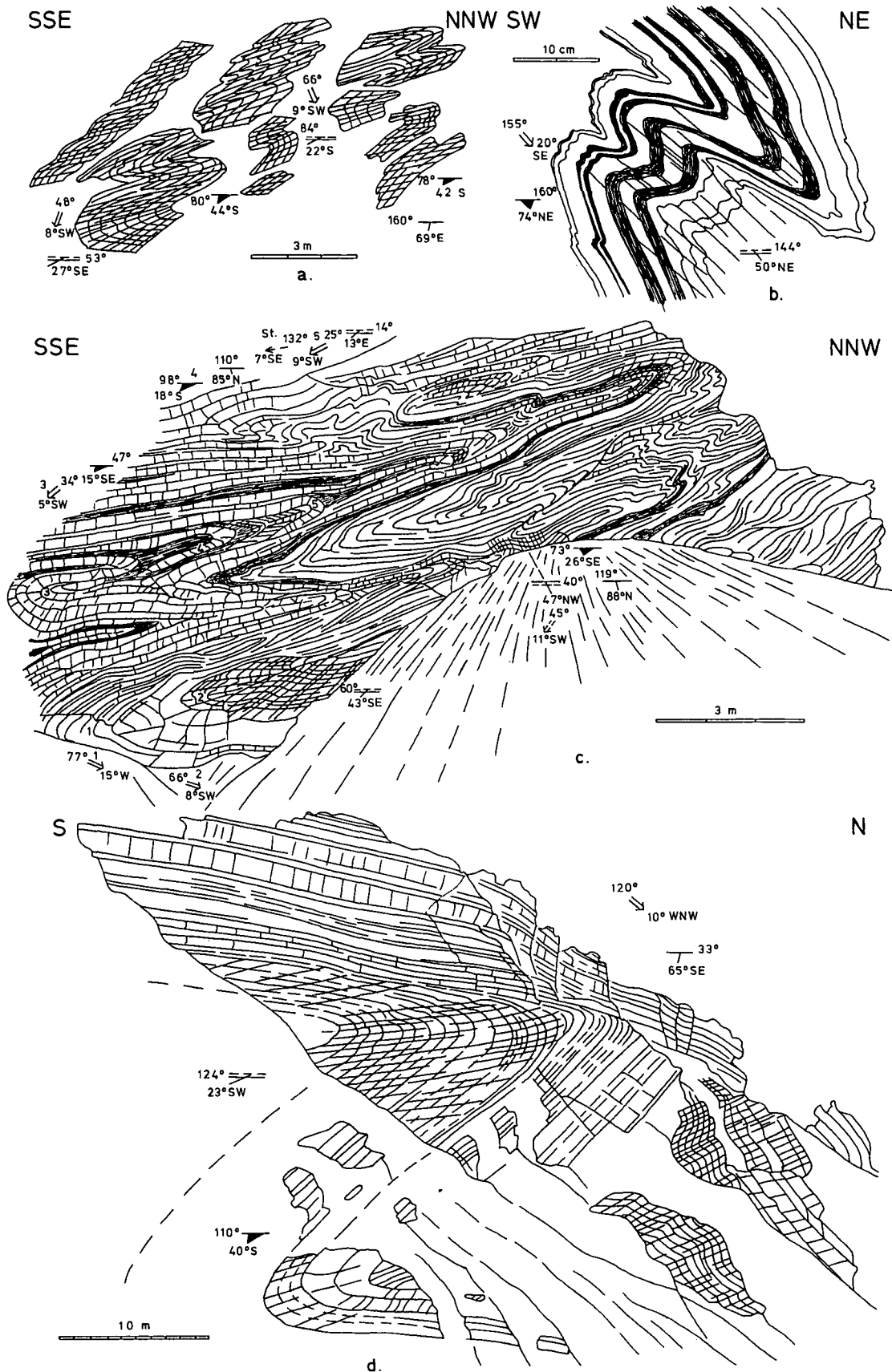


Abb. 5.
 NW- und NE-vergente, \pm liegende Falten (D₁) im Unterostalpin der Pleisling-Decke (a,b,c) und der Lantschfeld-Decke (d).
 a) Überkippte Falten mit Schieferungsklüftung in dunklem Gutensteiner Dolomit.
 W-Seite des Wildsees.
 b) Tauchfalte mit Schieferungsklüftung in dunklem Gutensteiner Dolomit.
 W-Seite des Wildsees.
 c) Liegende Falten in Dolomitbänken des Oberanis.
 SW-Seite des Neukarsees.
 d) Liegende Falte in Partnachschieben (Oberladin).
 1,5 km NNW Taferscharte.

Normalerweise haben in den südlichen Radstädter Tauern die „Längsfalten“ mit der \pm flächigen Transversalschieferung WNW-Verlauf. Infolge der \pm horizontalen Position der Achsenebene und der hohen Materialbeweglichkeit in tonigen, kieseligen oder kalkigen dünnbankigen Sedimenten hat sich jedoch öfter ein beträchtliches Streuen von Faltenachsen mit SE-, E-, NE- bis N-Richtungen ergeben, die somit spezielle NE-, N-, NW- bis W-Vergenzen zeigen. Ein starkes Achsenstreuen von Faltscharnieren kann bei flacher Position der Achsenebene eintreten, weil die Schubbewegung dabei maximale Ausweichmöglichkeiten für den Materialtransport nach verschiedensten Richtungen hat. Die Faltscharniere können sich bei flachen Achsenebenen durch Flattening in der x/y-Ebene des Strainellipsoids (= a-b-Ebene der Faltung) leicht in der jeweils gegebenen Richtung des geringsten Widerstandes vorbewegen (SCHWAN, 1965b; SANDERSON, 1973).

Prinzipiell wesentlich und zu betonen ist, daß das wechselnde Achsenstreuen speziell bei Falten des gleichen Strukturtypus vorliegt, im vorliegenden Falle also bei dem Hauptfaltentypus F_1 mit flacher Achsenebene. Die entscheidende Rolle für die Feststellung der Zugehörigkeit einer Struktur zu einer bestimmten Falten-generation bzw. Deformationsphase und damit für die Klärung ihrer Identität spielt somit nicht die jeweilige Richtung ihrer Achse, sondern der Typus der Falte (hierbei sind verschieden streichende artgleiche Falten gleichzeitig entstanden, wie umgekehrt gleichverlaufende artverschiedene Falten verschieden alt sein können).

So ist auch in den Radstädter Tauern der spezielle Strukturtyp maßgebend als Kriterium für die Zuordnung zu einer bestimmten Falten-generation, im vorliegenden Falle also für die Identifizierung der Hauptfalten von D_1 . Diese zeigen dann wechselnden Verlauf. So haben die Hauptfaltenachsen in der Lantschfeld-Decke \pm normales E-W- bis ESE-Streichen, während die in der hangenden Pleisling-Decke stellenweise sogar einen geradezu senkrecht dazu liegenden NE- bis N-Verlauf aufweisen, wie speziell im Gebiet nördlich des Mosermannl. Diese Hauptfalten zeigen gegenüber dem normalen Längsfaltenstreichen (WNW-ESE) hier die stärkste beobachtbare Abweichung und erscheinen richtungsmäßig wie „Querfalten“. Wie zuvor dargelegt, liegen dabei jedoch nur durch lokal besonders starkes Streuen über W-E bis zu S-N-Richtungen rotierte Hauptfaltenachsen von F_1 vor und keineswegs „echte“ Querfalten aus einem selbständigen Einengungsakt.

TOLLMANN (1962a, 233–234) faßte die NNE-SSW-streichenden Achsen im Mosermannl-Gebiet, z. B. im Neukarsystem und am Graikopf, als „Querfalten“ im Sinne einer Prägung $B' \perp B$ auf. Diese N-S-Querfalten (B') wären durch Materialeinengung in B (= E-W) infolge von Auswalzung durch S-N-vergenten Deckenschub entstanden.

Die N bis NE streichenden Achsen, z. B. im Mosermannl-Gebiet und an der Schwarzen Wand, überkippte bis liegende W- bis NW-vergente Falten (vgl. SCHWAN, 1965a, Abb. 14a, 15–18), vertreten hier jedoch die Hauptfalten (= B), d. h. F_1 , die in Nachbargebieten als normale Längsfalten auftreten, aber hier nicht als solche erscheinen, weil sie z. T. bis in S-N-Richtung gedreht worden sind. Auf diese Problematik wird weiter unten im Kapitel 4 über Querfalten-Phänomene näher eingegangen.

Ähnlich wie \pm liegende Falten vermochten Deckenkomplexe an ihren flachen Bewegungsbahnen verschiedenen gerichtete Sonderbewegungen auszuführen, die variable Abweichungen von der Hauptvergenz S-N

darstellen. So wanderten z. B. die tieferen Hochfeind- und Lantschfeld-Decken dominierend nach NNE, die höhere Pleisling-Decke hingegen nach WNW, vielleicht weil bei ihrem Vorschub die NNE-Transportrichtung mehr versperrt war. Es scheint, daß jede Teildecke hierbei ihre eigene Beanspruchungs- und Bewegungsrichtung hatte – nach dem jeweils zur Verfügung stehenden relativ freiesten Weg – und daß eine Decke demgemäß wohl auch durch dominierende Faltenachsenrichtung definierbar ist.

Speziell im Bereich der nördlichen Radstädter Tauern ließen sich die geschilderten Deformationsstrukturen noch in zwei Teilgruppen aufgliedern (ROSSNER, 1979):

- 1) Überkippte bis liegende und tauchende, isoklinale Biege- und Biegescherfalten mit Dimensionen im cm- bis dm-Bereich (Wellenlänge und Amplitude), verbunden mit einer prägnant ausgebildeten Striemung. Die Faltenachsen und Striemungen streichen recht einheitlich NW-SE; es ist eine Entstehung unter hoher Belastung anzunehmen.
- 2) Enge, gegenüber den vorgenannten Formen aber offener, schiefe bis überkippte, seltener isoklinale Biegescherfalten mit deutlich ausgeprägter Schieferungsklüftung, vergesellschaftet mit Scher- und Schuppenbahnen verschiedenster Dimension. Die Achsenebenen liegen flach bis mittelsteil. Wellenlänge und Amplitude der Falten reichen vom dm- bis 100 m-Bereich, ihr Streichen wechselt zwischen NW-SE und WSW-ENE. Runzélung und Grobströmung in Form von Schnittlinearen zwischen s_0 und $s_{11,2}$ können auftreten.

N-Vergenzen herrschen in beiden Fällen vor.

Die beiden vorgenannten Strukturgruppen gehen auf zwei Deformationsereignisse zurück, die mechanisch offensichtlich eng miteinander verbunden waren. Dabei fand der ältere Vorgang unter etwas höherer Belastung als der jüngere statt. Daß es sich tatsächlich um zwei Ereignisse bei ähnlicher Orientierung der Hauptstrain-Vektoren handelt, und daß diese auch in den südlichen Radstädter Tauern wirksam waren, läßt sich z. B. aus den potenzierten Faltungerscheinungen am S-Kamm des Mosermannl (TOLLMANN, 1968, Abb. 2) ersehen. Große ausgewalzte, N-vergente Isoklinalfalten sind hier wiedergefaltet zu schiefen bis überkippten, ebenfalls N-vergenten Strukturen. Die N-Überkippfung (= S-Einfalten) der sonst \pm flach nach N einfallenden penninischen Schieferhüllgesteine vor der NW-Seite des unterostalpinen Zmüling-Trias-Komplexes zeigt ebenfalls nach N aufsteigende Bewegung an.

Man kann somit festhalten, daß die ältesten Deformationsakte durch zwei mechanisch eng miteinander verknüpfte N vergente Faltungen $D_{1,1}$ und $D_{1,2}$ repräsentiert werden, wobei von $D_{1,1}$ zu $D_{1,2}$ eine Abnahme der Belastung und eine Zunahme scherender Verformung festzustellen ist.

Die Sedimente der Einzeldecken der Radstädter Tauern erweisen sich als stellenweise oder abteilungsweise gefaltet, haben aber größtenteils auch \pm flache Lagerung. Der Großbaustil speziell der südlichen Radstädter Tauern ist nicht, wie früher zuweilen angenommen (BLATTMANN, 1937), vorwiegend durch große Liegendfalten (= Deckfalten im Sinne von CADISCH, 1953), sondern wie sich aus allen neueren Beobachtungen ergibt, durch Deckenkomplexe mit \pm aufrechter Schichtenfolge (= Deckplatten im Sinne von CADISCH, 1953) charakterisiert, die intern öfter prächtige liegende bis überkippte

Falten zeigen (vgl. TOLLMANN, 1956, Taf. 2). Im ganzen scheint sich im Radstädter Deckenbau oberflächlich ein Auskeilen der Einzeldecken nach WNW anzudeuten, wie z. B. bei den Hochfeind- und Lantschfeld-Decken (vgl. Abb. 1). Demgemäß keilen auch die unter- und mittelostalpine Kristallinzüge im Twenger und im Seekarspitzen-Kristallin zwischen jüngeren Schichtfolgen und zusammen mit diesen nach WNW hin allmählich aus.

Dieses Auskeilen mag z. T. durch Denudation und z. T. durch zunehmende tektonische Reduktion in dieser Richtung bedingt sein, bis schließlich nahe Zell am See unter zunehmendem Schwinden des Unterostalpins die Phyllite des Tauernpennins (Schieferhülle) und die faziell ähnlich erscheinenden Phyllite und Schiefer der Grauwackenzone des Oberostalpins an der Salzachstörung unmittelbar in Kontakt treten.

In den mesoskopischen überkippten, liegenden und tauchenden Falten und den damit verbundenen nach N einfallenden Schubflächen des Radstädter Unterostalpins kommt trotz der stellenweise streuenden Faltenachsen dessen im ganzen ziemlich einheitlich in nördlichen Richtungen ablaufender Massentransport über das Tauern-Pennin mit bedeutender tektonischer Intensität zum Ausdruck. Diese Strukturen stellen nach Menge, Größe und Vollkommenheit der Ausbildung typische Leitstrukturen der D_1 -Deformation dar. Diese sind hier im Radstädter Raum nur relativ schwach von späteren Beanspruchungen betroffen worden und daher meist in unversehrter reiner Form prächtig erhalten geblieben.

Vergleichend gesehen, zeigen die Hauptstrukturen des Pennin und des Unterostalpin im NE der Hohen Tauern infolge von Unterschieden in Materialien und Belastungsdrücken gewisse Differenzen in Baustilen und Richtungen. Während sich zuunterst im Pennin unter erheblicher Belastung die \pm isoklinalen tauchenden Falten (flattening type) mit Parallelschieferung entwickelten und dabei das Hauptstreichen \pm konstant WNW blieb, entstanden im höheren Stockwerk des Unterostalpin bei größerer Bewegungsfreiheit hauptsächlich die liegenden bis überkippten Falten mit Transversalschieferung und größerem Achsenstreuen, worin sich lokal wechselnde Einzelbeanspruchungen infolge örtlicher Schubumlenkungen andeuten.

Bemerkenswerterweise zeigen die normal WNW streichenden B_1 -Elemente (Längsfalten und Lineationen) im Pennin vorwiegend flaches WNW-Einfallen, im Unterostalpin hingegen zumeist flaches ESE-Einfallen.

Trotz gewisser Unterschiedlichkeiten weisen die Hauptstrukturen der beiden Großeinheiten Pennin und Unterostalpin dominierend Gemeinsamkeiten des Baustils auf. Diese Harmonie erklärt sich wohl aus der Einheitlichkeit der Baugestaltung. Die großen Bauformen wie die analogen kleinen leitenden Strukturen der liegenden Falten und der Überschiebungen älterer auf jüngere Schichten spiegeln detailliert die Kinematik des S–N gerichteten Fernschubes wider. Die hier im Pennin und Unterostalpin beobachteten kleintektonischen Strukturen zeigen recht vollkommene Übereinstimmungen mit den in den gleichen Großeinheiten der Schweizer Alpen auftretenden liegenden Falten und flachen Bewegungsbahnen.

Die bisher betrachteten tektonischen Gefüge stellen Hauptformen des Baues (= Großstrukturen und mesoskopische Leitstrukturen) dar, die während der Hauptdeformation D_1 entstanden sind.

3. Diskussion der Querfalten-Phänomene

Im südlichen Radstädter Tauernraum gibt es jedoch, wie zuvor angedeutet, noch weitere Gefüge, die aufgrund ihres Strukturtypus zu D_1 zu rechnen sind, wenngleich sie nicht das normale Hauptstreichen (ESE) der Großformen zeigen. Bei extrem abweichendem Verlauf (\pm NNE) erscheinen sie wie „Querfalten“, zeigen aber den Typus der Haupt- (= Längs-) Falten. Im Hinblick auf deren Mechanismus liegen jetzt zwei Deutungsmöglichkeiten vor, für die Querfalten dieses Raumes insgesamt sogar drei; es sind folgende:

- 1) Querfalten entstanden im Verband von Längsstrukturen infolge Auswalzung des Materials durch S–N gerichteten Deckenschub als Stauchungserscheinungen in Querrichtung. Der durch seitlichen Platzmangel (in E–W) hervorgerufene Materialüberschuß würde zu Querfaltenbildungen mit N–S-Verlauf führen. Deren E–W-Einengung in b wird somit ursächlich auf den Druck des S–N-Schubes zurückgeführt. Querfalten und Längsfalten hängen räumlich, zeitlich und somit kausal untrennbar als $B^* \perp B$ -Gefüge zusammen (TOLLMANN, 1962a). In dieser Weise wurden auch die großen, den Hauptfalten typenmäßig entsprechenden Querstrukturen im Mosermanni-Gebiet der südlichen Radstädter Tauern interpretiert.
- 2) N–S streichende „Querfalten“ können sich unter Einfluß von S–N-Schub bei progressiver Deformation durch Achsenstreuen aus \pm liegenden Längsfalten entwickeln. Bei hoher Materialbeweglichkeit, starkem Flattening in den Faltenachsebenen und flacher Lage derselben bzw. der Schieferungsflächen vermögen Faltscharniere aus der Längsrichtung bis in die Querrichtung in allen möglichen Übergangsrichtungen zu rotieren und dementsprechend verschiedene Vergenzen zu entwickeln. Die Sattelscharniere wichen bei der Horizontalkompression in Richtung des jeweils geringsten Widerstandes aus (SCHWAN, 1965b, 144–147 und Abb. 3 unten). Solche in Querrichtungen rotierte Hauptstrukturen (B) liegen auch in den südlichen Radstädter Tauern vor. Diese sind somit keine echten Querfalten durch eigenständige E–W-Kompression.
- 3) Jedoch gibt es auch „echte“ Querfalten mit NE–SW- bis N–S-Streichen. Sie kreuzen und deformieren die Längsfalten und -lineationen in ihrem NW–SE- bis W–E-Verlauf und sind somit jünger als letztere (nach D_1) und daher erst weiter unten in Kapitel 6 zu behandeln.

So existieren nach Art und Mechanismus verschiedenerlei Querfalten-Phänomene, insgesamt drei.

Demnach könnten mit der Hauptdeformation D_1 \pm synchrone Querfalten in zweifacher Weise entstanden sein. Das von TOLLMANN (1962a) für die Ostalpen herausgestellte Prinzip einer kinematisch-zeitlich an die Längsfaltung gebundene Querfaltung im Sinne doppelter $B^* \perp B$ -Strukturbildung hat manches für sich, dürfte aber für das Pennin des Zederhaustales und des Unterostalpins der südlichen Radstädter Tauern (Mosermanni-Gebiet) aus mehreren Gründen kaum anwendbar sein, speziell weil dort

- 1) durch Achsenstreuen bis in die N-Richtung rotierte Hauptfalten (B_1 bzw. F_1) und
- 2) jüngere autonome Querfalten (F_{II}) vorliegen. Nachfolgend sei der 1. Fall begründet:

Speziell die im Unterostalpin der Pleisling-Decke besonders am Neukarsee, Graikopf und Hochbirg auftretenden mesoskopischen bis relativ sehr großen, an 300 m Breite überschreitenden „Querfalten“ mit NE- bis N-Streichen und NW- bis W-Vergenz zeigen den Typus der überkippten bis liegenden Haupt- bzw. Längsfalten (Abb. 5a, c; SCHWAN, 1965a, Abb. 14a, 15, 16, 18). Sie sind auch unter gleichen Bedingungen und entsprechender Überlagerung wie sonst die Längsfalten mit ESE-Streichen entstanden, und ihr Material ist in gleicher Weise in \pm liegende Falten gepreßt wie während der Hauptphase (vgl. auch TOLLMANN, 1962a, S. 236).

Einerseits findet man hier ein vielfältiges Streuen dieser Faltenachsen in allen möglichen Übergangsrichtungen (Zwischen-Rotationsstadien) zwischen E und N. Bereits CLAR (1937, S. 306) erkannte, daß „das auch ein Baustil“ ist, „bei dem mit einer stärkeren Streuung in der Richtung der Ausweichbewegungen der einzelnen einmal abgetrennten Massen gerechnet werden kann“. Es konnte auch gezeigt werden (BAUMGARTNER, 1976), daß in den südlichen Radstädter Tauern die Längsfalten benachbart wie vor allem im Fortstreichen verschiedenen Trend annehmen und sogar in Form eines großen Bogens verlaufen können; sie sind dabei von E nach W aus der ENE-Richtung (Längsverlauf) unter fortschreitender Deformation bis in die NNE-Richtung (Querverlauf) umgeschwenkt. Andererseits ist hier keine direkte Durchkreuzung von \pm gleichartigen größeren Scharnieren im Sinne von $B' \perp B$ innerhalb eines Felsens vorhanden. D. h., alle diese Falten vom Haupttypus mit divergierenden Achsenrichtungen repräsentieren selber B, und da B' fehlt, handelt es sich tatsächlich nur um Hauptfalten, die durch \pm starkes Achsenstreuen aus der Längsrichtung ESE bis NE oder N rotiert worden sind. So erklären sich auch Gleichzeitigkeit und Gleichheit des Baustils dieser „Querfalten“ mit den Längsfalten mit normalem ESE-Streichen an anderen Stellen.

Die spezielle Annahme für das Mosermanni-Gebiet, z. B. für die Schlierer-Hochbirg-Mulde (TOLLMANN, 1960, S. 106, Taf. VI; 1962a, S. 2423), die Längsfalten der sonst herrschenden Achsenrichtung seien in den Querfalten (= N-S streichende Mulden) völlig unterdrückt worden bzw. nicht erhalten geblieben (1958, S. 106), kann nicht geteilt werden, da die durch den Deckenschub hauptsächlich erzeugten starken Längsfalten nicht durch viel schwächere Querstauchungen gänzlich ausgelöscht worden wären. Welchen Grund sollte es geben, daß innerhalb eines $B' \perp B$ -Systems das Haupt-B völlig zerstört wird? Vielmehr ist, wie zuvor dargelegt, B' als N streichende Querfalte hier gar nicht zur Entstehung gekommen, sondern liegt allein ein in N-Richtung rotiertes B (Hauptfalte) der D_1 -Deformation vor.

Zur Natur des Mechanismus beim Richtungswechsel der Hauptfalten ergibt sich somit folgendes für die südlichen Radstädter Tauern: Die Annahme einer Doppelfaltenbildung $B' \perp B$ aus Großstrukturen ist zu ersetzen durch einfache Rotation der Hauptfalten B (ohne B'-Bildung) an flacher Achsenebene beim Deckenschub. Es hat hier lediglich eine Stellungsänderung von Hauptfalten (B) durch die Rotation in die N-Richtung stattgefunden, aber keine Neuformung von B'-Achsen $\perp B$. Infolge von Achsenstreuung von östlichen in nördliche Richtungen gedrehte, große, \pm liegende Falten sind somit auch keine echten Querfalten; denn sie sind nicht aus einem eigenständigen Einengungsakt mit W-E-Vektor entstandene Strukturen. Sie sind Hauptformen und keine Nebenformen.

$B' \perp B$ -Gefüge waren von SANDER (u. a. 1948) in \pm metamorphen Gesteinen im Kleinbereich entdeckt worden.

Auch in Phylliten und Schiefen des Radstädter Raumes finden sich zuweilen zwei Lineationen \pm senkrecht zueinander.

Es scheint ferner denkbar und möglich, daß in den Radstädter Tauern Querstrukturen in mikro- oder mesoskopischem Maßstab nach diesem Prinzip entstanden sind.

B'-Falten sollten in ihrer Form jedoch nicht mit B-Falten übereinstimmen, wie angenommen wurde, sondern von andersartigem Typus sein als die liegenden Hauptfalten der Decken in B; denn B' würde bei Auswulzung durch Deckenschub und durch Materialstauchung in B-Richtung eine andere Kinematik haben als B.

Es erscheint jedoch fraglich, ob die Beziehung $B' \perp B$ auch im großtektonischen Bereich als allgemeingültiges Prinzip der Kausalverknüpfung von Längs- und Querfalten („Faltenvergitterung“) in so ausschließlicher Weise überall realisiert ist und als Interpretation der Ursache aller Querfaltung gelten kann, wie TOLLMANN (1962a, S. 245; 1963, S. 101, 199) annimmt.

Die Problematik der Querfaltenbildung ist außerordentlich komplex, da sich sehr verschiedene Typen und Mechanismen darin verbergen. Vor allem gibt es in mehreren Gebirgen auch Querfalten, die unabhängig von einer Längsfaltenbildung entstanden sind und daher nicht nur solche im Rahmen von Faltenvergitterungen. Eine gesetzmäßige Bindung der Querfaltung an die Längsfaltung trifft in vielen Fällen nicht und somit nicht allgemein zu.

In Anbetracht einer Reihe von Beobachtungen ergeben sich verschiedene Bedenken gegen eine Überbewertung des Prinzips \pm synchroner $B' \perp B$ -Falten bzw. stets kausaler gekoppelter Längs- und Querfaltung, die zur weiteren Klärung des Problems kurz aufgeführt seien:

- 1) Bei seitlicher Kompression durch Faltung wandert das gepreßte Gesteinsmaterial in die Scharniere der dabei entstehenden Längsfalten, wodurch deren Anschwellung erfolgt. Ebenfalls bewegt sich das Material beim Deckenschub vor allem entsprechend der Vergenz bzw. in der Transportrichtung. D. h. in den beiden vorgenannten Fällen liegt die Ausweichrichtung des Gesteins in a, aber kaum in b. Auch in den ziemlich geradlinig W-E verlaufenden Ostalpen war die beste Ausweichmöglichkeit des Materials gegenüber dem S-N-Schub in S-N-Richtung gegeben, weniger in E-W-Richtung, so daß E-W streichende Faltenachsen (B) und Deckenbahnen entstanden. Bei konvexen Gebirgsaußenrändern (Westalpen) ist sogar mit einer Dehnung (Ausweitung) in b zu rechnen, bei konkaven könnte jedoch eine Einengung in b eintreten.
- 2) Würde kräftiger Deckentransport die Entwicklung großer Doppelfalten $B' \perp B$ hervorrufen, so müßte diese entsprechend weite Verbreitung zeigen, bzw. „unzufällig häufig“ sein (SANDER, 1948, S. 180), da die Ursache weithin wirksam wäre. In den südlichen Radstädter Tauern treten große N-S verlaufende Falten (ohne ost-westlich kreuzende) wie im nördlichen Mosermanni-Gebiet aber nur lokal stark hervor und fehlen sonst. Deren örtliche Beschränkung und das dortige Fehlen einer Faltenvergitterung erscheinen aus dem Prinzip $B' \perp B$ nicht erklärbar, wohl aber durch Achsenrotation infolge lokaler Widerstandsverringering.
- 3) Das Zeitverhältnis von Längs- zu Querfalten ist zu meist verschieden. Wenn Querstrukturen wirklich in kausalem Zusammenhang mit Längsstrukturen durch Deckenschub im Sinne von $B' \perp B$ entstanden

wären, dann müßten sie mehr synchron mit letzterem, jedoch nicht jünger sein. Andererseits ist die Beobachtung eines geringeren Alters der Querfalten wesentlich (vgl. auch TOLLMANN, 1962a, S. 234, S. 198). Eine Auswalzung durch einen älteren Deckenschub kann dann aber nicht ihre Ursache sein. Jüngere Querfalten sind einem anderen bzw. eigenen Bewegungsakt zuzuschreiben. Auch EXNER (1954, S. 8, 9, 100, 1099) und KOBER (1955, S. 288) betonten für das Tauernfenstergelände das jüngere Alter der Querfaltenachsen, da diese N-S-Falten die älteren E-W-Achsen überlagern. Demgemäß wurde auch die Depression der Glocknermulde zwischen den Zentralgneiskulminationen im W und E „auf jüngeren queren Zusammenschub ... in W-E-Richtung“ zurückgeführt.

- 4) In vielen Faltengebirgen, z. B. im deutschen Variszikum, gibt es weite Gebiete mit Längsfalten (B) ohne jegliche Querfalten (B' oder andere).
- 5) Auf Dehnung im WNW-ESE-Hauptstreichen weisen häufige Querabschiebungen im Pennin des Zederhaustales zwischen St. Michael und Mosermann-Gebiet, während große Querfalten fehlen (Abb. 6). Die in Liaskalkschiefern (Gödernierkarkopf) der Hochfeind-Decke des Unterostalpin im Hauptachsenstreichen in WNW-ESE ausgelängten Belemniten belegen ebenfalls eine B-achsiale Streckung des Gesteins (KRONMÜLLER, 1983). Entsprechend ist im

oberen Gödernierkar in der Liasbrekzie eine B-achsiale Ausrichtung an den Gesteinstrümmern zu beobachten (Abb. 14b). Während des Hauptaktes der Orogenese (D_I), gleichzeitig mit dem Deckenschub, hat hier somit Ausweitungstendenz in b geherrscht, statt Einengung in b. Erst später wurden die Längsgefüge durch jüngere Querfältelungen stellenweise überprägt (vgl. Kap. 6).

- 6) In mehreren Gebirgen, wie z. B. im Himalaya, gibt es Querfalten, die nicht mit den Längsfalten bzw. nicht mit der Hauptkompression gleichaltrig sind, sondern älter oder jünger als diese. Solche Querfalten sind i. a. Ausdruck eines Verkürzungsaktes in b. Im Himalaya kommen in dem WNW streichenden Decken- und Faltenbau der Deformationen $D_{III} + D_{IV}$ zwei ältere Querfaltungen ($D_I + D_{II}$) und eine jüngere (D_V) vor (SCHWAN, 1980). Auch in den Radstädter Tauern treten wie in anderen Gebieten der Ostalpen jüngere Querfalten auf, die kinematisch nichts mit dem Deckenschub zu tun haben (vgl. Kap. 6).

Die großen liegenden, $\pm E-W$ streichenden Falten in den südlichen Radstädter Tauern hatte TOLLMANN (1958, S. 80) treffend als „tektonische Leitformen des Unterostalpins“ bezeichnet. Diesem Typus entsprechen auch die im Mosermann-Gebiet auftretenden großen, um N streichenden „Querfalten“, die somit ebenfalls Hauptstrukturen (B_I) sind, deren Achsen lediglich in N-Richtung rotiert wurden. Sie sind daher hier zu D_I gerechnet.

Für einige im Radstädter Raum nur in mikro- oder mesoskopischer Dimension entwickelte Querfalten, die höhere Belastung anzeigen, ist indessen nicht auszuschließen, daß ihre NW-SE- bzw. W-E-Einengung mit der Hauptbeanspruchung des Deckenschubes zusammenhängt, d. h. D' vorliegt. Falls dies durch neue detaillierte Beobachtungen und Deutungen Bestätigung finden sollte, wären diese „Querfalten“ (B') dann auch zu D_I zu zählen.

Als weitere Strukturart gehören $\pm N$ -streichende, W-ergente Falten mit Untervorschiebungen speziell im Mosermann-Gebiet (SCHWAN, 1965a, Abb. 15) ebenfalls zum 1. Deformationsprozeß.

Ferner zeigen die häufigen syn- oder antithetischen NE-streichenden Querabschiebungen, Querspalten und Querklüfte im Pennin des Zederhaustales, an denen die WNW-streichenden Längsgefüge (Falten und Lineationen) regelmäßig versetzt oder zerrissen sind, eine Ausweitung in WNW-ESE an (Abb. 6). Analog bestätigen die ausgelängten Belemniten in Schichten des Unterostalpins (vgl. oben) die B-achsiale Gesteinsstreckung. Längszerrung und Längsstreckung in b hängen kinematisch mit der kräftigen S-N-Kompression beim Deckenschub zusammen und sind somit ebenfalls D_I -Gefügeprägungen.

4. Deformation II: Längsfalten mit Aufschiebungen und Schubklüftung mit Süd- und Nord-Vergenzen

Weitere jüngere Deformationen sind dem Deckenbau aufgeprägt worden und haben das verschiedengestaltige Inventar der einzelnen Nebenstruktur-Typen geschaffen. Sie fügen sich nicht harmonisch dem durch flache N-Vergenzen gekennzeichneten Großbau ein. Diese mesoskopischen Gefüge sind nun zu differenzieren.

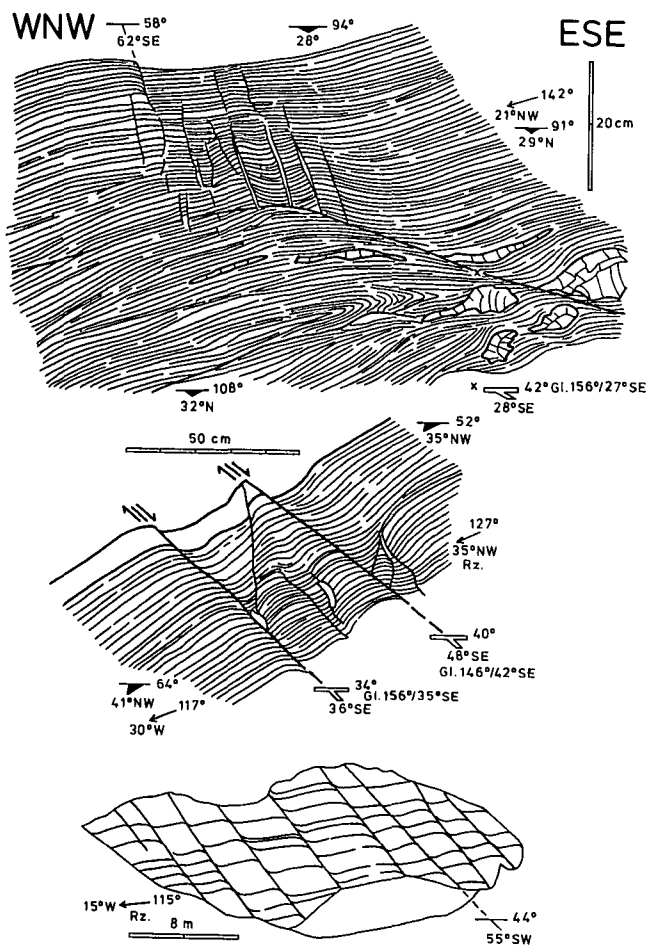


Abb. 6. NE-streichende Abschiebungen und Spalten (= NW-SE-Ausweitung) in Grün- und Grauphylliten des Pennins im Zederhaustal. N-Seite des Zederhausbaches zwischen Moser und Gratzler, ca. 2 km NNW Zederhaus.

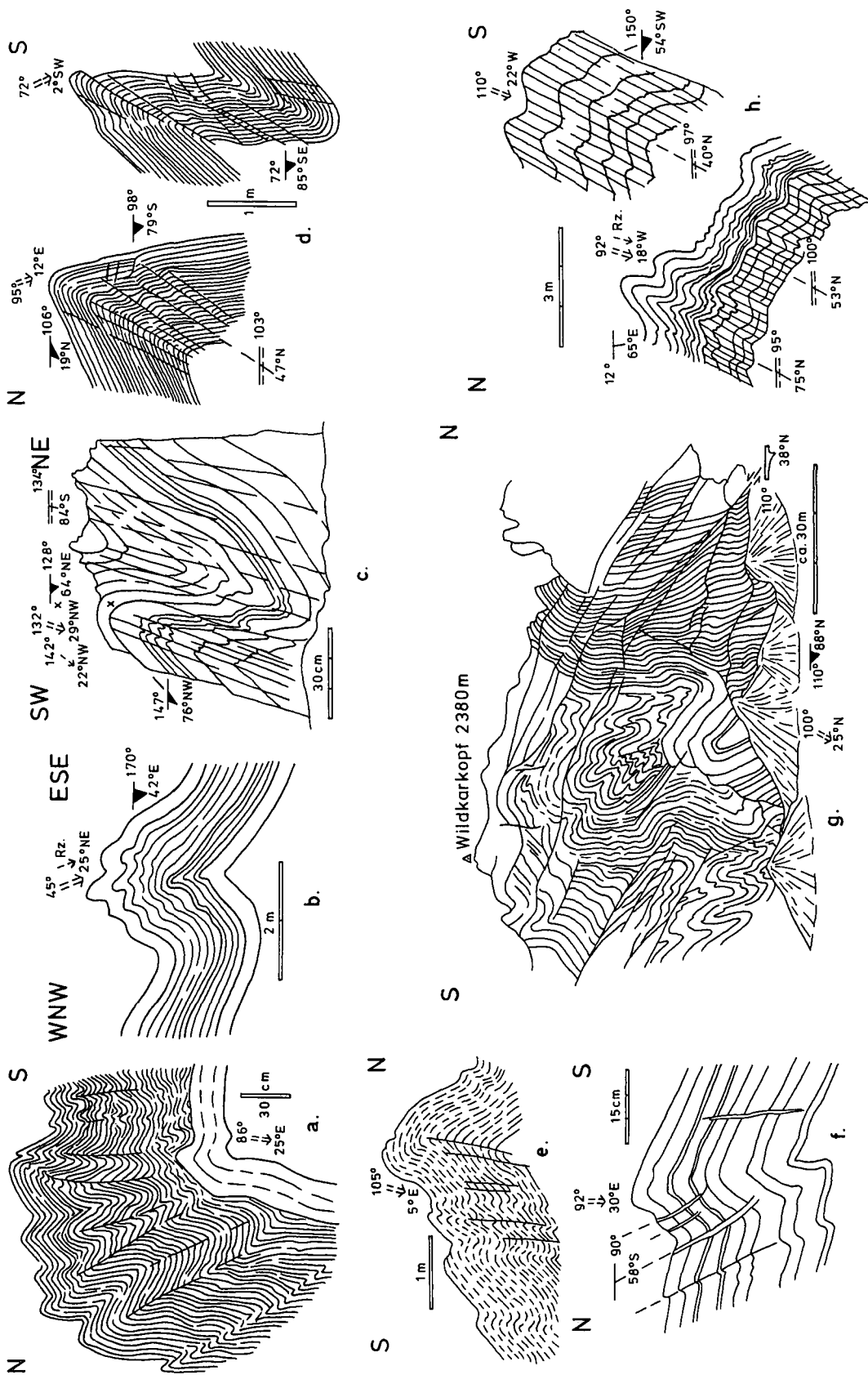


Abb. 7.
D₁₁-Strukturen: Wechselvergente (S- und N-vergente) aufrechte und schiefe Längsfalten mit Schubklüftung und Aufschiebungen.

- a) N-vergente, disharmonische Falten im paläozoischen Kalkschiefer (Grauwackenzone, Oberostalpin).
- b) Straßenböschung WSW' Schwarzach/Salzachal bei km 70,5.
- c) NW-vergente, schiefe Falte im Gutensteiner Marmor (Pleising-Decke). Fels am Weg, 500 m N' Windisch-Scharte.
- d) N-vergente, schiefe Falte mit Schubklüftung im plattigen, blaugrauen Gutensteiner Kalkmarmor (Lantschfeld-Decke). Am Weg W' der Jakoberalm, E' Karriedel.

- e) S-vergente, schiefe Falten in Kalkschiefern und -brekzien (Grenzzone Pennin – Unterostalpin). Kamm ca. 400 m WNW' Weißenbeck.
- f) Aufrechte Falten im Gneis (Altkristallin, Mittelostalpin). Ca. 250 m E' Seekarspitz.
- g) N-vergente, schiefe Falten im weißen Marmor (Pleising-Decke). E-Seite der Brücke der Taurachstraße, ca. 150 m SE' Schaidberg (1,5 km SE' Tauernpaßhöhe).
- h) S-vergente Falten und Überschiebungen in gut gebankten Kalken und Dolomiten, Karn (Pleising-Decke). E-Seite des Wildkarkopfes, gesehen vom Ilg-See.
- i) S-vergente Falten mit Schubklüften in Kalkphylliten des Lias. Kammweg NNW' Zeppspitze..

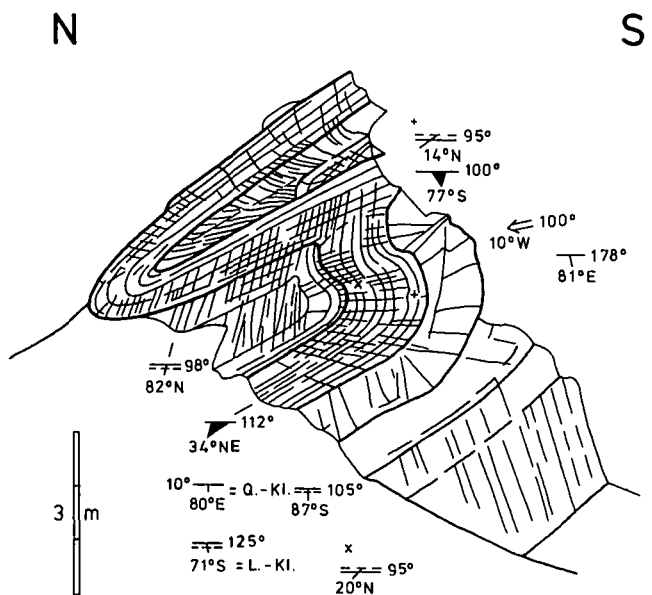


Abb. 8.
N-vergente Tauchfallen (F_1) mit Schieferung (S_1) und steiler Schubklüftung (S_2) im Hauptdolomit (Hochfeind-Decke). NE-Grat des Weißenecks SW Tweng.

Zur nächsten Deformation D_{II} gehören im Streichen um E-W (bis WSW-ESE und WNW-ESE) variierende, aufrechte, schiefe bis überkippte Biegefallen und Biegeschwerfallen mit meist relativ geringem Faltungsstrain. Diese Strukturen sind mit \pm steiler engständiger Klüftung verbunden, in der eine Schieferung (S_{II}) zum Ausdruck kommt. Die Fallen sind aufrecht oder schief und zeigen schwache Vergenzen nach N oder S (Abb. 7). Im Streichen folgen die D_{II} -Strukturen weitgehend den D_I -Strukturen. Letztere wurden, wie liegende N-vergente D_I -Fallen zeigen, von den steilen, dicht liegenden Längsklüften (S_{II}) asymmetrisch zerschnitten (Abb. 8). Diese Klüftschar tritt besonders auffällig in den großen Dolomittfeldern an den N-Hängen des Schareck-Weisseneck-Zuges und der Schlierer-Spitze hervor. Hierbei handelt es sich um eine Pressungsklüftung (Abb. 9). Nach der etwa gleichen Position der Schubklüftung der im SSW benachbarten Pennin-Gesteine wird es sich auch im vorgenannten Unterostalpin um Schubklüftung handeln.

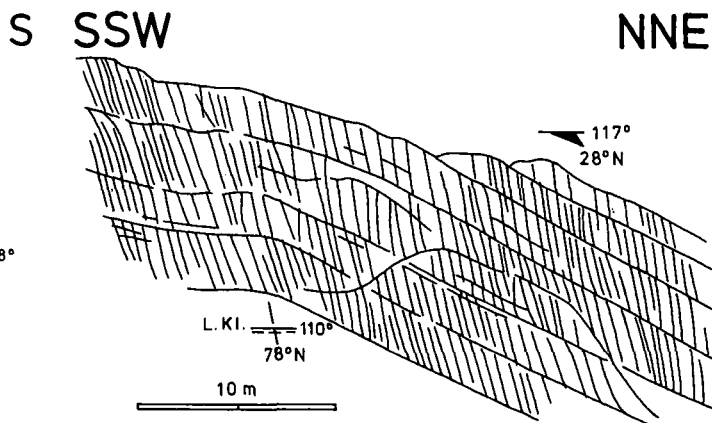


Abb. 9.
Flach N-fallende Hauptdolomitbänke mit steilen Schubklüften (S_2). NE-Hang des Schwarzzecks (Hochfeind-Decke).

Im Pennin sind die Schubklüfte zumeist mit Kleinfalten und Fältelungen verknüpft (crenulation cleavage; Abb. 10). Diese D_{II} -Gefüge im Pennin des Riedingtales südlich vom Mosermanni zeigen noch eine gewisse posthume Anlehnung an die z. T. quer (nordöstlich) verlaufenden D_I -Strukturen der Pleisling-Decke im nördlich benachbarten Unterostalpin des Mosermanni-gebiets. Hingegen halten die D_{II} -Gefüge im Pennin südlich der Hochfeind-Decke etwas weiter östlich sich an das Längsstreichen der dortigen D_I -Strukturen (SCHWAN, 1965a, Abb. 21). Eine typische Mischstruktur aus vollkommen ausgebildeten überkippten, N-bewegten Falten (D_I) einerseits und kleinen engwelligen Falten mit steiler S-Vergenz und Schubklüftung (D_{II}) andererseits ist in der unterostalpinen Mitteltrias am Kl. Mosermanni aufgeschlossen (Abb. 11).

Auch im Unterostalpin der Rieding-Spitze mit Altkristallin bis Lias und des Zederhauser Weißbuchs mit Trias und Lias (einer großen Tauchsynklinale mit WNW-Achse) liegen zwei in das Pennin N-vergent eintauchende Deckschollen-Komplexe (THALMANN, 1962) bzw. Dolomitwalzen (EXNER, 1971, 97-101) von ähnlicher Art wie bei der Hochfeind-Decke vor (SCHWAN, 1965a, Abb. 26). Sie haben Struktur und Position durch den Vorgang bei der D_I -Deformation erhalten. Aus dem N, vom Rieding-Tal her, sind Pennin-Phyllite S-vergent gegen beide Unterostalpin-Komplexe rückgefaltet worden,

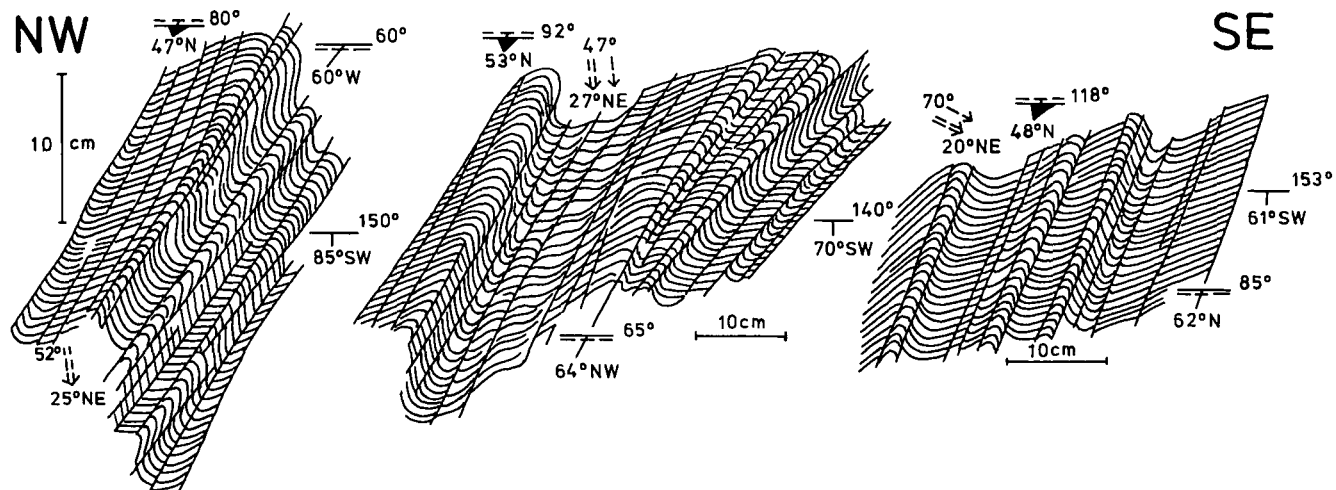


Abb. 10.
Chevron folds-ähnliche, SE-vergente Kleinfalten mit Schubklüften (crenulation cleavage) (D_{II}) in grauen Pennin-Phylliten mit Quarz- und Marmorbändern. N' Böschung am Wege N' des Riedingbaches NNE' der Brünnwand, ca. 2 km WNW' Wald.

NNW

SSE

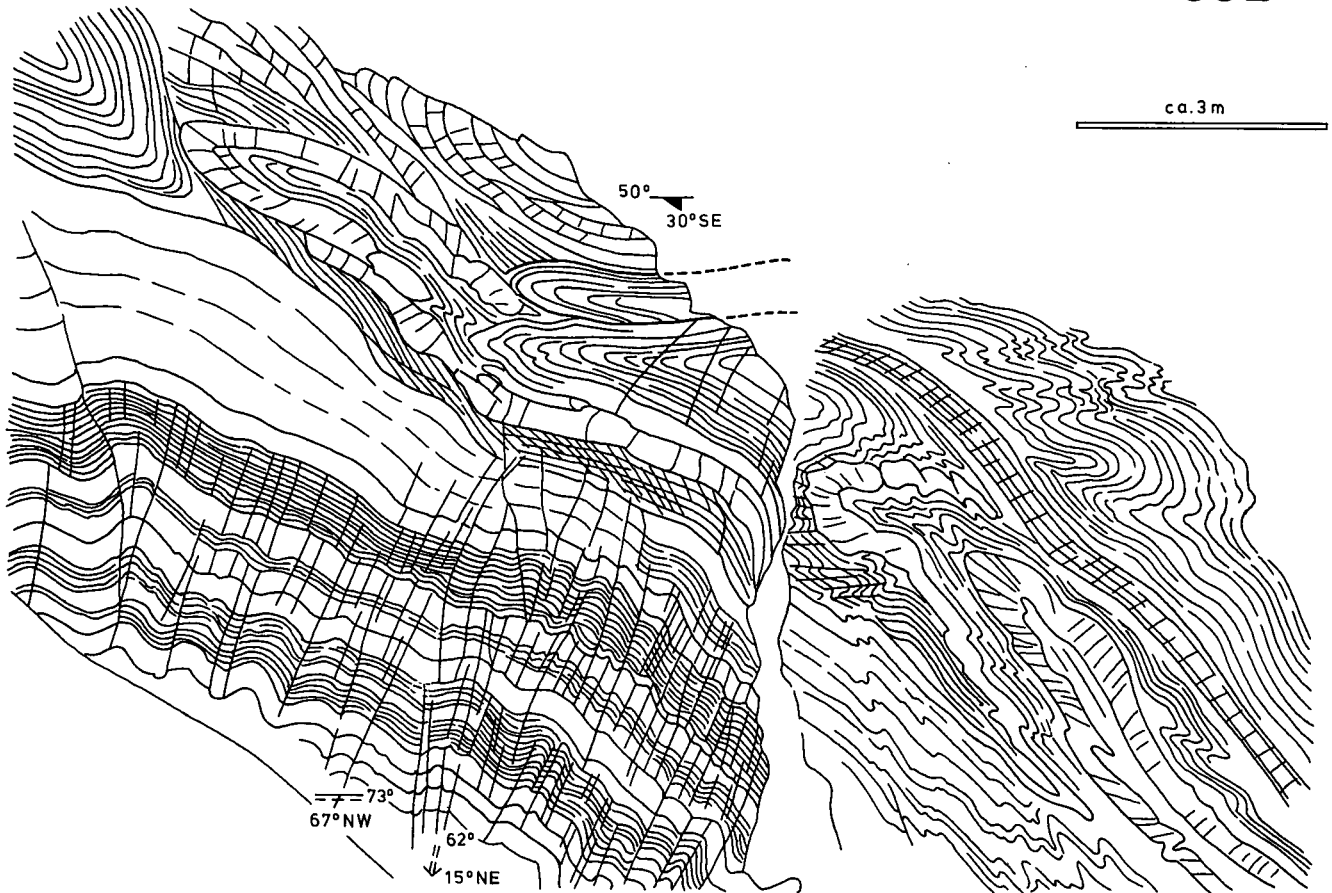


Abb. 11. Mischstruktur (D_1/D_{II}) aus flach N-vergenten (F_1) und steil S-vergenten Falten (F_2) im Gutensteiner Dolomit und Kalk (Anis, Unterostalpin, Pleisling-Decke). S-Hang des Kleinen Mosermanns.

welcher Vorgang bei D_{II} geschah. So liegen auch hier großartige Beispiele von Mischstrukturen vor.

Zum D_{II} -Inventar gehören auch S-vergente Schubflächen, die teils steiler, teils flacher liegen und sowohl im Pennin wie im Unterostalpin vorkommen, speziell im Zederhaustal und in den schönen Klammaufschlüssen an der S-Seite des Salzachtales im Klammkalkschiefer (Abb. 12); sie deformieren oder zerschneiden das ältere Schicht- und Schieferungsgefüge. Diese S-Vergenz ist überhaupt insgesamt ein wesentliches Merkmal von D_{II} . Darin kommen Rückschübe zum Ausdruck.

In der Klammkalkzone mit steil N-fallendem s-Flächen-Gefüge kommen häufig auch in Anpassung an dieses Gefüge recht steil stehende, eng gepreßte nahezu isoklinale Falten vor (SCHWAN, 1965a, Abb. 23). Ob es sich dabei um ehemals flach liegende, sekundär verstellte oder aber um neu gebildete Aufpressungsfalten handelt, ist schwer zu beurteilen; viel spricht für nachträgliche Versteilung der Gefüge in Zusammenhang mit der Aufwölbung der Tauernkuppel. Steilstellungen spielen speziell am N-Rand des Tauernfensters eine große Rolle, während sie weiter im E im Fensterrahmen des Radstädter Raumes nur schwach sind oder fehlen.

Auch z. B. innerhalb und am S-Rand der N-Kalkalpen treten S-Bewegungen auf (CLAR, 1965, S. 273; TOLLMANN, 1966, 97–99, 114; DOERT, 1970, S. 163, u. a.), die aber in ihrer Intensität und Bedeutung weit hinter den N gerichteten Fernschüben zurückbleiben.

Die meisten der D_{II} -Strukturen zeigen nicht die für Deckenbewegungen charakteristische Horizontaltal-

denz und keine Anzeichen größerer Belastung, wie flach gedrückte isoklinale Falten (flattening type). Ihre Typen haben mehr der Vertikalen genäherte Züge, die auf steilere, aufwärts gerichtete Bewegungen unter geringerer Auflast hinweisen. Sie sind Ausdruck späterer seitlicher Überpressung des Deckenbaues. Diese erneute Einengung mit geringerer Intensität fand wahrscheinlich in Zusammenhang mit der Aufwölbung der Tauernkuppel statt. Bei den nach oben gerichteten Ausweichbewegungen entwickelten sich am Ort sowohl steile N- wie S-Vergenzen (ROSSNER & SCHWAN, 1982).

Innerhalb der Radstädter Tauern wechselt die Bedeutung von D_{II} in der S–N-Richtung. In den nördlichen Radstädter Tauern (ROSSNER, 1979, dort als Deformationsakt [4] bezeichnet) führten die Auswirkungen der S-vergenten Anpressung zum Teil zu erheblichen Modifikationen großtektonischer Strukturen, wie speziell in den Bereichen der zwischen Quarzphyllit auftretenden Mesozoikumkomplexe am Lackenkogel oder im Tauernachtal.

Der Deformationsakt [3] der nördlichen Radstädter Tauern (ROSSNER, 1979) ist in heutiger Sicht der Zusammenhänge (s. auch Anmerkungen zur Genese der Strukturen von D_{II} oben) nicht mehr als selbstständiges Bewegungsereignis abzutrennen, sondern dem Akt D_{II} zuzurechnen.

In den südlichen Radstädter Tauern ist der Einfluß der D_{II} -Deformation schwächer und beschränkt sich weitgehend auf den mesoskopischen Bereich. Im Gipfelaufbau des Weissenecks machen sich S-vergente

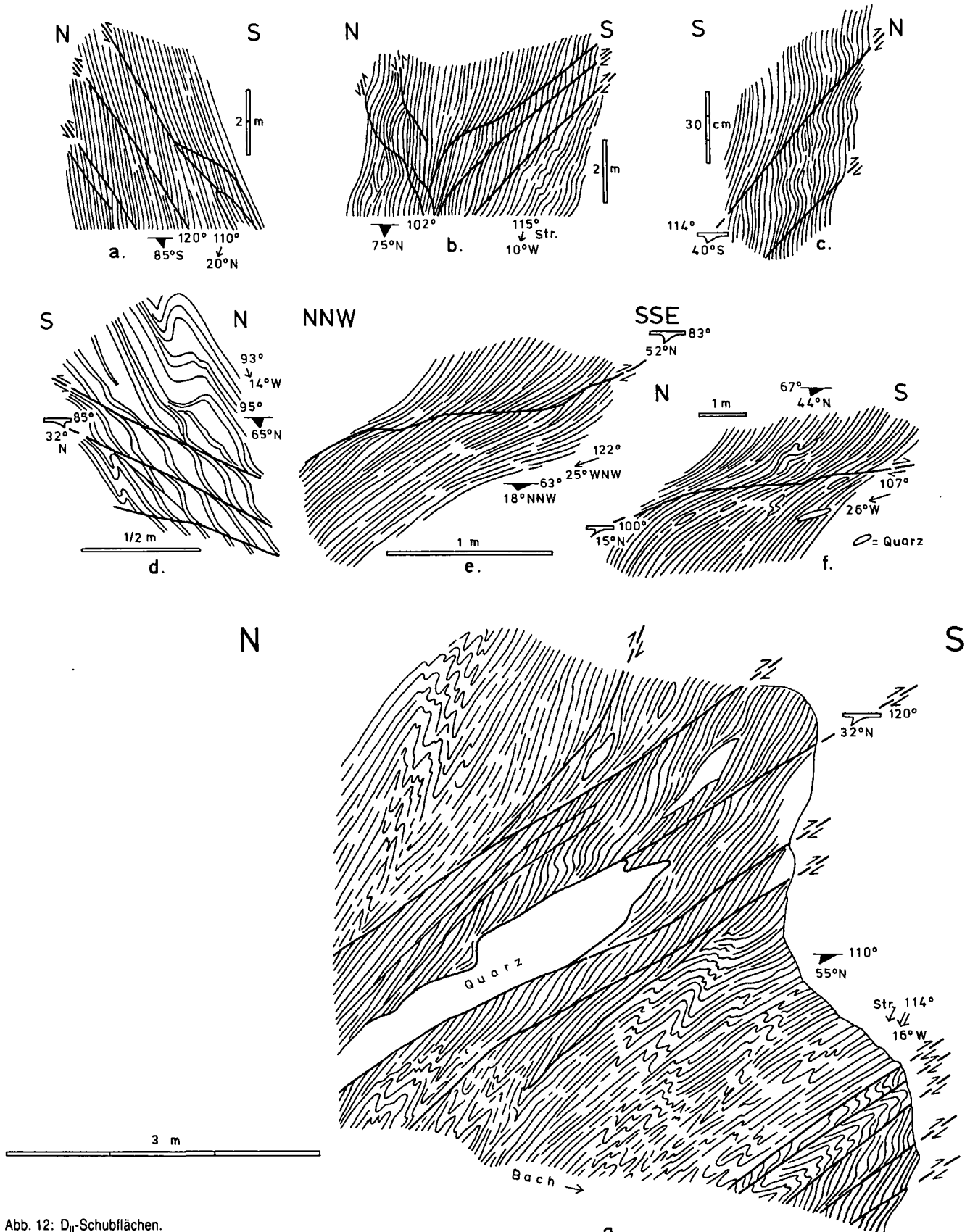


Abb. 12: D_{II} -Schubflächen.
 a) und b) Wechselvergente Aufschiebungen in grünen und grauen Phylliten (Pennin).
 Hoigmoostal, 3,5 km SW Taxenbach.
 c) und d) N- und S-Überschiebungen im Kalkschiefer (Klammkalkzone).
 Kitzllochklamm SE Taxenbach.
 e) und f) Flache S-Überschiebungen in Grauphylliten (Pennin).
 SE Keßler bei Wald. Wegböschung nahe Ahorngraben, Zederhaustal (N' Seite).
 g) S-Überschiebungen in grünlichen Phylliten (Pennin).
 Bacheinschnitt ca. 1 km NW Zederhaus (N' Talseite).

Verformungen allerdings auch in größerem Maße bemerkbar (SONDERMANN & VOGGENREITER, 1984).

Ausbildung und Dimension der \pm aufrechten bis wechsellagernden Falten (B_{II}) wechseln somit im Radstädter Raum; außer in zahlreichen Kleinformen liegen sie stellenweise auch in Großform vor.

Auch im NW-Randgebiet des Tauernfensters treten im Pennin solche Strukturen kleintektonisch zahlreich auf, können aber Faltenlängen bis zu 1 km erreichen (MILLER et al., 1984, S. 638, dort als F_3 bezeichnet). Dabei wurde Anstoß daran genommen, daß Großformdimensionen dieser Strukturen gegenüber den Decken bei uns (ROSSNER & SCHWAN, 1982, S. 43) nicht betont waren. Doch sind auch große, \pm aufrechte Falten in unseren Abbildungen (1982, Abb. 3, 8, auch 46–47) zu sehen, und liegen somit nicht nur „Nebenformen“ vor. Ziel jener Arbeit war es, auf die spezielle Natur und geringere Bedeutung S-vergenger Pressungsstrukturen gegenüber der N-vergenger Deckentektonik aufmerksam zu machen. Im NW-Randgebiet der Hohen Tauern liegt somit der Fall vor, daß zweierlei Großstrukturtypen und demgemäß zweierlei kleintektonisch leitende Abbilder existieren (vgl. SCHWAN, 1973, 336–337).

5. Deformation III: Autonome Querfallen mit \pm Nord–Süd-Streichen

Zur Deformation D_{III} gehören im Radstädter Raum „echte“ mesoskopische Querfallen mit um N–S bis NE–SW streichenden Achsen. Sie treten auf als aufrechte oder schiefe, seltener überkippte Biege- und Biegescherfallen sowie als Falten von Chevron- oder Kink band-Typus. Letztere sind meist mit entsprechenden, oft steilen Schubflächen, Scherflächen oder Klüften, speziell mit einer Schubklüftung bzw. Crenulation cleavage (S_{III}) verbunden. Einige charakteristische Beispiele für Querfallen aus den verschiedenen tektonischen Einheiten des Pennins und Unterostalpins sowie speziell aus dem unterostalpinen Quarzphyllit der E-Randzone des Tauernfensters sind nebenstehend abgebildet (Abb. 13).

Die Formen der Querfallen variieren; die im Pennin haben etwas größere runde Scharniere (Abb. 13, i., k.), die im Unterostalpin teils kleine oder größere runde Scharniere (Abb. 13, d., e., f., g., h.) und teils recht spitze oder scharfkantige (Abb. 13, a., b., c.). Darin scheint eine Abnahme des Belastungsdruckes vom unteren zum oberen Deckenstockwerk zum Ausdruck zu kommen. Es liegen zumeist nur schwache Vergenzen nach W oder E vor.

Die kleintektonischen Querfallen kommen auf Flügeln großer Längsfalten vor. In mesoskopischen Dimensionen ist durch Vergleich die grundsätzliche Verschiedenartigkeit der Formungen der Längs- und Querfallen erkennbar (Abb. 14). Alle Längselemente, so die ESE streichenden Lagerungen, Falten und Lineare, erfahren durch die Querscharniere und Querschubflächen Verbiegung, Knickung oder Zerschneidung. Daraus geht mit Sicherheit das jüngere Alter dieser Querstrukturen gegenüber den Längsstrukturen hervor.

Die \pm N–S-verlaufenden Querfallen sind danach als eigenständige Gefügeerscheinung im E–W-streichenden Decken- und Längsfaltenbau, die diesem nachträglich aufgeprägt wurde, zu betrachten. Sie gehen auf einen autonomen Bewegungsakt mit in W–E bis NW–SE liegenden Einengungsvektoren zurück, der un-

abhängig von und später als D_I/D_{II} wirksam war (u. a. SCHWAN, 1965a, S. 243; ROSSNER, 1970, S. 209; ROTH, 1984, S. 83; MILLER et al., 1984, S. 637). Daher sind sie hier gegenüber anderen quer verlaufenden, vielleicht mit dem Deckenschub zusammenhängenden Strukturen als „autonome“ Querfallen bezeichnet worden.

Die Querfallen in den südlichen Radstädter Tauern zeigen nach ihrer nur kleintektonischen Dimension, ihrer meist aufrechten bis schiefen Form mit \pm steilen Scherflächen sowie ihrem mehr lokalen Auftreten einen relativ schwachen Kompressionsstrain. Demgemäß sind parallele Lineare nicht oder nur selten entwickelt. N–S-streichende Querfallen mit Runzelung und Schubklüftung, die steil steht und unregelmäßig auftritt, wurden u. a. im Unterostalpin des Gödernierkarkopf (vgl. Abb. 14b) beobachtet.

Auffällig in Erscheinung treten die Querstrukturen der Quarzphyllite in der E-Randzone des Tauernfensters. Es sind typische schiefe Knickfallen ohne parallele Lineare, sie haben häufig W-Vergenz (Abb. 13, a., b., c.). Die N–S-verlaufenden Faltenachsen in den Phylliten verbiegen oder schneiden die Längslineation (als Runzelung), die z. B. nahe der Katschbergstraße im unterostalpinen, wohl mesozoischen Marmor des Lerchkogels sogar als kräftige WNW-streichende Striemung entwickelt ist. Der E–W-Streß hingegen war nicht intensiv genug, um eine N–S-Lineation auszuprägen. Die dominierende W-Vergenz der Knickfallen am Katschbergpaß scheint eine spätere, relativ schwache Pressung des unterostalpinen Quarzphyllits gegen das Tauernkristallin im W anzuzeigen. Diese Querfallen gehören in den Bereich der Katschberg-Querstruktur von EXNER (1971, S. 9). Sie kommen dort außer in den Katschberg-Phylliten auch in der benachbarten Schieferhülle des Tauernfensters vor.

In den nördlichen Radstädter Tauern tritt die Querbeanspruchung nur wenig in Erscheinung (ROSSNER, 1979, z. B. Abb. 86).

Dem Deformationsakt III noch zuzurechnen sind Strukturformen vom gleichen Typ wie der der behandelten Querstrukturen, aber mit einem Streichen, das bis zur E–W-Richtung drehen kann. Solche Erscheinungen sind allerdings seltener zu beobachten. Es bedarf wohl keiner ausführlichen Erläuterung, daß bei den zur Zeit von D_{III} vorgegebenen alten Strukturmustern der im Rahmen dieser Deformation einwirkende Streß im Einzelfall zu aberranten Strainrichtungen führen konnte.

Nach allen Beobachtungen ist der zu diesen Querstrukturen gehörige Deformationsakt ein relativ junges Ereignis, das wahrscheinlich die letzte, z. T. noch mit plastischen, z. T. schon mit rupturellen Verformungen und nur streckenweise wirksame spatorogene kompressive Beanspruchung mit geringer tektonischer Intensität darstellt (vgl. auch BAUMGARTNER, 1976). Daher wurde sie hier als D_{III} -Deformation bezeichnet. Auch in anderen Orogenen gehen speziell die Knickfallen-Typen auf späte Akte der Einengungstektonik zurück.

Da die verschiedenen mesoskopischen Querfallentypen teils Biege- und Biegescherfallen, teils Chevron- und Kink band-Falten sind, mögen darin außer verschiedenen Stockwerkstiefen bzw. ungleichen Druckausmaßen auch verschiedene Bewegungsakte zum Ausdruck kommen. Nach künftigen speziellen Untersuchungen werden vielleicht verschiedene Teilakte unterscheidbar, z. B. bei D_I (= B in N–S rotiert, oder B'), bei autonomen Querstrukturen $D_{III,1}$, $D_{III,2}$ usw.

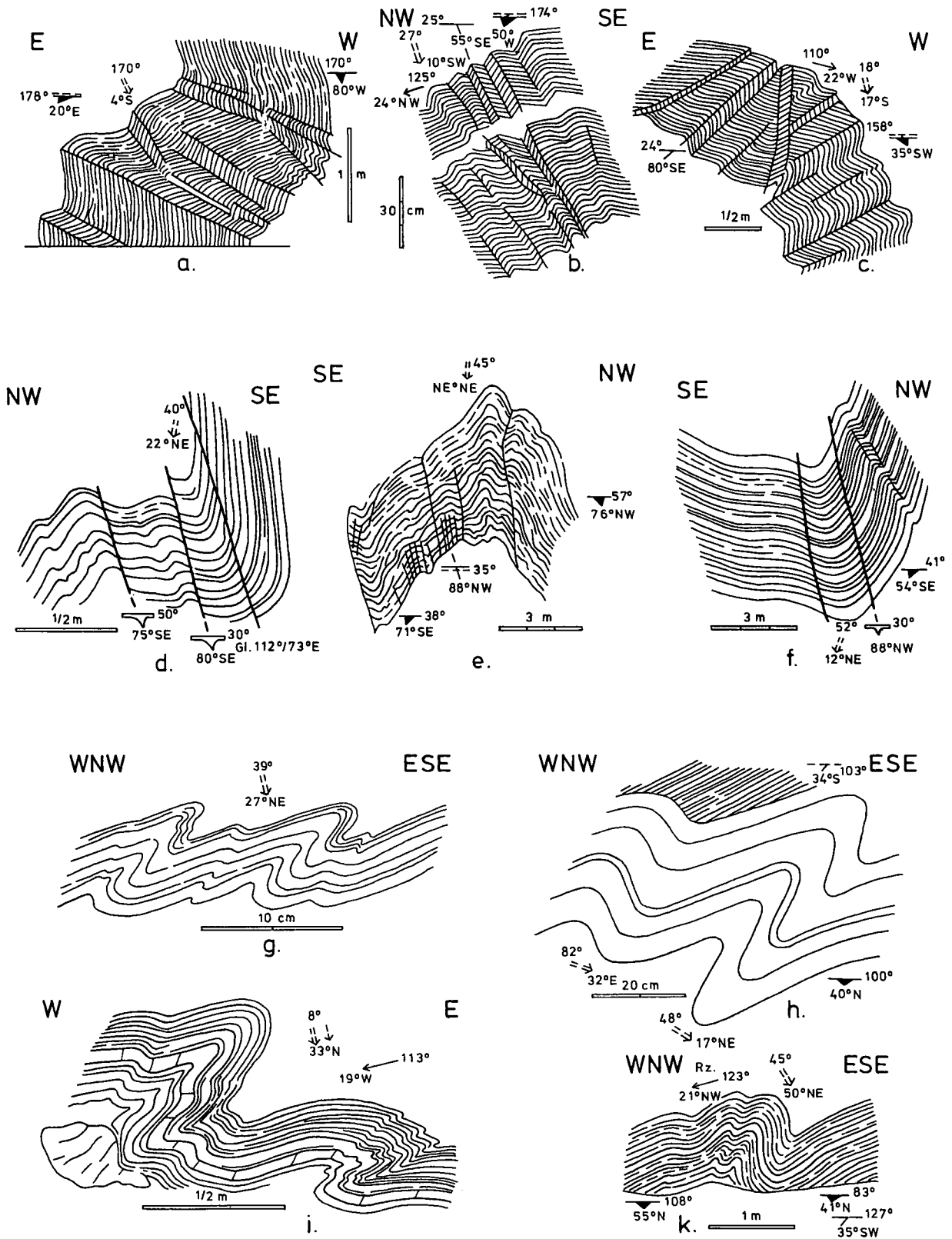


Abb. 13: D_{III}-Querschnitte.

- a) und b) und c) E- und W-vergente Knickfalten im Quarzphyllit (Unterostalpin), E-Rahmen des Tauernfensters. Böschung am Wege W' (a) und an der Straße S' (b und c) des Katschbergpasses.
- d) und e) und f) Aufrechter Quersattel und schiefe Quermulden mit Schubklüften im Skythquarzit (Unterostalpin). Grat WNW' des Twenger Weißenecks, nahe Grubachscharte.
- g) und h) Querscharniere mit Fließfaltencharakter in rosa und grau gebändertem Gutensteiner Marmor (Unterostalpin). g = ca. 15 m SW' Taferlscharte; h = Kamm ca. 200 m WNW' des Vorderen Weißenecks.
- i) Gefaltete Glimmermarmorbank in Grünphyllit (Pennin) mit Vergitterung von Lineationen. Gödernierbach, ca. 20 m unterhalb der Unterostalpin-Deckenbahn im Wastlkarl, SSE' Hochfeind.
- k) Gefaltete Marmor- und Quarzbänkchen im Grünphyllit (Pennin). Böschung N' Moser, ca. 2 km WNW' Zederhaus.

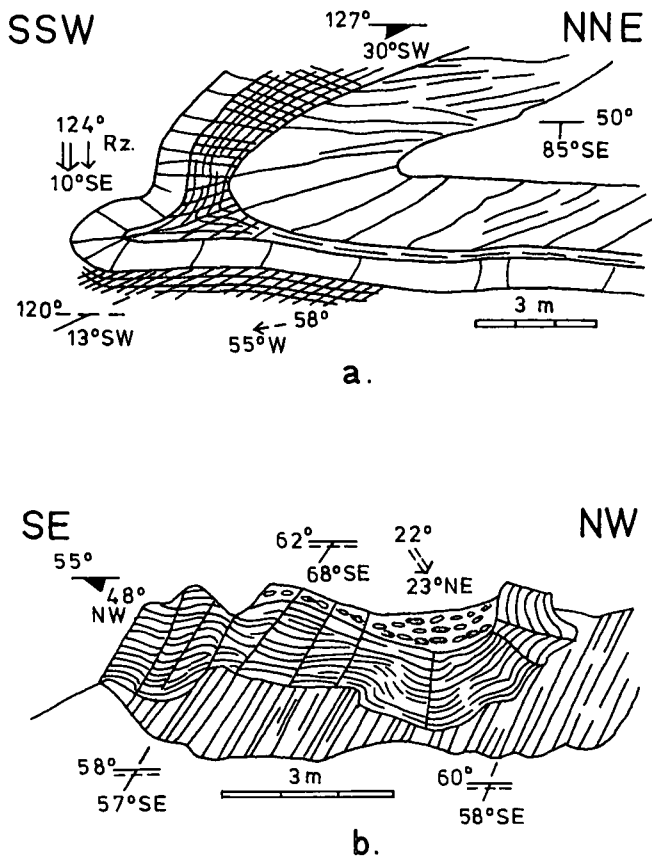


Abb. 14.
Vergleich von Längsfalten- und Querfallentypen.
a) Tauchsattel mit Schieferungsklüftung (F_1, S_1) in Liasbreckzie.
b) Aufrechte Quermulde mit Schubklüften (F_3, S_3) und in B (WNW-ESE) gestreckten Stücken der Liasbreckzie, darunter Hauptdolomit mit Schubklüftung. Beide Strukturen treten in geringer Entfernung (ca. 20 m) voneinander auf.
Oberes Gödernerkar, ca. 0,8 km NE Hochfeind.

6. Deformation D_{IV} , bruchtektonische Vorgänge: Längs- und Diagonalstörungen

Die Endphase der Deformationsfolge, D_{IV} , ist durch spät- bis postorogene bruchtektonische Vorgänge gekennzeichnet. Schollenzerbrechung und -verschiebung stellen sich als Reaktionsarten infolge der zunehmenden Kratonisierung des Orogens ein.

Solche Vorgänge haben unmittelbar im Radstädter Raum keine besondere Bedeutung, waren aber in den benachbarten Talzonen, wie im Enns- und Salzachtal im N und im Zederhaustal im S wirksam. Dabei handelt es sich im N um Längsstörungen, im S um eine Diagonalstörung.

Am W-E-verlaufenden Längsbruch der Tauern-N-Randstörung (TOLLMANN, 1977, S. 54) im Salzach- und Ennstal werden die WNW-streichenden Einheiten des Mittel- und Unterostalpin sowie des Pennin spitzwinklig schräg abgeschnitten, wodurch Mittel- und Unterostalpin nach WNW hin an der Oberfläche abnehmend bis auf Reste verschwinden, bis das Tauern-Pennin mit dem Oberostalpin in der Grauwackenzone in unmittelbarem Kontakt kommt. Dabei ist mit starkem Vertikalversatz durch Hebung des Tauernfensterkomplexes im S gegenüber der Grauwackenzone im N zu rechnen. Die

Tauern-N-Randstörung ist relativ jung, Intra-Miozän (HEISSEL, 1951, S. 75).

Eine NW-SE-verlaufende Diagonalstörung wird neuerdings längs der Zederhaustalkebbe angenommen und als dextrale Blattverschiebung interpretiert (VOGGENREITER, 1986, S. 143).

Diese Transversalstörung könnte zu einem Diagonalschwerflächensystem aus zwei \pm senkrecht einfallenden Flächenscharen mit NW- und mit NE-Richtungen gehören. Noch durch Wirkung der tangentialen S-N-Einengung entstanden bei zunehmender Erstarrung des Gebirges, d. h. in quasikratonischem Krustenzustand, Diagonalbrüche, die das Gebirge in Blöcke zerlegten, die sich seitlich gegeneinander entweder in NW/SE-Richtung (meist dextral) oder in NE/SW-Richtung (meist sinistral) verschoben. Die beiden Diagonalfächenscharen entsprechen den x-förmig angeordneten MOHRschen Scherbrüchen und sind mechanisch entsprechend zu verstehen. Sie sind im E-Alpenraum häufig deutlich entwickelt (vgl. TOLLMANN, 1969, Abb. 1). Speziell in den westlichen N-Kalkalpen sind sie seit längerem erkannt und als Ammer (NW)- und Loisach (NE)-Störungen bezeichnet worden (KOCKEL et al., 1931). Noch bedeutendere NE- und NW-streichende Brüche sind längs der Judicarien-Linie und in den Mölltal- und Lavantaler Störungszonen entwickelt; bei letzterem dürfte aber Abschiebungscharakter dominieren.

Von den beiden in den E-Alpen ausgeprägten diagonalen Scherflächenscharen mit NW- und NE-Richtungen wäre im Radstädter Raum fast nur mit der NW-streichenden mit dextralem Verschiebungssinn im Zederhaustal zu rechnen.

Sie sollte auch strukturtektonisch durch steile Harnischflächen mit Horizontalgleitstreifen und entsprechende Escarpments feststellbar sein.

Junge NNE-streichende Störungen und Spalten sind z. B. am Zederhauser Weißbeck mehr lokal entwickelt (THALMANN, 1963, 175-177; EXNER, 1971, 101-102).

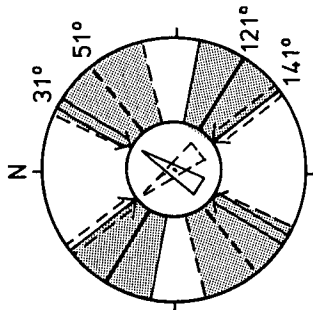
Da die Diagonalscherflächen in die Abschlußphase der tangentialen Einengung gehören, sind sie relativ spät entstanden, die Bruchtektonik mit Abschiebungen noch danach, im Jung-Miozän (TOLLMANN, 1969, 282-283, 285).

7. Chronologische Abfolge der Deformationen D_1-D_{IV} und deren Relation zu großtektonischen Ereignissen im Radstädter Raum

Die Radstädter Tauern (Unterostalpin) und nordöstlich Hohen Tauern (Pennin) sind, wie zuvor dargelegt, nach ihrem Strukturinventar mehrphasig, d. h. durch verschiedene orogene Vorgänge gestaltet worden, und sie stellen somit einen komplex geformten alpinotypen Gebirgsbereich dar.

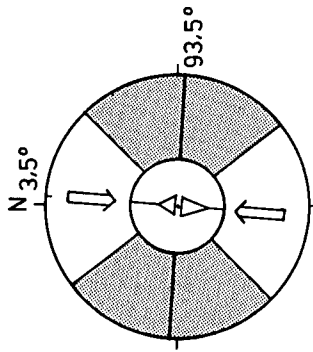
Jede „reine“ Form, d. h. von nur einer Beanspruchung geschaffene Struktur (z. B. Biegescherfalte, Biegefalte, Scherfalte oder Verschiebungsfläche), ist Ausdruck einer charakteristischen individuellen Gestaltung mit spezifischen Druck- und Temperaturverhältnissen zu einer bestimmten erdgeschichtlichen Zeit und damit Ausdruck einer bestimmten Deformationsphase.

Aus „Mischstrukturen“ kann die Reihenfolge von Beanspruchungen abgelesen werden. Der Radstädter Raum läßt generell vier altersverschiedene Deformationen D_1 bis D_{IV} erkennen. Lokal können weitere Defor-



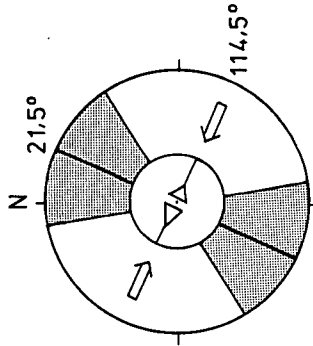
DI

± N-vergente Decken und liegende Falten; Haupttrichtung BI = 121°; Hauptvektor = 31°; lokale Rotation von BI = 51° (Mittelwert), Vektor = 141°. M.-u.O.-Kreide.wahr-scheinlich bis Ende Eozän (austriische bis intrago-sauische Phasen)



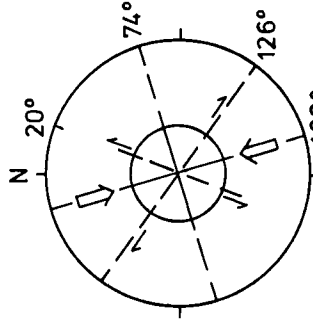
DII

S-u.N-vergente Falten und Schubflächen; Haupttrichtung BII=93.5°; Vektor=3.5°; Wahrscheinlich Wende Eozän/Oligozän und Wende Oligozän/Miozän (pyrenäische bis savische Phasen)



DIII

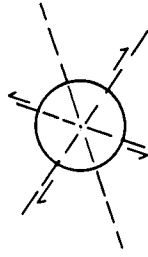
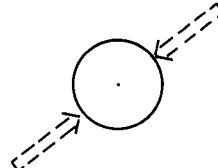
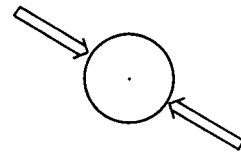
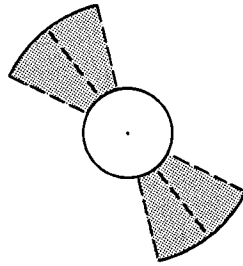
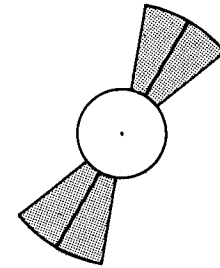
WNW- und ESE-vergente Querfalten und Schubflächen; Haupttrichtung BIII = 24.5°; Vektor = 114.5°. Jungtertiär (spätalpidische Phasen)



DIV

Verschiebungsflächen, steile Auf- oder Abschiebungen = 74°, Transversalstörungen = 126° und 20°, Vektor = 163°. Jungtertiär (spätalpidische Phasen)

L e g e n d e



Feld der B-Achsen

Hauptvektor rotierter

Hauptvektoren

Rotierte Vektoren,

Vergenzen

Steile Bewegungsbahnen und Blattverschiebungen

u. Haupt-B-Richtung

B-Achsen, speziell bei BI

des Shortening

speziell bei DI

Abb. 15.

Schema der Deformationsereignisse im Grenzraum Radstädter Tauern/Hohe Tauern.

mationsereignisse insgesamt geringer Bedeutung hinzutreten, wie dies die Parallelisierung der im Hochfeind-Weißeneck-Massiv festgestellte Vorgänge mit der generalisierten Zusammenstellung der Deformationsakte der vorliegenden Arbeit erkennen läßt (Tabelle 1).

Tabelle 1
Korrelation der Bezeichnungen für Deformationsakte in den Radstädter Tauern.

SCHWAN & VOGGENREITER (1984)	SCHWAN & ROSSNER (im Druck)
D ₁	D _{I,1} + D _{I,2}
D ₂ (lokale Bedeutung?)	?
D ₃	D _{II}
D ₄	D _{III}
(D ₅) nicht als eigener Formakt explizit aufgeführt	D _{IV}

Was eine Parallelisierung der aufgrund der Untersuchungen an mesoskopischen Gefügen und ihrer Differenzierung aufgestellten Deformationsfolge mit großtektonischen Ereignissen betrifft, so zeichnen sich folgende Zusammenhänge ab:

Die Bewegungsakte D_{I,1} und D_{I,2} repräsentieren das Stadium bzw. die Stadien der Entstehung des N-vergenten Deckenbaues und der Verfaltung der Deckenbahnen und -körper, wobei im ersten Abschnitt (D_{I,1}) das Unterostalpin als großer aber relativ wenig mächtiger Deckenkörper (vgl. OXBURGH & TURCOTTE, 1974, Abb. 7) zwischen Pennin unten und Mittelostalpin oben vorbewegt wurde, verursacht durch starke Unterfahrung von N her. Dabei entwickelten sich unter Miteinfluß der Materialzusammensetzung die einzelnen Deckenkomplexe mit aufrechten Schichtenfolgen, wie speziell in den südlichen Radstädter Tauern, aber auch bedeutendere liegende Falten, wie z. B. in den nördlichen Radstädter Tauern. Intern entstanden unter der relativ hohen Auflast der höheren, jetzt weitgehend abgetragenen Decken die großen liegenden oder überkippten Falten (B_{I,1} bzw. F_{I,1}), wie sie den inneren Bau z. B. der Pleisling-Decke (u. a. TOLLMANN, 1956, Taf. 2) oder der Hochfeind-Decke etwa im Weißeneck, Hochfeind und Schwarzeck (Abb. 4; SCHWAN, 1965a, Abb. 9, 18, 26; THALMANN, 1963, Taf. 7) in besonders eindrucksvoller Weise charakterisieren. In Zusammenhang mit dem hohen Flattening und mit dem Wechsel des Widerstandes gegenüber der Schubbewegung (= Änderung der Richtung des Bewegungsweges) kam es stellenweise zu z. T. erheblicher Rotation der B_{I,1}-Achsen bis in Querrichtungen um N, wie speziell im nördlichen Mosermann-Gebiet. Die mesoskopischen Leitstrukturen spiegeln im kleinen den Typ aller dieser Großfalten (F_{I,1}) wieder.

Der zweite Teilakt D_{I,2} führt bei abnehmender Belastung zu weiterer Vorbewegung der Teildecken des Unterostalpins, wobei möglicherweise ein Schleppeffekt durch Druckübertragung beim z. T. gravitativen Vorgleiten des noch überlagernden Mittel- und Oberostalpins eine Rolle spielte (vgl. ROSSNER, 1979, 377–379). Der Akt D_{I,2} führte infolgedessen zu einem z. T. diskordanten Zuschnitt der Teildecken zum Internfaltenbau, u. a. zur Kappung der meisten Radstädter Decken im rück-

wärtigen Teil durch die Überschiebung des zentralalpiner Alt-kristallins, aber auch noch zu einer gewissen Verformung der Deckenbahnen durch Verfaltung und Verschuppung sowie in den westlichen Radstädter Tauern zu einer Überfahrung tieferer Teildecken durch höhere (oberes Ennstal und Tappenkarberge; TOLLMANN, 1963a; ROSSNER, 1979). Ein deutlicher Hinweis auf die Abfolge D_{I,1} und D_{I,2} ist die gelegentlich zu beobachtende potenzierte Faltung.

Der Akt D_{II} modifizierte nach Abschluß der Deckenbewegungen Konturen und Internbau der dabei entstandenen großtektonischen Komplexe in regional recht unterschiedlichem Ausmaß, wobei aufrechte bis wechsellagernde und besonders S-Schübe eine Rolle spielten. Bedeutendere Verformungen in größerer Dimension fanden vor allem in den nördlichen Radstädter Tauern statt (ROSSNER, 1979), aber z. T. auch im S, z. B. am Weißeneck (SONDERMANN & VOGGENREITER, 1984). Die Belastung und Mobilität waren erheblich geringer als bei D_I, so daß sich Schubklüftung bzw. crenulation cleavage entwickelten.

Den Abschluß vorherrschend kompressiver Deformationen bildet der Querbeanspruchungsakt D_{III}. Dessen Eigenständigkeit in den Radstädter Tauern ist kleintektonisch durch typische ±N–S (selten E–W-) streichende Knickfalten (Chevron oder Kink band folds) erwiesen; großtektonisch äußert er sich zuweilen noch in flachwelligen Verbiegungen.

Die bruchtektonische Beanspruchung D_{IV} tritt innerhalb der Radstädter Tauern oder am E-Rand des Tauernfensters offenbar nicht in großtektonischem Ausmaß in Erscheinung, z. B. nicht in der Form, wie sie sich in der Silltal-Störung am W-Ende des Tauernfensters ausgewirkt hat (vgl. SCHWAN et al., 1984). Jedoch hatte diese Deformation in Randzonen des Radstädter Raumes großtektonische Auswirkung, am N-Rand in Form der E–W-streichenden Tauern-N-Randstörung und im S offenbar in einer NW-streichenden diagonalen Transversalstörung im Zederhaustal (VOGGENREITER, 1986).

Diese Reihenfolge der Deformationen D_I–D_{IV} resultiert aus den Geländebeobachtungen in den Radstädter Tauern.

Bei vergleichenden Studien zwischen Shortening-Strukturen des Radstädter Raumes mit solchen anderer zentralalpiner Gebiete zeigt sich, daß heute gewisse Unterschiede bei der zeitlichen Einordnung der Deformationen bestehen (u. a. HÖCK, 1969; FRISCH, 1979; ROSSNER & SCHWAN, 1982; LEDOUX, 1984; MILLER et al., 1984; SCHWAN, et al., 1984), so daß nur z. T. Vergleiche möglich sind. Diese Problematik für eine Parallelisierung mag bedingt sein entweder

- ① durch primär etwas verschiedene Strukturentwicklungen in den einzelnen Gebieten, indem die Bewegungsakte nicht überall gleich bzw. nicht immer wirksam waren, z. B. streckenweise keine Querfaltenbildung eintrat oder verschiedenaltrige Querfaltenbildungen existieren, oder
- ② durch verschiedene chronologische Struktureinordnungen, z. B. indem im NE-Randgebiet der Hohen Tauern die streichenden wechsellagernden Falten als II und die Querfalten als D_{III} anzusehen sind, während es im NW-Randgebiet der Hohen Tauern umgekehrt zu sein scheint, und
- ③ mögen verschiedene Bezeichnungen oder Gliederungen der Bewegungsakte (D_I, D_{II} oder D_{I,1}, D_{I,2} usw.) eine Rolle spielen. Dabei wird auch die Möglichkeit oder Frage, ob bzw. wie weit sich die Deformationsphasen D_{II} und D_{III} ähnlich wie D_I (= D_{I,1} und D_{I,2}) in einzelne Teilakte aufgliedern lassen (Kap. 4, 5 und 6), künftig zu klären sein.

Die Problematik ist speziell bedingt durch die unterschiedlichen Deutungsmöglichkeiten von Querspalten (vgl. Kap. 4). Es wird mit der Existenz von mehreren altersverschiedenen Querspaltenarten gerechnet werden müssen:

- ① Zu D_1 zu zählen sind Formen durch Rotation von Hauptspaltenachsen ($F_{1,1}$ bzw. $B_{1,1}$) aus W-E- in S-N-Richtungen („scheinbare Querspalten“) oder vielleicht in kleinerem Maße auch B'LB-Faltenbildungen.
- ② Zu D_{III} gehören „echte Querspalten“ eines autonomen Einengungsaktes mit E-W-Vektoren in den nordöstlichen Hohen Tauern.
- ③ Als D_{II} hingegen treten Querspalten im Tuxer-Hoch-Gebiet der nordwestlichen Hohen Tauern auf (LEDOUX, 1984). So scheinen im Tauernfenster Querspaltenachsen gegenüber der Längsspalten im W älter, im E aber jünger zu sein (vgl. auch TOLLMANN, 1980, S. 78).

Die hier wiedergegebene Reihung D_1 , D_{II} , D_{III} , D_{IV} entspricht einer Altersfolge mit abnehmenden tektonischen Intensitäten bzw. zunehmenden Bewegungswiderständen im Gebirgsbau: So sind die Strukturen von D_1 , die N-vergente Decken und \pm liegenden Falten mit flacher Schieferung, allenthalben verbreitet und weisen auf hohe Mobilität im Gebirgsraum. Die Gefüge von D_{II} , aufrechte bis überkippte, wechselvergente, speziell S-vergente Falten, \pm steile Schubflächen und Schieferungen, kommen noch relativ häufig, aber nicht gleichmäßig verteilt, sondern an verschiedenen Stellen konzentriert vor, zeigen eine nicht mehr so große Mobilität an.

Die D_{III} -Strukturen, \pm aufrechte bis schiefe Querspalten und -schubflächen, treten nur mehr örtlich gehäuft auf oder fehlen ganz, sind somit in einem weniger mobilen Gebirge entstanden. D_{IV} schließlich ist nur mit Verschiebungen von rigiden Komplexen, mit Auf- oder Abschiebungen und Seitenverschiebungen, in einem \pm quasikratonischen Krustenzustand wirksam gewesen.

8. Zur Zeitlichkeit der orogenen Bewegungen im Radstädter Raum und deren mögliche Beziehung zu plattentektonischen Prozessen

Über stratigraphische und absolute Alter der tektonischen Beanspruchungs- bzw. Verformungsvorgänge speziell in diesem Gebirgsraum ist wie überhaupt in den östlichen Zentralalpen wegen der weithin fehlenden Jungschichten (Oberkreide und Tertiär) und der hier bisher kaum zur Anwendung gekommenen radiometrischen Datierungsmethoden nur wenig bekannt. Bei dieser Betrachtung müssen daher auch Kenntnisse über größere Areale der Ostalpen mit herangezogen werden.

Es darf jedoch angenommen werden, daß die Deformationen $D_{1,1}$ und $D_{1,2}$ mit nordvergenten Deckentransporten und abtauchenden und liegenden Falten hauptsächlich in den altalpidischen Abschnitt einzuordnen sind (vgl. auch SLAPANSKY & FRANK, 1987). Im Raum der Hohen Tauern haben Fernüberschiebungen der ostalpinen Decken über Pennin nach der Unterkreide, die noch abgelagert wurde, eingesetzt, d.h. bei der austriischen Orogenese, wohl in zwei Phasen kurz vor und an der Wende von Unter- zur Oberkreide (KÖBER, 1955, S. 122/123; TOLLMANN, 1963, 1966).

Die Deckenschübe sind dann in Etappen nach N fortgeschritten (KÖBER, 1955; TOLLMANN, 1963, 1966; OBERHAUSER, 1968; CLAR, 1965, 1973; TRÜMPY, 1973; FRISCH, 1976, 1978), wobei deutliche Höhepunkte der

Bewegung zu verzeichnen waren, so besonders in der Oberkreide, d.h. in der mediterranen Phase (Oberes Turon) und in den intragosauischen Phasen (subherzynischer Zyklus), weniger an der Wende Kreide/Tertiär (Iaramische Bewegungen), aber vor allem an der Grenze Eozän/ Oligozän bei der pyrenäischen Orogenese (Spätphase bei ± 38 m. y.), zu welcher Zeit die Deckenbewegungen im Tauerngebiet wohl als abgeschlossen gelten können (OBERHAUSER, 1964, S. 50), während im N noch die Nördlichen Kalkalpen auf den Flysch überschoben wurden (vgl. speziell Fig. 8 bei CLAR, 1973, nach OBERHAUSER, 1968).

Die Deformationen D_{II} und D_{III} dürften in die mittel- bis jungalpidischen Abschnitte gehören.

Die kräftigen Kompressionen der \pm W-E-streichenden Falten und Schubflächen mit wechselnden Vergenzen (D_{II}), die sich im N (N-Kalkalpenrandzone) mit N-Bewegung und im S (S-Rand der Nördlichen Kalkalpen, Radstädter Raum, S-Rand und innerhalb des Tauernfensters und an der alpinen Narbe) mit S-Bewegung auswirkten (CORNELIUS, 1953, S. 289; TOLLMANN, 1966, S. 97–99; GIZYCKI & SCHMIDT, 1978, Fig. 1; ROSSNER & SCHWAN, 1984; ROTH, 1984, Abb. 10), sind wahrscheinlich teils noch der pyrenäischen und teils der savischen Phase an der Oligozän/Miozän-Wende (≈ 23 m. y.) zuzuschreiben (vgl. TOLLMANN, 1966, S. 106), wofür folgende Gründe sprechen könnten:

In der pyrenäischen Phase lag der Höhepunkt der Versenkung des Tauernfensterinhalts und der Regionalmetamorphose bzw. Tauernkristallisation (u. a. FRISCH, 1978, 1979). Die pyrenäische Orogenese kam in den Alpen als Kollision zum Ausdruck, die aber räumlich und zeitlich nicht „zufällig“, sondern als ein Teilprozeß weltweiter synchroner Konvergenzvorgänge in der Lithosphäre auftrat (SCHWAN, 1985).

Andererseits zeigen die \pm mittelsteil aufwärts gerichteten divergenten Falten- und Schubstrukturen ein weiteres erneutes Shortening mit nunmehr \pm vertikalen Ausweichbewegungen an (vgl. auch TOLLMANN, 1966, 114–116), die nach Ausklingen der Horizontaltektonik eintraten und deren Gefüge (N-vergente Deckenbahnen und liegende Falten) deformierten. Die aufsteigenden Strukturen dürften kinematisch in Zusammenhang mit der Aufwölbung der Tauernkuppel entstanden und als Anpressungs- bzw. Aufstauungsformen neben deren Kernzone (Zentralgneise) zu verstehen sein (vgl. FRISCH, 1975).

Wie schwierig aber die zeitliche Einordnung auch dieser Deformation ist, zeigt sich speziell daran, daß die wichtige Frage des Zuschubes des Pennins im Tauernfenster noch immer verschieden betrachtet ist (CLAR, 1965, 30–31). Dieser Vorgang wird in der Mittelkreide (KÖBER, 1955; TOLLMANN, 1963, 1966), in der Oberkreide (FRISCH, 1976) oder erst im Alttertiär (OBERHAUSER, 1963, 1964; CLAR, 1965) angenommen. Erst nach der tektonischen Überdeckung und Ausschaltung des ganzen Pennintroges durch nach-untereozäne Bewegungen (vgl. CLAR, 1965, S. 31) kann die Tauernkuppel aufgestiegen sein.

Die im Oligozän einsetzende Heraushebung der Tauerngneisdome (TOLLMANN, 1966, S. 110) dürfte nach K/Ar-Abkühlungsalter der Glimmer bei ± 20 m. y. (FRISCH, 1976, S. 389; RAITH et al., 1978, S. 389) eine besondere Verstärkung im tiefen Miozän erfahren haben, womit tektonisch bedingte Reliefbildung mit Widerlagern für seitliche Pressung gegeben war, und damit dürfte auch das Alter der Aufpressungsfalten wahrscheinlich z. T. noch in die savische Phase entfallen.

Nach diesen sich für die Deformationsphase II andeutenden beiden verschiedenen Mechanismen (Kollision bzw. Ausweichbewegungen nach oben) der Faltenbildungen müßten die Akte $D_{II,1}$ und $D_{II,2}$ unterschiedbar werden.

Die echten (= eigenständigen) Querfaltungen mit N-S-Achsen (D_{III}) sind jünger und zweifellos Prägungen eines spätalpidischen Aktes (EXNER, 1971, S. 9). Die Bruchtektonik (D_{IV}) ist noch jünger. Wie weit D_{III} und D_{IV} noch in die savische oder in die steirische oder jüngere Phasen einzuordnen sind, muß derzeit offen bleiben. Die Feststellung TOLLMANNS (1966, S. 106): „Sichere Angaben über das Alter dieser Bewegungen sind derzeit unmöglich“, trifft auch für die jüngeren Deformationsphasen zu.

Untersuchungen, welche die Altersfolge der Deformationen und deren stratigraphische Einordnung betreffen, stehen auch im Radstädter Gebiet noch in den Anfängen, mehrere Detailfragen sind offen. Hier wurde versucht, die aus dem beobachteten mesoskopischen Strukturinventar und nach dem jetzigen geologischen Wissensstand ableitbaren Deformationsereignisse und ihr zeitliches Auftreten in den Radstädter Tauern soweit möglich zu ermitteln.

Die Beziehungen der Deformationsereignisse D_I – D_{IV} zu plattentektonischen Vorgängen sind nach der zur Zeit z. T. unsicheren stratigraphischen Einstufung der Ereignisse schwierig abzuschätzen.

Bei der plattentektonischen Entwicklung im Alpenraum spielt die paläotektonische regionale Gliederung eine entscheidende Rolle (vgl. u. a. DIETRICH, 1976; FRISCH, 1979). Der alpine Orthogeosynklinal- bzw. Schmalozean-Raum weist zwei Teilbecken bzw. -gräben auf; ein südpenninischer und ein nordpenninischer Senkungsbereich werden von einer mittelpenninischen Schwelle getrennt. Rifting und Spreading bedingten die Ausweitung und Senkung der Kruste und charakterisieren die Orthogeosynklinal- bzw. Spezialozean-Entwicklung im alpinen Raum, die von ca. 235 bis 110 m. y., vom Oberperm bis in die Mittelkreide dauert.

Dabei entstand zuerst und verschwand später der südpenninische Spezialozean (ca. 200–110 m. y.), danach entstand und verschwand der nordpenninische Spezialozean (ca. 100–40 m. y.).

Die Orogenzeit setzt jeweils mit der Umstellung vom Dehnungsstadium zum Einengungsstadium ein. Zuerst kam es in der Mittelkreidezeit (110 und 90 m. y.) durch kräftige Unterfahrung der N-Platte (Europa) unter die S-Platte (Adria) bei Subduktionsbeginn zum Zusammenschub des südpenninischen Beckens und seiner z. T. ozeanischen Kruste mit Einsetzen der N-vergente Deckenschübe auch in den Radstädter Tauern während der austrischen und vorgosauischen Phase (ca. $D_{I,1}$). Die Kollision des ostalpinen Kontinentalrandes mit dem Mittelpennin (ca. 80 m. y.) als intragosauisches Ereignis führte zu einer Verfaltung von Schubbahnen und Deckeninternstrukturen im Ostalpin und Pennin (ca. $D_{I,2}$). Nach Entwicklung des nordpenninischen Spezialozeans bei ca. 100 m. y. erfolgte auch dessen S–N-Kompression bzw. die Hauptkollision bei ca. 40 m. y. während der pyrenäischen Phasen mit fortgesetztem, z. T. gravitativ bedingtem Deckentransport und Shortening (z. T. D_{II}). Intensive S–N-Kompression ist im Zusammenhang mit der Hauptkulmination des Tauerngebölbes wohl in der savischen Phase bei ca. 23 m. y. (z. T. D_{II}) eingetreten. Querfaltung (D_{III}) und kompressiv bedingte Bruchtektonik (D_{IV}) sind jungalpidische Vor-

gänge, vielleicht Erscheinungen der Fernwirkung von Plattenbewegungen. Die Molasse-Vortiefensenkung im Oligozän und Miozän vor dem Alpenrand wird durch die attische Faltung beendet. Damit ist das schrittweise Vorwandern der orogenen Kompressionsaktivität in den Alpen, das besonders von CLAR (1973), TRÜMPY (1973) und FRISCH (1979) betont wurde, abgeschlossen.

Die genannten Bewegungshöhepunkte der Shortening-Prozesse in den Alpen bei ca. 100, 80, 40 und 10 m. y. waren auch bei vielen anderen Orogengestaltungen tätig (SCHWAN, 1980, Fig. 5), und sie sind regional und zeitlich nicht irgendwo zufällig, sondern jeweils weltweit synchron eingetreten.

Literatur

- BAUMGARTNER, W.: Die Querstrukturen in der Pleisling-Decke (Radstädter Tauern, Österreich). – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1976, 513–521, Stuttgart 1976.
- BLATTMANN, S.: Deformationstypus der Radstädter Tauern. – Jb. Geol. B.-A., 87, 207–233, Wien 1937.
- CADISCH, J.: Geologie der Schweizer Alpen. – 480 S., Basel 1953.
- CLAR, E.: Über Schichtenfolge und Bau der südlichen Radstädter Tauern (Hochfeindgebiet). – Sitz.-Ber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., Abt. I, 146, 249–316, Wien 1937.
- CLAR, E.: Vom Baustil der Radstädter Tauern. – Mitt. Alpenländ. Geol. Ver., 32, 1939, 125–138, Wien 1940.
- CLAR, E.: Zum Bewegungsbild des Gebirgsbaues der Ostalpen. – Verh. Geol. B.-A., Sdh. G, 11–35, Wien 1965.
- CLAR, E.: Review of the Structure of the Eastern Alps. – In: DE JONG, K. A. & SCHOLTEN, R. (Eds.): Gravity and Tectonics, 253–270, New York (Wiley) 1973.
- CORNELIUS, H. P.: Grundzüge der Allgemeinen Geologie. – 315 S., Wien (Springer) 1953.
- DOERT, U.: Zur Geologie der westlichen Lechtaler Alpen im Raume der Valluga (Vorarlberg/Tirol). – 200 S., Unveröff. Diplomarbeit, Univ. Erlangen-Nürnberg 1970.
- EXNER, Ch.: Tauernfenster. – Verh. Geol. B.-A., Sdh. A, 76–88, Wien 1951.
- EXNER, Ch.: Die Südostecke des Tauernfensters bei Spittal an der Drau. – Jb. Geol. B.-A., 97, 17–37, Wien 1954.
- EXNER, Ch.: Geologie der peripheren Hafner Gruppe (Hohe Tauern). – Jb. Geol. B.-A., 114, 1–119, Wien 1971.
- FRISCH, W.: Die Gliederung der Schieferhülle des Zillertaler Zentralgneiskernes (Tauernfenster, Südtirol). – Geologischer Tiefbau der Ostalpen (Hochschulschwerpunkt N25), 8–9, Graz – Innsbruck – Salzburg – Wien 1975.
- FRISCH, W.: Ein Modell zur alpidischen Evolution und Orogenese des Tauernfensters. – Geol. Rdsch., 65, 375–393, Stuttgart 1976.
- FRISCH, W.: A Plate Tectonic Model of the Eastern Alps. – In: CLOSS, H., ROEDER, D. H. & SCHMIDT, K. (Eds.): Alps, Apennines, Hellenides, 167–172, Stuttgart (Schweizerbart) 1978.
- FRISCH, W.: Tectonic progradation and plate tectonic evolution of the Alps. – Tectonophysics, 60, 121–139, Amsterdam 1979.
- GIZYCKI, P. v. & SCHMIDT, K.: Granites and Granodiorites at the Periadriatic Line in the Southwestern Part of the Tauern Window. – In: CLOSS, H., ROEDER, D. H. & SCHMIDT, K. (Eds.): Alps, Apennines, Hellenides, 160–162, Stuttgart (Schweizerbart) 1978.
- HEISSEL, W.: Grauwackenzone der Salzburger Alpen. – Verh. Geol. B.-A., Sdh. A, 71–76, Wien 1951.
- HÖCK, V.: Zur Geologie des Gebietes zwischen Tuxer Joch und Opperer (Zillertal, Tirol). – Jb. Geol. B.-A., 112, 153–195, Wien 1969.
- KOBER, L.: Radstädter Tauern. Führer zu geologischen Exkursionen in Graubünden und in den Tauern. – Geol. Rdsch., 3, 524–528, Stuttgart 1912.
- KOBER, L.: Das östliche Tauernfenster. – Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., 98, 201–242, Wien 1922.

- KOBER, L.: Die Radstädter Tauern. – In: Bau und Entstehung der Alpen, 2. Aufl., 282–288, Wien (Deuticke) 1955.
- KOCKEL, C. W., RICHTER, M. & STEINMANN, H. G.: Geologie der Bayrischen Berge zwischen Lech und Loisach. – Wiss. Veröff. Dt. Österr. Alpenver., **10**, 231 S., Innsbruck 1931.
- KRONMÜLLER, K.: Geologische Untersuchungen im Hochfeind-Gebiet der südlichen Radstädter Tauern am Nordostrand des Tauernfensters (Ostalpen, Österreich). – Unveröff. Dipl.-Arb., Univ. Erlangen-Nürnberg 1983.
- LEDoux, H.: Interferierende Kleinfaltensysteme und ihre Bedeutung für den Bau des Tuxer-Joch-Gebietes (Tauernfenster, Tirol). – Mitt. österr. geol. Ges., **77**, 91–112, Wien 1984.
- MILLER, H., LEDoux, H., BRINKMEYER, I. & BEIL, F.: Der Nordwestrand des Tauernfensters – stratigraphische Zusammenhänge und tektonische Grenzen. – Z. dt. geol. Ges., **135**, 627–644, Hannover 1984.
- OBERHAUSER, R.: Die Kreide im Ostalpenraum Österreichs in mikropaläontologischer Sicht. – Jb. Geol. B.-A., **106**, 1–88, Wien 1963.
- OBERHAUSER, R.: Zur Frage des vollständigen Zuschubes des Tauernfensters während der Kreidezeit. – Verh. Geol. B.-A., **1964**, 47–52, Wien 1964.
- OBERHAUSER, R.: Beiträge zur Kenntnis der Tektonik und Paläogeographie während der Oberkreide und dem Paläogen im Ostalpenraum. – Jb. Geol. B.-A., **111**, 115–145, Wien 1968.
- RAITH, M., RAASE, P., KREUZER, H. & MÜLLER, P.: The Age of the Alpidic Metamorphism in the Western Tauern Window, Austrian Alps, according to Radiometric Dating. – In: CLOSS, H., ROEDER, D. H. & SCHMIDT, K. (Eds.): Alps, Apennines, Hellenides, 140–148, Stuttgart (Schweizerbart) 1978.
- ROSSNER, R.: Struktur und Position der Quarzphyllitdecke im Rahmen des Unterostalpins der Radstädter Tauern. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **151**, 281–303, Stuttgart 1976.
- ROSSNER, R.: Gebirgsbau und alpidische Tektonik am Nordostrand des Tauernfensterrahmens (Nördliche Radstädter Tauern, Österreich). – Jb. Geol. B.-A., **122**, 251–387, Wien 1979.
- ROSSNER, R. & SCHWAN, W.: Zur Natur der südvergente Deformationsstrukturen im NW-Teil des Tauernfensters (Tirol, Österreich). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **28**, 35–54, Wien 1982.
- ROTH, R.: Variszische und alpidische Deformationsgeschichte im Grenzbereich zwischen Unter-, Mittel- und Oberostalpinen Decken südöstlich von Schwaz (Tirol). – Mitt. österr. geol. Ges., **77**, 73–91, Wien 1984.
- SANDER, B.: Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. – 215 S., Wien und Innsbruck (Springer) 1948.
- SANDERSON, D. J.: The development of fold axes oblique to the regional trend. – Tectonophysics, **16**, 55–70, Amsterdam 1973.
- SCHARF, R.: Geologische Untersuchungen im Schwarzzeck-Gebiet der südlichen Radstädter Tauern (Ostalpen). – Unveröff. Dipl.-Arb., Univ. Erlangen-Nürnberg 1983.
- SCHWAN, W.: Kleintektonische Beobachtungen und Probleme am Nord- und Ostrand der Hohen Tauern. – Z. dt. geol. Ges., **110**, S. 12, Hannover 1958.
- SCHWAN, W.: Begriff und Bedeutung der Leitstrukturen. – Geotekt. Forsch., **19**, I–II, 1–47, Stuttgart 1964.
- SCHWAN, W.: Leitende Strukturen am Nordostrand der Hohen Tauern. – Verh. Geol. B.-A., Sdh. **G**, 214–245, Wien 1965a.
- SCHWAN, W.: Maximales Streuen von B-Achsen bei flachliegenden Falten-Mittelebenen. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1965**, 141–163, Stuttgart 1965b.
- SCHWAN, W.: Zur Ableitung der Großtektonik eines Gebirges aus leitenden Strukturen seiner Kleintektonik. Möglichkeiten und Grenzen einer geotektonischen Arbeitsmethode. – Stockwerkbau und Felderteilung. Veröff. Zentralinst. Physik der Erde, **14**, 317–351, Potsdam 1973.
- SCHWAN, W.: Geodynamic peaks in alpinotype orogenies and changes in ocean-floor spreading during late Jurassic–late Tertiary. – Am. Assoc. Pet. Geol. Bull., **64**, 359–373, Tulsa 1980.
- SCHWAN, W.: The worldwide active middle/late Eocene geodynamic episode with peaks at ± 45 and 37 m. y. b. p., and implications and problems of orogeny and sea-floor spreading. – Tectonophysics, **115**, 197–234, Amsterdam 1985.
- SCHWAN, W.: ROSSNER, R., BEHRMANN, J., HEINRICH, P., MICHALLIK, R. & THÜNKER, M.: Seriengliederung und alpidische Tektonik am Nordwestende des Tauernfensters (Tirol, Österreich). – Z. dt. geol. Ges., **135**, 645–667, Hannover 1984.
- SLAPANSKY, P. & FRANK, W.: Structural Evolution and Geochronology of the Northern Margin of the Austroalpine in the Northwestern Schladming Crystalline (NE Radstädter Tauern). – In: FLÜGEL, H. W. & FAUPL, P. (Eds.): Geodynamics of the Eastern Alps, 244–262, Wien (Deuticke) 1987.
- SONDERMANN, K.: Geologische Untersuchungen im Zeppspitz-Weißeneck-Gebiet der südlichen Radstädter Tauern am Nordostrand des Tauernfensters (Ostalpen, Österreich). – Unveröff. Dipl.-Arb., Univ. Erlangen-Nürnberg 1984.
- SONDERMANN, K. & VOGGENREITER, W.: Strukturanalyse des Weißenecks in den südlichen Radstädter Tauern (Lungau, Österreich). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **30**, 269–287, Wien 1984.
- THALMANN, F.: Geologische Neuaufnahme des Kammzuges zwischen Mur- und Zederhaustal (Bereich der peripheren Tauernschieferhülle). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **13** (1962), 121–188, Wien 1963.
- TOLLMANN, A.: Geologie der Pleisling-Gruppe (Radstädter Tauern). – Verh. Geol. B.-A., **1956**, 146–164, Wien 1956.
- TOLLMANN, A.: Geologie der Mosermanngruppe (Radstädter Tauern). – Jb. Geol. B.-A., **1958**, 79–115, Wien 1958.
- TOLLMANN, A.: Die Rolle des Ost–West-Schubes im Ostalpenbau. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **54** (1961), 229–274, Wien 1962.
- TOLLMANN, A.: Das Westende der Radstädter Tauern (Tappenkarberge). – Mitt. Geol. Ges. Wien, **55** (1962), 85–125, Wien 1963a.
- TOLLMANN, A.: Ostalpensynthese. – 256 S., Wien (Deuticke) 1963b.
- TOLLMANN, A.: Die alpidischen Gebirgsbildungs-Phasen in den Ostalpen und Westkarpaten. – Geotekt. Forsch., **21**, 1–156, Stuttgart 1966.
- TOLLMANN, A.: Potenzierte Faltung in den Ostalpen. – Geotekt. Forsch., **29**, 60–80, Stuttgart 1968.
- TOLLMANN, A.: Die Bruchtektonik in den Ostalpen. – Geol. Rdsch., **59**, 278–288, Stuttgart 1969.
- TOLLMANN, A.: Ozeanische Kruste im Pennin des Tauernfensters und die Neugliederung des Deckenbaues der Hohen Tauern. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **148**, 286–319, Stuttgart 1975.
- TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich. – Bd. 1, 766 S., Wien (Deuticke) 1977.
- TOLLMANN, A.: Das östliche Tauernfenster. – Mitt. österr. geol. Ges., **71/72** (1978/1979), 73–79, Wien 1980.
- TRÜMPY, R.: The Timing of Orogenic Events in the Central Alps. – In: DE JONG, K. A. & SCHOLTEN, R. (Eds.): Alps, Apennines, Hellenides, 160–162, Stuttgart (Schweizerbart) 1978.
- VOGGENREITER, W.: Geologische Untersuchungen im Weißeneck-Schareck-Gebiet der südlichen Radstädter Tauern am Nordostrand des Tauernfensters (Ostalpen, Österreich). – Unveröff. Dipl.-Arb., Univ. Erlangen-Nürnberg 1984.
- VOGGENREITER, W.: Hinweise auf eine dextrale Blattverschiebung im Zederhaustal (Südliche Radstädter Tauern, Österreich). Ableitung alpidischer Bewegungsbeträge. – Jb. Geol. B.-A., **129**, 141–148, Wien 1986.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 20. April 1987.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt](#)

Jahr/Year: 1987

Band/Volume: [130](#)

Autor(en)/Author(s): Schwan Werner

Artikel/Article: [Deformationsereignisse im Grenzraum Radstädter Tauern/Hohe Tauern abgeleitet aus mesoskopischen Strukturen 505](#)