

Paläogeographie und tektonische Entwicklung im Penninikum des Tauern-Nordwestrandes im oberen Tuxer Tal

Von HARALD LEDOUX*

Mit 8 Abbildungen

*Tirol
Tauernfenster
Palinspastik
Deckenbau
Schlingentektonik
Kollisionsstadium
Rückaufschuppungen
Plättung
Paläogeographie*

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blatt 149

Zusammenfassung

Die paläogeographische Situation im Penninikum am Tauern-Nordwestrand stellt sich im N-S-Profil wie folgt dar:

Im S liegt der paläogeographische Raum der Glocknerdecke, in dem sich auf Gesteinen der Wustkogelserie (Permoskyth) Mitteltrias-Karbonatgesteine und die Geosynklinalsedimente der Bündner-Schiefer-Serie (Obertrias-Kreide?) abgelagerten. Nördlich schloß sich eine vermutlich während der Geosynklinalzeit landfeste Kristallinschwelle an. Der paläogeographische Raum der Wolfendorndecke, in dem sich auf variszischem Kristallin Plattformkalk vom Hochstegenkalk-Typ (Jura?) und darüber die Kaserer-Serie (Kreide?) abgelagerten, lag nördlich der Kristallinschwelle, die als Sedimentliefergebiet diente. Nördlich vom Raum der Wolfendorndecke lag der Bereich des Höllenstein-Tauchsattels, in dem sich auf vermutlich permoskythischen Gesteinen (Wustkogelserie?) Plattformkalke vom Hochstegenkalk-Typ und Gesteine der Kaserer-Serie bildeten.

Während der 1. Deformationsphase (Mittelkreide/Oberkreide) entstand der Deckenbau infolge südgerichteter Subduktion. f_1 -Höllenstein-Tauchsattel und Glocknerdecke wurden durch Überfaltung angelegt; die Wolfendorndecke ist eine durch Mylonitzone abgrenzbare Abscherungsdecke.

Während der 2. Deformationsphase (E-W-Einengung) wurden vermutlich im Alttertiär örtlich N-S-streichende liegende f_2 -Falten angelegt, die später steilgestellt wurden und einen Schlingenbau verursachen, dessen Erkenntnis bei der Grenzziehung zwischen den Decken von Bedeutung ist.

In der 3. Deformationsphase (Alttertiär) wurde der augenfällige südvergente Faltenbau geprägt, der durch „Sutur-Progradation“ im Kollisionsstadium erklärbar ist.

Die tertiäre Aufwölbung des Tauernfensters während der 4. Deformationsphase hat – vereinfacht dargestellt – eine zweisecharige Plättung verursacht, durch welche u. a. Rückaufschuppungen verständlich werden und Deckengrenzen wiederbelebt wurden.

Summary

The paleogeographic situation in the Penninic area along the northwestern edge of the Tauern Window can be shown along a N-S-section as follows:

The paleogeographic area of the Glockner Nappe is situated in the S, where Middle Triassic carbonate rocks and geosynclinal sediments of the Bündner Schiefer Series (Upper Triassic-Cretaceous?) overlay rocks of the Wustkogel Series (Permo-

skythian). Towards the N a terrestrial basement rise existed during geosynclinal times. The paleogeographic area of the Wolfendor Nappe followed northward of the basement rise, which was a source region of sediments. In this area the platform carbonates of the Hochstegenkalk Type (Jurassic?) and the overlying Kaserer Series (Cretaceous?) were deposited on Hercynian basement. North of the Wolfendor Nappe area the zone of the Höllenstein Plunging Anticline can be localized, where platform carbonates of the Hochstegenkalk type and rocks of the Kaserer Series were rest on presumable Permoskythian rocks (Wustkogel Series?).

During the 1. deformational phase (Middle/Upper Cretaceous) nappes were formed by southward directed subduction. The f_1 -Höllenstein Plunging Anticline and the Glockner Nappe originated by overfolding; the Wolfendor Nappe is a shearing nappe bounded by mylonitic zones.

During the 2. deformational phase (E-W-shortening) local N-S-stretching subhorizontal f_2 -folds were probably created in the Lower Tertiary, which were later steepened causing a vortex structure, that influences the mapping of nappe boundaries.

During the 3. deformational phase (Lower tertiary) the conspicuous folds with southward vergency originated that can be interpreted by "suture progradation" during the collision stage.

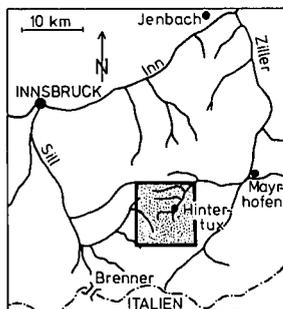
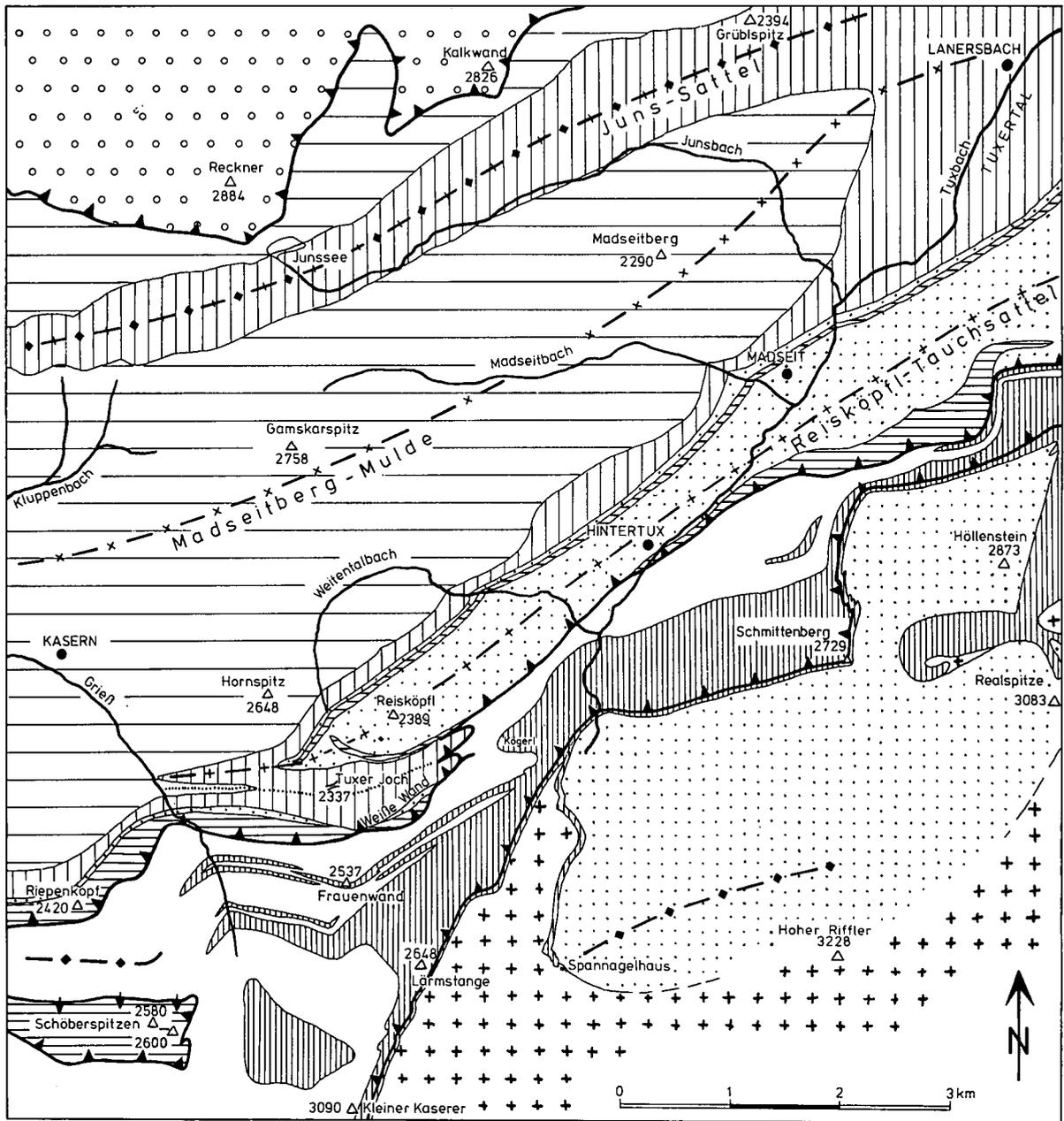
The Tertiary doming of the Tauern Window during the 4. deformational phase caused – simplifying – a conjugate flattening, which explains backward directed thrusting and rejuvenated nappe boundaries.

1. Einleitung

Auf der Grundlage einer Neukartierung (LEDoux, 1982) sowie petrographischer und tektonischer Untersuchungen wird für das Gebiet des oberen Tuxer Tales am Tauern-Nordwestrand ein Modell zur tektonischen Entwicklung vorgestellt, das sich hinsichtlich der Bedeutung einzelner Deformationsphasen und der Abgrenzung tektonischer Einheiten von bisherigen Modellen unterscheidet. Die palinspastische Deutung der geologischen Karte (Abb. 1) vom Nordwestrand des Tauernfensters durch eine kinematische Abfolge von vier tektonischen Phasen ermöglicht die Rekonstruktion paläogeographischer Verhältnisse unter besonderer Berücksichtigung auskartierbarer Mylonitzone (MILLER et al., in Druck).

*) Anschrift des Verfassers: Dr. HARALD LEDOUX, Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität Münster, Corrensstraße 24, D-4400 Münster.

GEOLOGISCH-TEKTONISCHE ÜBERSICHT DES GEBIETES
IM BEREICH DES INNEREN TUXERTALES (TIROL)



Achsenflächen-Darstellungen:
 - + - f_1 - Tauchsattel
 - - - - - f_2 - Falte (Tuxer-Joch-Schlinge)
 - ◆ - f_3 - Sattel
 - ◆ - f_3 - oder f_4 - Sattel
 - x - f_3 - Mulde

Legende:

- UNTEROSTALPIN
 ○ ○ Permomesozoikum, Randphyllit-Serie (Paläozoikum)
- GLOCKNERDECKE
 [] Obere Bündner-Schiefer-Serie (Jura)
 [] Untere- und Mittlere Bündner-Schiefer-Serie (Keuper-Lias?)
 [] Karbonatische Trias (zT Mylonite)
 [] Wustkogelserie (Permotrias)

- WOLFENDORNDECKE
 [] Kaserer-Serie (Kreide)
 (Porphyrmaterialschiefer im Osten?)
 [] Hochstegenmarmor (Jura)
- ZENTRALGNEISKOMPLEX UND
HÖLLENSTEIN - TAUCHSATEL
 [] Hochstegenmarmor (Jura)
 [+ +] Zentralgneis - Schuppe (Paläozoikum)
 [] Hochstegenmarmor (Jura)
 [. . .] Wustkogelserie (Permotrias) (?)
 [+ +] Zentralgneis (Paläozoikum)

LEDoux 82

Abb. 1: Geologische Übersichtskarte; erstellt unter Verwendung der geologischen Karten von FRISCH (1968, 1974), Höck (1969) und KÖHNE & MILLER (1980).

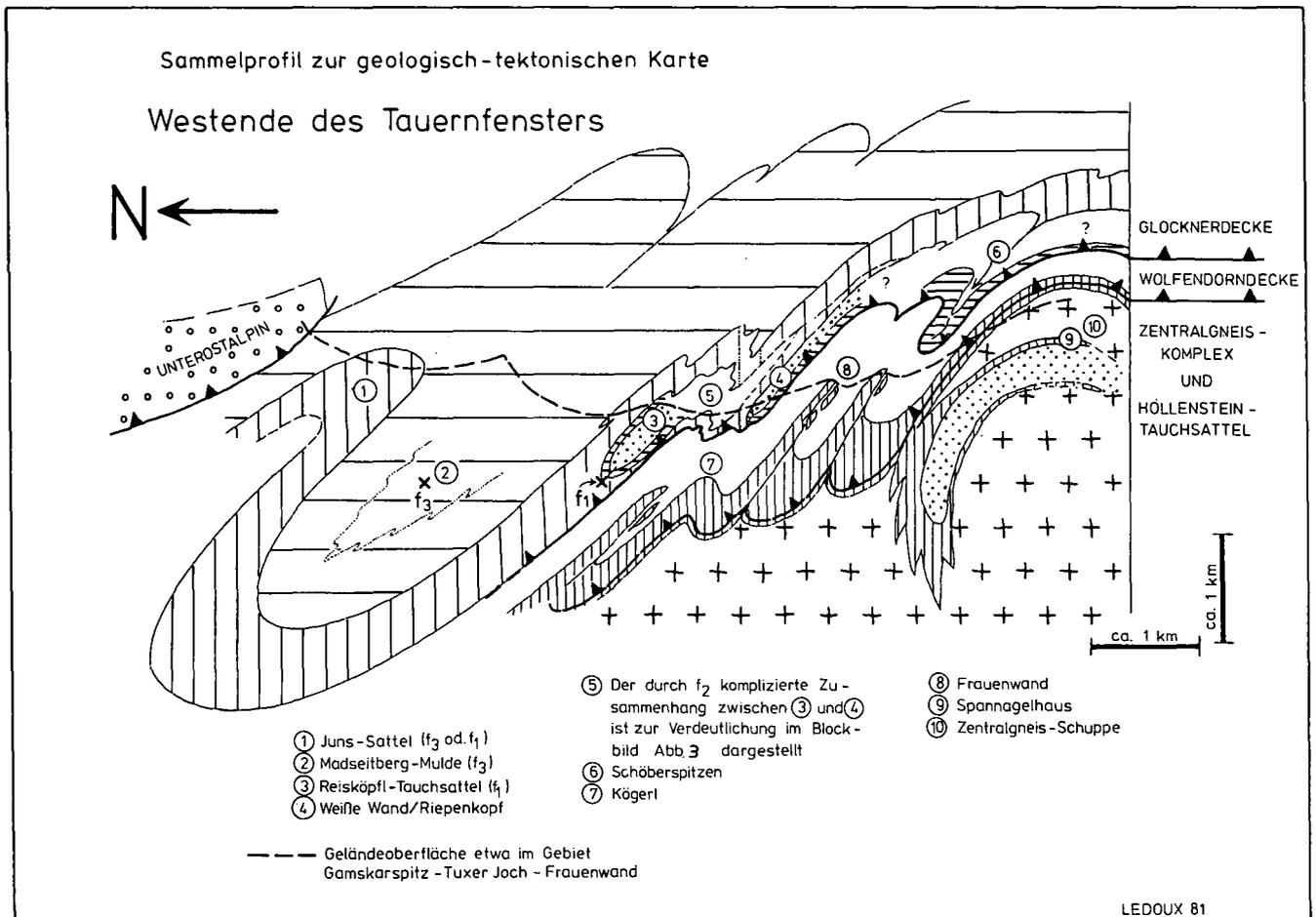


Abb. 2: Schematisches Sammelprofil zur geologischen Übersichtskarte; Legende siehe Abb. 1.

Anhand eines schematischen Sammelprofils (Abb. 2) zur geologischen Karte wird das Modell erläutert.

Im Profil ist eine mehrphasige Stockwerktektonik erkennbar; der komplizierte Falten- und Deckenbau wird durch das Blockbild in Abb. 3 veranschaulicht.

2. Die tektonischen und lithologischen Einheiten

Die tektonischen Einheiten und Schichtfolgen der geologischen Karte werden im Detail von LEDOUX (1982) beschrieben und mit bisherigen Ergebnissen in der Literatur verglichen. Unter Verweis auf diese Arbeiten wird von einer eingehenden Beschreibung und Literaturdiskussion abgesehen; lediglich das zum Verständnis der tektonischen Entwicklung Notwendige wird erwähnt: In MILLER et al. (in Druck) wird das Gebiet im größeren Zusammenhang betrachtet.

Im SE des Untersuchungsgebietes befindet sich die tiefste tektonische Einheit: der variszische Zentralgneiskomplex mit seiner geringmächtigen z. T. parautochthonen Hochstegenkalk-Auflage. Die zugehörige Zentralgneis-Schuppe NW des Spannagelhauses hängt mit der Hauptmasse der Zentralgneise zusammen und ist zwischen der Wolfendorndecke und dem Höllenstein-Tauchsattel eingeschuppt.

Im Ostteil des Untersuchungsgebietes liegt über dem Zentralgneiskomplex der Höllenstein-Tauchsattel, der nach W hin unter die Zentralgneis-Schuppe bzw. die Wolfendorndecke abtaucht. Der Höllenstein-Tauch-

sattel besteht im Kern aus paläozoischen „Knollengneisen“ (Wustkogelserie?), die von Karbonatgesteinen des Hochstegenkalk-Typs ummantelt sind.

Die nächst höhere tektonische Einheit, die Wolfendorndecke (Abscherungsdecke), durchzieht das Kartengebiet von NE nach SW. Sie besteht aus Karbonatgesteinen vom Hochstegenkalk-Typ (Jura ?) und der darüberliegenden Kaserer-Serie (Kreide?). An der Deckenbasis auftretende „Hochstegenquarzite“ werden als mylonitische Segregationslagen angesehen, die vom Zentralgneis abzuleiten sind. Durch Rückaufschuppungen sind Wechsellagerungen und tektonische Inversionen zwischen Hochstegenkalken und Gesteinen der Kaserer-Serie entstanden (z. T. die „Frauenwand-Ver schuppung“, Abb. 2).

Als Hangendes der Wolfendorndecke durchzieht die Glocknerdecke das Kartengebiet von NE nach SW. Sie ist eine Überfaltungsdecke und strukturell als potenziert gefaltete und verschuppte, liegende Falte zu charakterisieren. Im Kern der Falte liegen Gesteine der Wustkogelserie, die von großenteils mylonitischen Mitteltrias-Karbonatgesteinen ummantelt werden. Im Hangenden der Karbonatgesteine liegt die geringmächtige „Quarzitgneis-Mylonit-Schuppenzone“, die aus Gesteinen der Wustkogelserie besteht. Dann folgt die mächtige Bündner-Schiefer-Serie, die im Liegendschenkel der Falte allerdings weitgehend unterdrückt ist. Die als f_1 -Reisköpfl-Tauchsattel“ bezeichnete Struktureinheit der Glocknerdecke ist im Tuxer-Joch-Gebiet durch Schlingentektonik überprägt. Sie hebt dort nach W hin aus und findet ihre Fortsetzung im Gesteinszug Weiße

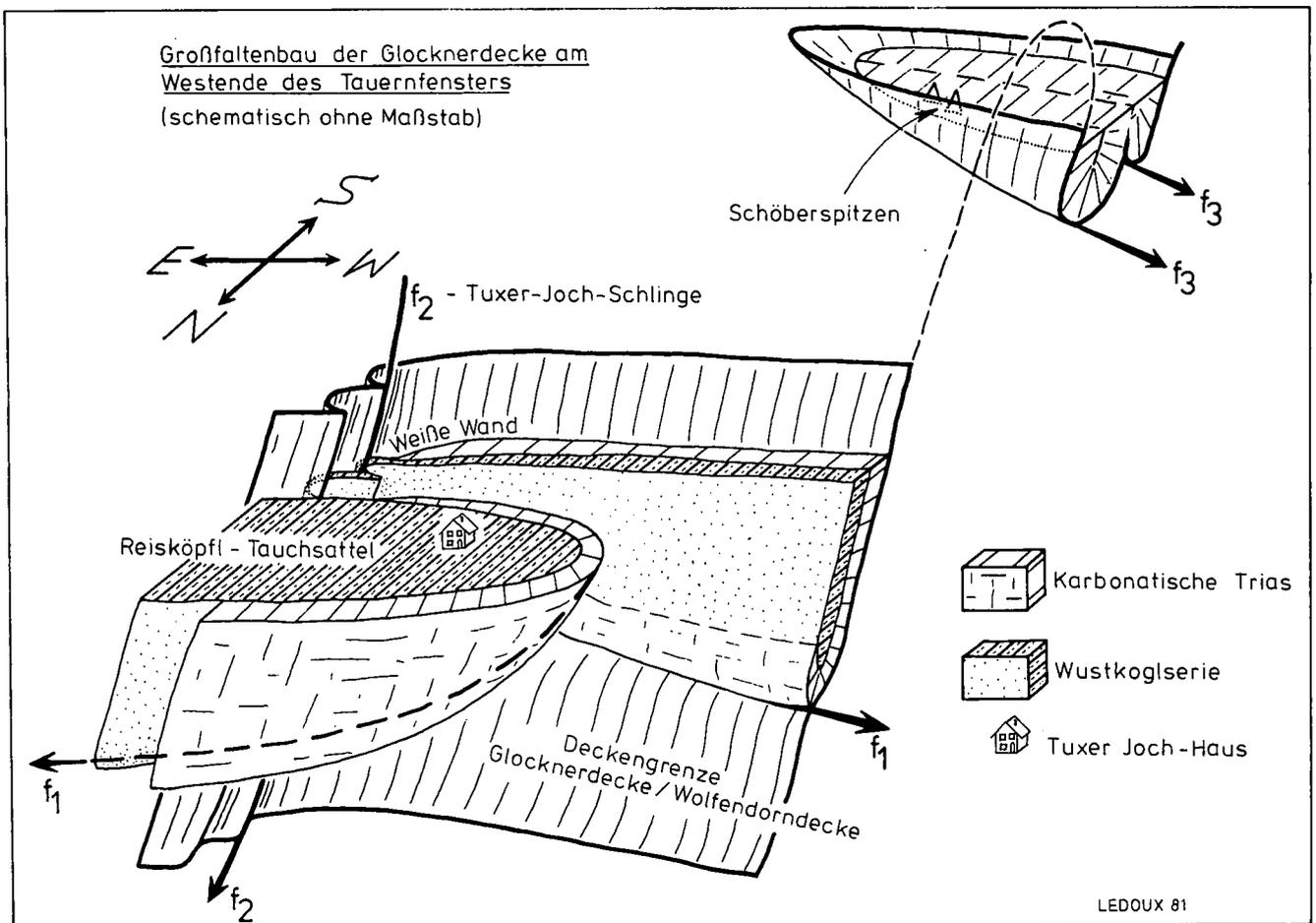


Abb. 3: Blockbild zur Veranschaulichung der Tektonik im Sammelprofil der Abb. 2 (aus zeichentechnischen Gründen ist Osten im Blockbild links).

Wand-Riepenkopf-Schöberspitzen, wobei allerdings nur die Liegendflanke der Tauchsattelstruktur erhalten ist.

3. Palinspastik – tektonische Entwicklung

Das palinspastische Modell wird im folgenden in seiner invertierten Form – als tektonische Entwicklung – dargestellt. Deshalb wird zuerst die paläogeographische Situation für den Bereich der geologischen Karte (Abb. 1) im rückgeformten Sammelprofil (Abb. 4a) erläutert, das die Situation in der Unterkreide vor Beginn der Orogenese zeigt (vgl. FRISCH, 1974, Abb. 2; OBERHAUSER, 1980, S. 35).

Auf Abb. 4a sind tektonischen Einheiten paläogeographische Räume zugeordnet. Von N nach S durchquert man den Raum des „Höllenstein-Tauchsattels“, der „Wolfendordecke“ und der „Glocknerdecke“. Südlich und nördlich einer vermutlich landfesten Kristallinschwelle, die den Raum des Höllenstein-Tauchsattels von dem der Glocknerdecke trennt, lagerten sich auf dem variszischen Basement vermutlich im Permoskyth die Gesteine der Wustkogelserie ab. Ein Teil dieser Schwellenzone bleibt im Untersuchungsgebiet wahrscheinlich während der gesamten alpidischen Geosynklinalzeit erhalten. – Der Raum der Glocknerdecke enthält die mächtigen penninischen Geosynklinalsedimente, die Bündner-Schiefer-Serie (Obertrias–Unterkreide?), die im Untersuchungsgebiet auf einer Mitteltrias-Karbonatgesteins-Plattform abgelagert wurde. Das Ge-

biet nördlich der Kristallinschwelle ist bis zur Jura-Zeit z. T. noch landfest; wohl erst in der Jura-Zeit lagern sich Plattformkalk (Hochstegenkalk-Typ) ab, die im Höllenstein-Tauchsattel-Bereich direkt auf der Wustkogelserie liegen. Die Bündner Schiefer des Wolfendor-Bereichs (Kaserer-Serie, Kreide) sind relativ geringmächtig.

Eine Kristallinschwelle zwischen dem Raum der Glocknerdecke und dem der Wolfendordecke wurde bereits von HÖCK (1969, S. 173) vermutet. Die Verteilung grobklastischer Komponenten und Breccien an der Basis der Kaserer-Serie bzw. der Bündner-Schiefer-Serie weist darauf hin, daß die Glocknerdecke ihr Liefergebiet im N hatte und die Wolfendordecke in südlicher Richtung. HÖCK (1969) vermutet die Schwelle im Zentralgneis des Tuxer Kernes; ich nehme dagegen an, daß sie subduziert worden ist, was insbesondere aus der Deckennatur der Wolfendordecke folgt. FRISCH (1974, Abb. 2) verzichtet auf eine entsprechende Schwelle in seinem paläogeographischen Modell.

Die alpidische tektonische Entwicklung im Untersuchungsgebiet paßt sich in das plattentektonische Grundkonzept ein, welches von FRISCH (1974, 1976, 1977b, 1979), ROEDER (1980), DIETRICH & FRANZ (1976), SCHMIDT (1976) u. a. vorgestellt und modifiziert wurde.

3.1. Die erste Deformationsphase (Deckentransport)

Die Abb. 4b–4d zeigen die Kinematik der 1. Deformationsphase im Schema, die zur Bildung der tektonischen Decken führte.

Palinspastik zur geologischen Karte - Westende des Tauernfensters -

EIN MODELL

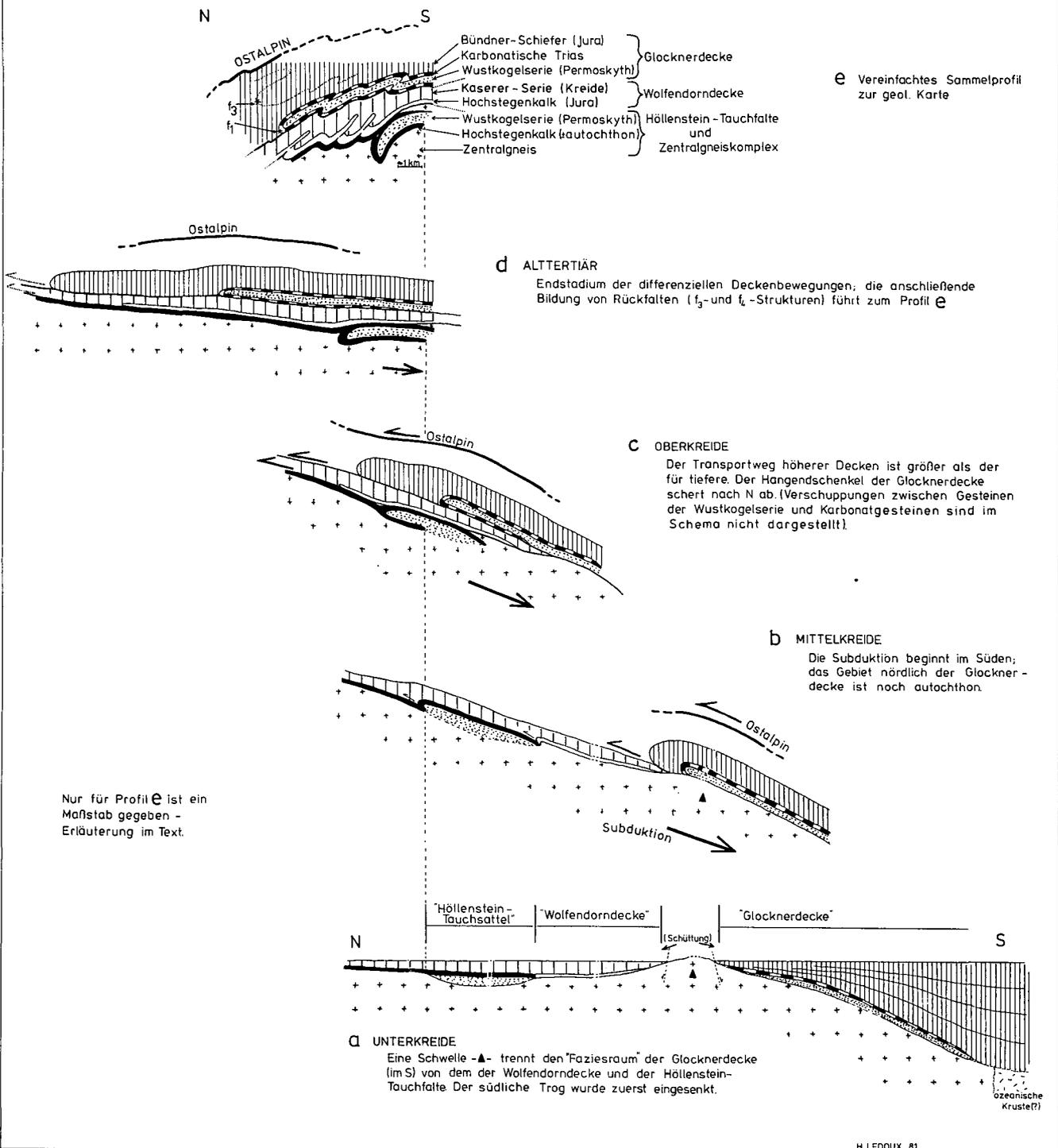


Abb. 4: Palinspastische Profile.

4 a: Paläogeographische Situation vor Beginn der alpidischen Tektonik; 4 b-4 d: Kinematik der 1. Deformationsphase; 4 e: Vereinfachtes Sammelprofil zur geologischen Karte der Abb. 1.

Abb. 4b zeigt den Beginn des Deckentransportes infolge südgerichteter Subduktion während der Mittelkreide (stratigraphische Einstufung nach OBERHAUSER, 1980 und FRISCH, 1974). Während die Glocknerdecke bereits als liegende E-W-streichende f_1 -Falte angelegt ist, sind die Wolfendorferdecke und der f_1 -Höllenstein-„Tauchsattel“ noch autochthon. Die Struktur des Höllenstein-Tauchsattels wird in diesem Modell (hauptsächlich aus lithologischen Gründen) erst alpi-

disch angelegt. FRISCH (1977d, 684 ff.) legt den Beginn dieser Strukturentwicklung in die variszische Ära. Allein aus tektonischen Gründen sind wohl beide Deutungen denkbar, auch wenn kleintektonisch keine variszischen Gefügeelemente erkennbar sind. - Zur Klärung der Autochthonie bzw. Allochthonie der Zentralgneise kann diese Arbeit keinen Beitrag leisten. Dieses Problem scheint noch ungelöst.

Abb. 4c zeigt die weitere Entwicklung während der Oberkreide (stratigraphische Einstufung nach dem Schema von OBERHAUSER (1980, S. 39). Durch fortgesetzte Subduktion sind alle Decken erkennbar geworden: Die Wolfendorndecke ist (im Gegensatz zu den f_1 -Überfaltungdecken) als Abscherungsdecke ausgebildet. Der Transportweg höherer Decken ist größer als der für tiefere.

Die Basis der Wolfendorndecke (die tektonische Fazies der „gelben Basiskalke“, vgl. LEDOUX, 1982) liegt im Untersuchungsgebiet nicht auf dem Zentralgneis, sondern auf den parautochthonen (?) Hochstegenkalcken der Zentralgneise. Aus diesem Grunde halte ich die Wolfendorndecke nicht für parautochthon im Sinne HÖCK's (1969, S. 153 f.), sondern für eine ferntransportierte Abscherungsdecke.

Abb. 4d skizziert den Entwicklungsstand im Alttertiär.

Vermutlich während der Subduktionsphase entstanden Hochdruckparagenesen, deren radiometrisch bestimmte Alter bei 80–65 Mio. Jahren liegen (JÄGER, 1973, S. 11, 16). Etwa gegen Ende der Oberkreide wurde die Subduktionsphase wohl beendet (s. FRISCH, 1976, S. 384).

Die Höllenstein-Tauchfalte wird als letztes aus dem Bereich des wirksamen „Deckenschubes“ entlassen. Der Hangendschenkel der Glocknerdecke ist während der Deckenbewegung am weitesten nach N vorgestoßen. Dabei sind die jurassisch-kretazischen Bündner-Schiefer im Kulminationsbereich des Reisköpfl-Tauchsattels von ihrem Substrat nach N abgeschert. – An der Basis der Wolfendorndecke liegt im S eine kleine in Richtung N verschleppte Zentralgneis-Schuppe. HÖCK (1969, S. 138) erklärt die tektonische Position dieser Schuppe durch eine Drehbewegung im Rahmen einer E–W-Einengung. Für eine entsprechende Drehung konnte ich keine Belege finden.

3.2. Die zweite Deformationsphase (Ost–West-Einengung)

Nach dem differentiellen Deckentransport setzte etwa im Alttertiär die f_2 -Tektonik mit primär etwa N–S-streichenden Faltenachsen quer zu f_1 ein. Durch Steilstellung der Achsen während der 3. Deformationsphase entstand örtlich Schlingentektonik, wie sie im Untersuchungsgebiet durch die „ f_2 -Tuxer-Joch-Schlinge“ (Abb. 3) belegt ist. Steilachsige Strukturen vergleichbaren Ausmaßes kommen am Penken (Zillertal) und vermutlich nordwestlich vom Schmitzenberg (Tuxertal) vor (MILLER et al., in Druck).

Die überwiegend westvergente f_2 -Falten mit zuordenbarem Relativbewegungssinn (Hangendes nach W) sprechen für eine E–W-Einengung, die wahrscheinlich als Folge relativen Anwachsens der E–W-gerichteten mittleren Hauptnormalbeanspruchung aufgetreten ist. Etwa altersgleiche Falten gleichen Typs wurden außerhalb des Untersuchungsgebietes u. a. von TOLLMANN (1963, S. 101) in der Mosermanngruppe beschrieben. TOLLMANN deutet diese Strukturen durch seitliches Ausweichen des durch den „Deckenvorschub“ stark ausgedünnten Materials unmittelbar im Gefolge des Deckentransportes. Das primäre N–S-Streichen der f_2 -Achsen wurde später z. T. in E–W-Streichen umgeprägt.

Die „ f_2 -Tuxer-Joch-Schlingenstruktur“ (Abb. 3, 7) wurde bisher für eine einfache nach W abtauchende Muldenstruktur gehalten. In neuerer Zeit wurde diese

Deutung durch FRISCH (in FRISCH et al., 1979) erneut aufgegriffen. In den Arbeiten, die die Schlinge als Mulde deuten, werden die hier überall verbreiteten steilen f_2 -Falten nicht berücksichtigt. Im Bereich des Faltenchlusses der Tuxer-Joch-Schlinge sind besonders schöne f_3 -Falten (mit zuordenbaren Schlepffalten) aufgeschlossen, die vermutlich Schuld an der bisherigen „Verschleierung“ der Schlingentektonik sind.

Bei der Grenzziehung zwischen Glocknerdecke und Wolfendorndecke muß der Schlingenbau berücksichtigt werden; die tektonischen Interpretationen des Tuxer-Joch-Gebietes von HÖCK (1969), FRISCH (in FRISCH et al., 1979) und mir sind einander auf Abb. 5a–5c gegenübergestellt.

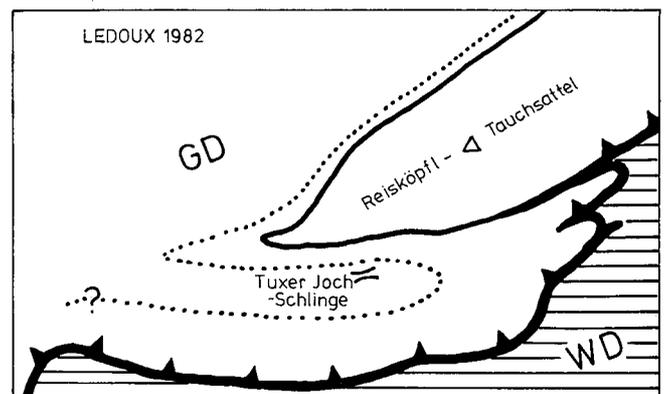
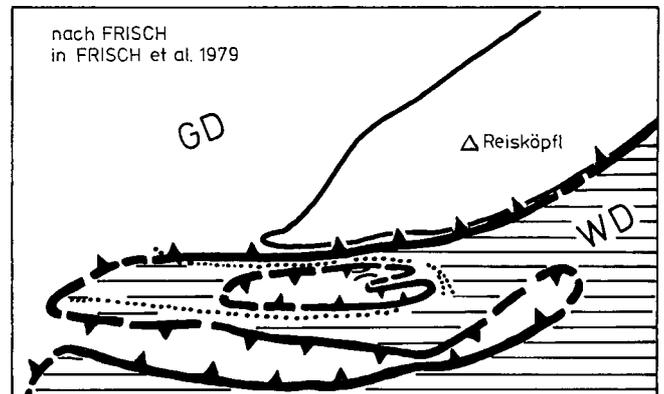
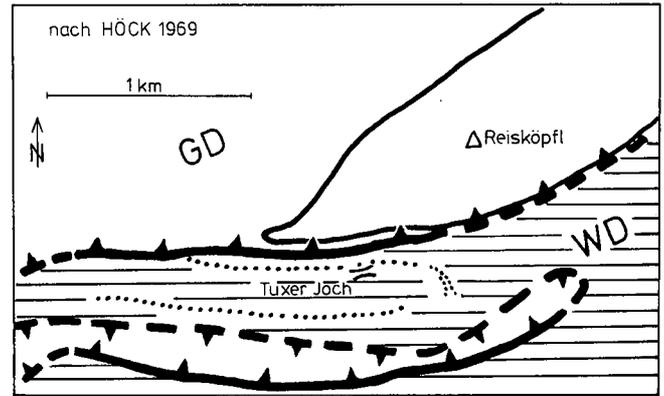


Abb. 5 (a–c): Die geologischen Verhältnisse am Tuxer Joch; schematischer Kartenausschnitt aus Abb. 1 mit verschiedenen Deutungen; GD = Glocknerdecke („Obere Schieferhülle“), WD = Wolfendorndecke („Parautochthone Schieferhülle“, Teil der „Venedigerdecke“), Punktreihe: Metabasalte und deren klastische Begleitserie.

HÖCK (1968, S. 115 f.; 1969) sieht die Metabasite am Tuxer Joch im stratigraphisch primären Verband mit den umgebenden Bündner Schieferen (Abb. 5a), worin ich mich ihm anschließe. Nach dem damaligen Kenntnisstand (das umlaufende Streichen der „Metabasalt-Serie“ um den Reisköpfl-Tauchsattel war unbekannt) rechnete er sie folgerichtig zur „parautochthonen Schieferhülle“ (hier Wolfendordecke). Die durch die Metabasalte nachgezeichnete Schlingenstruktur deutete HÖCK am Tuxer Joch als nach W abtauchende Mulde.

FRISCH (in FRISCH et al., 1979, S. 3) trennt die Metabasalte von ihrer klastischen Begleitserie durch eine Deckengrenze zwischen Glocknerdecke und Venedigerdecke (hier Wolfendordecke, siehe Abb. 5b). Auf diese Weise konstruiert er eine Deckenmulden-Klippe der Glocknerdecke, ohne Berücksichtigung von Schlingenstrukturen. Gleichzeitig rechnete er Anteile der klastischen Begleitserie der Metabasalte im Gegensatz zu HÖCK (1969) und mir zur Wustkogelserie.

Im Gegensatz zu den obigen Deutungen erweisen sich die Metabasalte durch die Kenntnis der Schlingenstruktur und des umlaufenden Streichens der „Metabasalt-Serie“ um den Reisköpfl-Tauchsattel als Gesteine der Glocknerdecke (Abb. 5c).

Die Metabasalt-Serie ist zwar meist sehr geringmächtig, zeichnet das umlaufende Streichen jedoch eindeutig nach: Entscheidend hierfür ist nicht ihre Mächtigkeit, sondern ihre „Qualität“, auskartierbare Stoffgrenzen zu liefern. Diese Serie wurde auskartiert und durch Detail-Profile im Maßstab 1 : 200 erfaßt. Sie enthält am Tuxer Joch Pillow-Metabasalte, deren chemische Analysen für tholeiitische Ausgangsgesteine sprechen, die am Nordrand der penninischen Geosynklinale zu Beginn der Geosynkinalentwicklung aufgestiegen sind (LEDOUX, 1982, S. 98 f.).

Im Tuxer-Joch-Gebiet trennen HÖCK (1969) und FRISCH (in FRISCH et al., 1979) Bündner Schiefer des Hangendschenkels der Reisköpfl-Tauchsattel-Struktur von Bündner Schiefer des Liegendschenkels durch eine Deckengrenze im Tauchsattel-Faltenschluß-Bereich. Diese Grenzziehung beachtet das umlaufende Streichen der Metabasalt-Serie nicht und muß deshalb revidiert werden. Daraus ergibt sich die in Abb. 5c gezeigte Abgrenzung zwischen Wolfendordecke und Glocknerdecke mit entsprechenden Konsequenzen für die Paläospastik und das paläogeographische Modell.

FRISCH (1974) gibt in einer früheren Übersichtskarte den Verlauf der Deckengrenze im Tuxer-Joch-Gebiet richtig im Sinne der vorliegenden Arbeit an, jedoch ohne weitere Deutung. Mit seiner späteren Interpretation (in FRISCH et al., 1979) verlagert er die Deckengrenze unnötigerweise.

BLESER (1934, S. 65) stellte für die Schlinge zwei Deutungen zur Diskussion:

- Eine Rückwärtskeil-Struktur; im Sinne der vorliegenden Arbeit wäre das eine f_4 -Struktur.
- Eine „Einwicklung innerhalb der Glocknerereinheit“; für diese Deutung ist es nötig, die Glocknerdecke in ein kompliziertes System von Schuppen aufzulösen, für die spätere Bearbeiter keine hinreichende Begründung fanden.

ziertes System von Schuppen aufzulösen, für die spätere Bearbeiter keine hinreichende Begründung fanden.

3.3. Die dritte Deformationsphase (Kollisionsstadium)

Die dritte Deformationsphase schuf vermutlich noch im frühen Alttertiär einen E–W-streichenden Faltenbau, der im Anschluß an die zweite Deformationsphase geprägt wurde. Dadurch wurde im Tuxer-Joch-Gebiet neben der f_2 -Falte auch ein f_1 -Achsenbogen des „Reisköpfl-Tauchsattels“ steilgestellt (Abb. 3). – Im Profil schaffen die f_3 -Großfalten das Bild einer monotrop südvergenten disharmonischen Stockwerktektonik in Abhängigkeit von der Materialkompetenz und der Tiefenlage: Der Zentralgneiskomplex wurde relativ schwach gefaltet; die weitgespannte Aufsattelung des f_3 -Spannagelhaus-Sattels ist besonders gut aufgeschlossen; der Vergenzgrad seiner Achsenfläche vergrößert sich zum Hangenden hin. Die Kalklamelle der Wolfendordecke im Hangenden des Zentralgneises ist teilweise kurzwelliger und stärker südvergent gefaltet. Die intensiven Verschuppungen der Kalken müssen allerdings – im Anschluß an die südvergente Faltung – der vierten Deformationsphase zugerechnet werden. Weiter zum Hangenden wird die f_3 -Faltung enger, wie in der Glocknerdecke an der „Madseitberg-Mulde“, dem „Juns-Sattel“ und der „Schöberspitzen-Falte“ (Abb. 2, 3) erkennbar ist.

Sämtliche f_3 -Gefüge lassen sich ebenso wie jede südvergente Kleinfalte hauptsächlich durch eine N–S-Einengung im Zusammenwirken mit Relativbewegungen (Hangendes nach S aufgeschoben) zwanglos erklären. Diese einfache Deutung läßt sich in Anlehnung an das plattentektonische „Sutur-Progradationsmodell“ von ROEDER (1980, S. 360) in einen größeren regionalen Rahmen stellen, wie in Abb. 6 gezeigt.

Nach ROEDER (1980, S. 353 f.; 1976, S. 92) verlagert sich die Sutur zwischen der Oberplatte und der subduzierenden Unterplatte durch „Sutur-Progradation“; auf das Untersuchungsgebiet bezogen heißt das: Die Bewegungsflächen zwischen Ostalpin und Penninikum sowie innerhalb des Penninikums werden inaktiv und als Deckengrenzen „fixiert“ (Einbeziehung des Penninikums in die Oberplatte). Die Subduktion findet dann unterhalb und nördlich der im Arbeitsgebiet aufgeschlossenen Zentralgneismasse statt. Im Bereich oberhalb

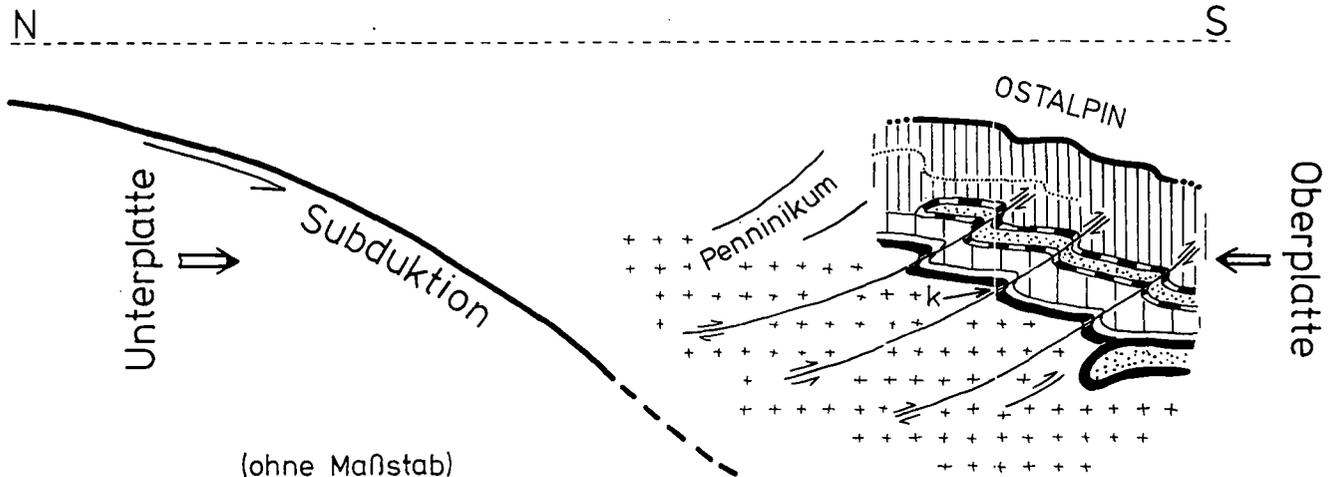


Abb. 6: Modell zur Deutung der südvergenten f_3 -Faltung; das Schema zeigt das Sammelprofil der Abb. 4 e in einem Stadium während der 3. Deformationsphase; Legende der Gesteinseinheiten siehe Abb. 4 e; bei –k– liegt die „zukünftige“ Frauenwand (vgl. Abb. 2).

der verlagerten Suture postuliert ROEDER (1980, S. 360) südvergente Bewegungsflächen. Diese deute ich im Untersuchungsgebiet als „Keime“ der südvergenten Achsenflächen von f_3 -Großfalten. Sie verhalten sich konjugat zur Subduktion; in der Literatur werden entsprechende Strukturen zum Teil als „Rückfalten“ bzw. als „Rückwärtskeile“ (BLESER, 1934, S. 63; u. a.) bezeichnet, weil die zuordenbaren Relativbewegungen dem Deckentransport entgegengesetzt sind.

Hinsichtlich der Wirkung der 3. Deformationsphase sei ein kurzer Blick nach N außerhalb des Untersuchungsgebietes getan: In Richtung N – im Innsbrucker Quarzphyllit – gehen die südvergenten f_3 -Falten in nordvergente Strukturen über, so daß ein Vergenzfächer ausgebildet ist, der der „nordalpinen Narbe“ im Sinne von KRAUS (1936, S. 249) entspricht (ROTH, 1983, S. 174).

Im Sinne der modernen Plattentektonik wird der „Motor“ für die N–S-Einengung der ersten Deformationsphase (Subduktionsphase) durch das Kollisionsstadium ausgeschaltet (vgl. ROEDER, 1976, S. 91 f.; u. a.: Kollision zwischen „Nordkontinent“ – bzw. Mittelpenninikum – und „Südkontinent“). Als Folge der Kollision erklärt die Suture-Progradation im Anschluß an den Deckentransport im Untersuchungsgebiet eine fortgesetzte N–S-Einengung, die für die südvergenten Strukturen verantwortlich ist.

Während der 3. Deformationsphase begann wahrscheinlich schon die Tauernaufwölbung.

3.4. Die vierte Deformationsphase (Aufwölbung des Tauernfensters)

Die vierte Deformationsphase verläuft im Arbeitsgebiet im wesentlichen symmetriekonstant zur dritten. Sie ist von ihr zwar nicht scharf abgrenzbar, hat jedoch ein

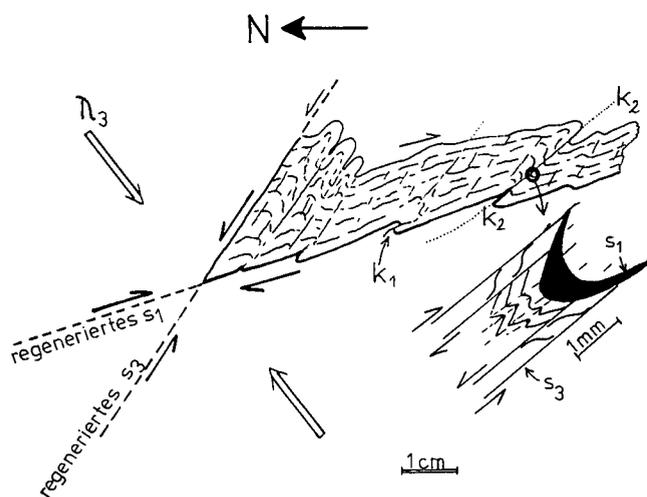


Abb. 7: Plattungsgefüge der 4. Deformationsphase im Handstückprofil (Probe 14). Der Entnahmeort der Probe ist in Abb. 8 mit -I- markiert (Feldspat-Quarz-Glimmerschiefer in der Nähe der Frauenwand).

Durch die Plattung wurden s_1 - und s_3 -Flächen reaktiviert. Die dem s_1/s_3 -Scherflächensystem zugeordnete Richtung größter Einengung $-\lambda_3-$ zeigt der Doppelpfeil. Im N des Handstückes dominiert s_3 , im S dominiert s_1 . Mit den Relativbewegungen an s_1 -Flächen entstehen südvergente f_4 -Mikrofalten bzw. „Mikro-Rückaufschüppungen“, vgl. $-k_1-$. Die s_1 -Flächen können örtlich unter Wahrung ihrer zuordenbaren Relativbewegungen/in s_3 umschwenken (siehe $-k_2-$). Dabei neu entstandene Flächenraumlagen sind als Folge vorgegebener Anisotropien verständlich. Der Detail-Ausschnitt zeigt die s-Flächen-Geometrie einer f_4 -Mikrofalte.

eigenständiges groß- und kleintektonisches Gefügeinventar hervorgebracht.

Während dieser Deformationsphase kommt es insbesondere in kompetenten Gesteinen an der Basis der Wolfendorndecke zu erheblichen Verschüppungen; als Beispiel sei die „Frauenwand-Schuppenzone“ (Abb. 2, Nr. 8) genannt. Analoge Strukturen sind im Profil (Abb. 2) überschaubar; sie sind dafür verantwortlich, daß Gesteine der Kaserer-Serie als Liegendes von Hochstegenkalk-Lamellen vorkommen. Besonders im N des Untersuchungsgebietes entstehen während der 4. Phase Relativbewegungen, deren Bewegungssinn mit dem des „ehemaligen“ Deckentransportes übereinstimmt. Dabei kommt es zur Wiederbelebung der Deckengrenze Penninikum/Unterostalpin (vgl. ROTH, 1980, S. 47).

Die Unterscheidung der dritten von der vierten Deformationsphase beruht hauptsächlich auf der Beobachtung zweier überwiegend südvergenter Kleinfaltengenerationen, denen jeweils ein andersartiger Deformationsplan zugrunde liegt. In der Literatur werden diese Faltengenerationen z. T. nicht getrennt und gemeinsam der Aufwölbung des Tauernfensters zugeschrieben (FRISCH, 1976, S. 388). Bereits SANDER (1942, S. 88) und HÖCK (1969, S. 192) haben zwei verschieden alte E–W-streichende Achsenrichtungen erkannt, die mit den hier genannten übereinstimmen.

f_3 -Kleinfalten entstanden als Schleppefalten bzw. parasitäre Falten syngenetisch mit dem f_3 -Großfaltenbau;

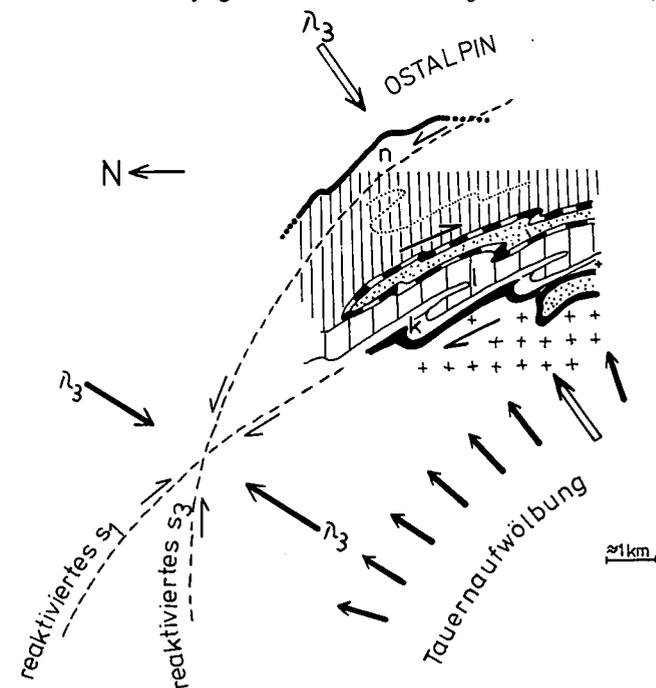


Abb. 8: Plattungsgefüge im schematischen Sammelprofil zum Untersuchungsgebiet zur Zeit der 4. Deformationsphase.

Das s_1/s_3 -Scherflächenpaar ist gestrichelt angedeutet. Durch Relativbewegungen parallel zu s_1 sind vor allem im S südvergente Kleinfalten durch Rückaufschüppungen (siehe $-k-$) entstanden. Relativbewegungen parallel zu s_3 sind im S unterentwickelt und dominieren – analog zum Handstückprofil in Abb. 7 – im N, siehe bei $-n-$. Sie haben sich dort durch die von ROTH (1980: 60 f.) beschriebene Transpositionsschieferung und Wiederbelebung von Deckengrenzen bemerkbar gemacht. Legende der lithologischen Einheiten siehe Abb. 4 e; $-\lambda_3-$: Richtung größter Einengung, für den Ort -I- (Entnahmeort der Probe 14 aus Abb. 7) ist $-\lambda_3-$ durch einen Doppelpfeil hervorgehoben; -I-: Entnahmeort der Probe 14 (Abb. 7) nahe der Frauenwand; -k-: Ort zum Strukturvergleich mit k_1 in Abb. 7.

die f_4 -Kleinfalten entstanden als Schleppepfalten syngenetisch mit Relativbewegungen an Scherflächen. Bei den Scherflächen handelt es sich überwiegend um während der 4. Deformationsphase reaktivierte s_1 - und s_3 -Flächen (s_1 -Flächen entstanden während der ersten und s_3 -Flächen während der dritten Deformationsphase, LEDOUX, 1982). Diese reaktivierten s-Flächen sind – vereinfacht beschrieben – das Ergebnis einer zweisecharigen Plättung, die ursächlich mit der Tauernaufwölbung zusammenhängt. Die Abb. 7 und 8 veranschaulichen die Plättungskinematik und zeigen die strukturelle Kongruenz der Gefügebilder der 4. Deformationsphase im Vergleich Handstückprofil (Abb. 7) und Geländeprofil (Abb. 8).

Plättungsgefüge wurden bereits von ROTH (1980, 52 f.) für die „zweite Deformation“ (dritte Deformationsphase im Sinne der vorliegenden Arbeit) beschrieben. Hieraus ergibt sich ein fließender Übergang zwischen der dritten und vierten Deformationsphase.

Sämtliche Gefüge der vierten Deformationsphase passen in das gängige Bild einer tertiären großregionalen Aufwölbung des Tauernfensters im Anschluß an das Kollisionsstadium. Grund für die Aufwölbung sind fortgesetzte N–S-Einengung als Folge progradierender Subduktionszonen sowie isostatische Hebungen (vgl. FRISCH, 1976, S. 388).

4. Ergebnisse

In der Literatur gibt es schon viele unterschiedliche Modellvorstellungen zur Paläogeographie und tektonischen Entwicklung am Tauern-Nordwestrand, u. a. von FRISCH (1974, 1976), HÖCK (1969), KNEIDL (1971) und THIELE (1976). – Hinsichtlich des plattentektonischen Grundkonzepts gleichen sich die meisten modernen Modellvorstellungen einschließlich die hier vorliegende. Die wichtigsten Neuerungen des hier vorgestellten Modells werden abschließend zusammengefaßt und kurz erläutert:

Glocknerdecke und Wolfendorndecke wurden neu abgegrenzt. Die Wolfendorndecke ist eine durch Mylonitonen (MILLER et al., in Druck; LEDOUX, 1982) abgegrenzte ferntransportierte Abscherungsdecke, die aus Plattformkalken (Hochstegenkalk-Typ) und darüberlagernder Kaserer-Serie besteht. Bislang zur Wolfendorndecke gerechnete „Porphyrmaterialschiefer“, wie sie östlich vom Untersuchungsgebiet auftreten, werden mit der nächst tieferen tektonischen Einheit – dem Höllenstein-Tauchsattel – korreliert; letztere wird nicht als variszisch, sondern als alpidisch angelegte Struktur vorgestellt. – Metabasalte, die im Tuxer-Joch-Gebiet zur Wolfendorndecke gerechnet wurden, erweisen sich als eindeutig zur Glocknerdecke gehörig (Abb. 5c). Die sich daraus ergebende neue Grenzziehung zwischen Wolfendorndecke und Glocknerdecke ist durch eine Detailkartierung und durch die Erkenntnis der f_2 -Tuxer-Joch-Schlinge begründet, eine Struktur der bislang nicht berücksichtigten zweiten Deformationsphase.

Im vorliegenden Modell wird der paläogeographische Raum der Glocknerdecke von dem der Wolfendorndecke durch eine Kristallinschwelle getrennt, die aufgrund der Verteilung grobklastischer Komponenten und Breccien vermutet wird; die Schwelle wurde während der ersten Deformationsphase subduziert, wie aus der Dekennatur der Wolfendorndecke gefolgert wird.

Der kinematischen Phasengliederung im vor-

liegenden Modell zur tektonischen Entwicklung liegt eine differenzierte Unterscheidung relativ-stratigraphisch einstufiger Gefügeelemente zugrunde. Dies ist eine grundsätzliche Voraussetzung des palinspastischen Modells, durch welche das Nacheinander der Deformationsphasen und ihre Wirkung erkennbar wird: Dabei spielen (neben detaillierten Kartierungen) kleinteiltektonische Analysen eine besonders wichtige Rolle (LEDOUX, in Druck).

Dank

Für die Durchsicht des Manuskriptes und Verbesserungsvorschläge danke ich herzlich Herrn Prof. Dr. H. Miller.

Literatur

- BLESER, P.: Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern östlich der Brennerlinie. – Diss. Univ. Zürich, 89 S., Zürich 1934.
- DIETRICH, V. J. & FRANZ, U.: Alpidische Gebirgsbildung in den Ostalpen: Ein plattentektonisches Modell (Kurzfassung). – Geol. Rdsch., **65**, 361–374, Stuttgart 1976.
- FRISCH, W.: Zur Geologie des Gebietes zwischen Tuxbach und Tuxer Hauptkamm bei Lanersbach. – Mitt. Ges. Geol.- u. Bergbaustud. Wien, **18**, 287–336, Wien 1968.
- FRISCH, W.: Die stratigraphisch-tektonische Gliederung der Schieferhülle und die Entwicklung des penninischen Raumes im westlichen Tauernfenster (Brenner–Gerlospaß). – Mitt. Geol. Ges. Wien, **66/67**, 9–20, Wien 1974.
- FRISCH, W.: Ein Modell zur alpidischen Evolution und Orogenese des Tauernfensters. – Geol. Rdsch., **65**, 375–393, Stuttgart 1976.
- FRISCH, W.: Der alpidische Internbau der Venedigerdecke im westlichen Tauernfenster (Ostalpen). – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **11**, 675–696, Stuttgart 1977 a.
- FRISCH, W.: Die Alpen im westmediterranen Orogen – eine plattentektonische Rekonstruktion. – Mitt. Ges. Geol.- u. Bergbaustud. Wien, **24**, 263–275, Wien 1977 b.
- FRISCH, W.: Tectonic progradation and plate tectonic evolution of the Alps. – Tectonophysics, **60**, 121–139, Amsterdam 1979.
- FRISCH, W., MESSNER, K. & FOPP, F.: Berichte 1979 über Untersuchungen im westlichen Tauernfenster. – Vervielfält. Manuskript, 10 S., Wien 1979.
- HÖCK, V.: Ein Beitrag zur Geologie des Gebietes zwischen Tuxer Joch und Opperer (Zillertal, Tirol). – Diss. Univ. Wien, 209 S., Wien 1968.
- HÖCK, V.: Zur Geologie des Gebietes zwischen Tuxer Joch und Opperer (Zillertal, Tirol). – Jb. Geol. B.-A., **122**, 153–195, Wien 1969.
- JÄGER, E.: Die alpine Orogenese im Lichte der radiometrischen Altersbestimmung. – Eclogae geol. Helv., **66**, 11–22, Basel 1973.
- KNEIDL, V.: Geologische Untersuchungen am NW-Rand der Hohen Tauern im Gebiet zwischen Gerlos und Hintertux (Tirol, Österreich). – Diss. Univ. Erlangen, 75 S., Erlangen 1971.
- KÖHNE, F.-P. & MILLER, H.: Geochemische Untersuchungen an Gesteinen der Bündner-Schiefer-Serie am Nordwestrand des Tauernfensters (Tuxer Tal, Tirol). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **159**, 151–171, Stuttgart 1980.
- LEDOUX, H.: Die Geologie des inneren Tuxertales (Tirol, Österreich). – Diss. Univ. Münster, V+224 S., Münster 1982.
- LEDOUX, H.: Interferierende Kleinfaltensysteme und ihre Bedeutung für den Bau des Tuxer-Joch-Gebietes (Tauernfenster, Tirol). – Geol. Rdsch., **73**, in Druck.
- MILLER, H., LEDOUX, H., BRINKMEIER, I. & BEIL, F.: Der Nordwestrand des Tauernfensters – stratigraphische Zusammenhänge und tektonische Grenzen. – In Druck.
- OBERHAUSER, R. (Hrsg.): Der geologische Aufbau Österreichs. – 700 S., Wien–New York (Springer) 1980.
- ROEDER, D.: Die Alpen aus plattentektonischer Sicht. – Z. dtsh. geol. Ges., **127**, 87–103, Hannover 1976.
- ROEDER, D.: Geodynamics of the alpine mediterranean system – a synthesis. – Eclogae geol. Helv., **73**, 353–377, Basel 1980.

- ROTH, R.: Die Geologie des Gebietes beiderseits des Junsbachs (Tuxertal, Tirol). – Dipl.-Arb. Univ. Münster, 87 S., Münster 1980.
- ROTH, R.: Petrographie und Tektonik der mittelostalpinen Kelllerjochgneis-Decke und angrenzender Gebiete zwischen Schwaz und Märzengrund (Tirol). – Diss. Univ. Münster, 196 S., Münster 1983.
- SANDER, B.: Über Flächen- und Achsengefüge (Westende der Hohen Tauern III). – Mitt. Reichsanst. für Bodenforsch., 4, 1–94, Wien 1942.
- SCHMIDT, K.: „Subfluenz“ und „Subduktion“ in den Alpen. – Z. dtsh. geol. Ges., 127, 53–72, Hannover 1976.
- THIELE, O.: Der Nordrand des Tauernfensters zwischen Mayrhofen und Inner Schmirn (Tirol). – Geol. Rdsch., 65, 410–421, Stuttgart 1976.
- TOLLMANN, A.: Ostalpensynthese. – 266 S., Wien (Deuticke) 1963.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 18. Juli 1983.