	125 Jahre Knappenwand – 125 years Knappenwand Proceedings of a Symposium held in Neukirchen am Großvenediger (Salzburg/Austria) September 1990			Editors: Volker Höck Friedrich Koller	
	Abh. Geol. B.-A.	ISSN 0378-0864 ISBN 3-900312-85-0	Band 49	S. 97–106	Wien, Juni 1993

Strainanalyse an grobklastischen Metasedimenten des westlichen Tauernfensters

Von CHRISTIAN SCHÖN & BERND LAMMERER*)

Mit 6 Abbildungen und 1 Tabelle

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 148, 149, 175, 176

Salzburg
Hohe Tauern
Tauernfenster
Strainanalyse
Untere Schieferhülle
Postvariszische Transgressionenfolge

Contents

Zusammenfassung	97
Abstract	98
1. Einführung	98
2. Methodik und Problematik der durchgeführten Strainmessungen	98
3. Ergebnisse	101
4. Verformungsbedingungen	104
5. Schlußfolgerungen	105
Dank	106
Literatur	106

Zusammenfassung

Ausgehend vom Südwestende des Tauernfensters wurden in den Jahren 1986–1990 umfangreiche strukturelle Untersuchungen, verbunden mit insgesamt etwa 700 Strainmessungen an grobklastischen Metasedimenten verschiedener tektonischer Positionen durchgeführt. Trotz flächendeckender Aufnahme innerhalb der jeweiligen Vorkommen kann aufgrund des Einflusses zahlreicher quantitativ nicht ausreichend eingrenzbarer Faktoren, die in den analytischen Methoden keine Berücksichtigung erfahren, kein Absolutbetrag der Deformation angegeben werden. Stattdessen muß sich die Darstellung der Ergebnisse auf räumliche Vergleiche beschränken.

Dabei lassen sich im westlichen Tauernfenster durch die dreidimensionale Korrelation der vorhandenen Daten zwei aufeinanderfolgende duktile Deformationsereignisse bei wechselnder tektonischer Beanspruchung unter voneinander abweichenden Druck- und Temperaturbedingungen unterscheiden. Nach lokalen Verschuppungen („D₁“ nach LAMMERER [1986]) kommt es unter plastisch-duktilen Verformungsbedingungen zu einer Krustenverkürzung, die kurzweilige, stark nordvergente bis liegende Isoklinalfaltung („D₂“) und größermaßstäbliche Überschiebungen bedingt. Die dabei deformierten Gesteinseinheiten werden anschließend von einer längerwelligen, aufrechten bis leicht südvergente Isoklinalfaltung („D₃“) erfaßt. Weitere Beanspruchungen („D₄“, „D₅“) dokumentieren sich in duktil-spröden oder selten auch ausschließlich spröden Versätzen.

Die ermittelten finiten Strainellipsoide gehen auf die Überlagerung zweier senkrecht aufeinander stehender Auslängungsrichtungen zurück, die den beiden Phasen D₂ (NNW–SSE) und D₃ (ENE–WSW) zuzuordnen sind. Der Betrag der Auslängung in ENE–WSW-Richtung überwiegt meist stark, so daß die Strainellipsoide mit ihrer X-Achse beinahe ausschließlich in die der transpressiven D₃-Faltung zugehörige Streckungslineation (I₂) eingeregelt sind. In einigen Bereichen, insbesondere in unmittelbarer Nähe zum Überschiebungskontakt der Oberen Schieferhülle, kommen allerdings auch NNW–SSE-gerichtete, I₁-parallele Strainellipsoide vor.

Die Achsenverhältnisse der ermittelten Strainellipsoide und ihre räumliche Anordnung ermöglichen ebenso wie der Vergleich des Strains verschiedener Materialtypen weitere Rückschlüsse. Die zeitliche Abfolge der Deformationsphasen läßt sich in den von SELVERSTONE et al. (1984) vorgeschlagenen, zuletzt durch BLANCKENBURG et al. (1989) modifizierten P_Tt-Pfad einbinden.

*) Anschriften der Verfasser: Dr. CHRISTIAN SCHÖN, Alpenstraße 19, D-8900 Augsburg 1; Priv.-Doz. Dr. BERND LAMMERER, Institut für Allgemeine und Angewandte Geologie der Universität München, Luisenstraße 37, D-8000 München 2.

Strain Analysis of Coarse-grained Metasediments in the Western Tauern Window

Abstract

Due to many unscaleable factors which influence the finite shape of strain markers, there is no way to calculate the absolute value of the entire deformation within coarse-grained metasediments and metaconglomerates in the western part of the Tauern Window, Austria. However, comparing the results of systematic strain analyses, the spatial distribution of strain ellipsoids allows to distinguish between two main phases of ductile deformation depending on different tectonic regimes and varying p/T-conditions.

Thrust tectonic events ("D₁", according to LAMMERER (1986)) were followed by north-vergent isoclinal folding ("D₂"). Stretching perpendicular to b₁-axes caused NNW-SSE-directed I₁-lineation. Transpressive refolding of the deformed units ("D₃") was accompanied by ENE-WSW-elongation (I₂). Due to the generally higher strain ratios going along with D₃, in most of the parts of the western Tauern Window x-axes of the final strain ellipsoids are directed parallel to I₂-lineation (E-W). The finite shape of the strain ellipsoids depends on the position within the superposing systems and therefore allows to determine structural details.

Regarding the strain evolution of different material under changing conditions of pressure, temperature and stress, an attempt is made to compile alpidic deformation history and the pTt-path supposed by SELVERSTONE et al. (1984) and BLANCKENBURG et al. (1989).

1. Einführung

Im Bereich zwischen Sterzing/Italien und Gerlos/Österreich (Abb. 1) finden sich mehrere geologische Einheiten, die gut geeignete Strainmarker für die Ermittlung alpidischer Deformationsereignisse aufweisen. Die Untersuchungen wurden an grobklastischen Metasediment-Komplexen verschiedener Altersstellung und tektonischer Position durchgeführt.

In der Greinermulde wurden in erster Linie die „Pfischer Knollengneise“, postvariszische Metakonglomerate, bearbeitet. Am Tauernnordrand galt das Interesse hauptsächlich den in analoger stratigraphischer Position auftretenden Metakonglomeraten des „Höllenstein-Tauchsattels“ und des „Kirchspitzkristallins“. Darüber hinaus wurden die prävariszischen Metavulkanite der „Porphyrmaterialschieferserie“ mit ihren zum Teil klastischen oder pyroklastischen Einschaltungen untersucht.

Die an den genannten Abfolgen durchgeführten Strainanalysen ermöglichen eine Rekonstruktion der geodynamischen Beanspruchung im Westteil des Tauernfensters. Dank der hohen Reliefunterschiede und abtauchender Faltenachsen läßt sich der geologische Aufbau dieses Bereiches bis in mehrere Kilometer Tiefe verfolgen.

2. Methodik und Problematik der durchgeführten Strainanalysen

Als Strainmarker sind alle Arten von abgrenzbaren Objekten innerhalb eines Gesteins geeignet. Bei den untersuchten Einheiten spielen vor allem Gerölle, Xenolithe und Mineralkörner eine Rolle, während prinzipiell auch Gänge, Reduktionshöfe oder Fossilien die Grundlage für Strainmessungen bilden können. Allerdings stellen die individuelle Charakteristik der herangezogenen Strainmarker und die durch sie bedingten Kompetenzunterschiede für die Gesamtdeformation des Gesteins schwer berechenbare Faktoren dar. Der Einfluß sedimentpetrographischer Größen wie Matrixanteil, Matrixzusammensetzung und Geröllspektrum, auch des tatsächlichen Volumenanteils der untersuchten Geröllart am Gesamtgestein ist zudem bisher nur unzureichend untersucht.

Zwar läßt sich der „bulk strain“ nach dem Verfahren von FRY (1979) („center-to-center“-Methode) relativ einfach bestimmen, die detaillierte Aufnahme des Strains verschiedener Materialtypen nach dem Rf/φ-Verfahren (RAMSAY (1967)) erlaubt aber wiederum wichtige Rückschlüsse auf sich ändernde Verformungsbedingungen. Dabei erge-

ben sich individuelle Merkmale, die in aller Regel nicht mit der Deformation anderer Geröllarten übereinstimmen (vgl. Abb. 5).

Einzelbeobachtungen deuten an, daß primäre Anisotropien, etwa reliktsche Schieferungen aus abgetragenen und aufgearbeiteten Metamorphiten ebenso wie hohe spezifische Oberflächen bei kantigen Komponenten die nachfolgende Deformation begünstigen. Generell ist davon auszugehen, daß das ehemalige Interngefüge und, sofern vorhanden, eine tektonische Vorbelastung wesentlichen Einfluß auf die Deformierbarkeit eines Strainmarkers ausüben. Bestimmte Geröllarten reagieren durch Volumenänderung (Drucklösung, Wasseraufnahme, Mineralneubildungen), die sich zwar beobachten, aber durch die erwähnten Verfahren nicht erfassen läßt, auf tektonische Beanspruchung. Starke Kompetenzunterschiede zwischen Geröll und Schicht bzw. Schicht und Gesteinsverband können nach den Modellversuchen von RAMBERG (1955) durch lokal gebundene Spezialtektonik wie etwa Boudinage oder Quersfaltenbildung die Wirkung und den tatsächlichen Umfang von Deformationsereignissen kaschieren. Deshalb wurde neben dem Gesamtstrain des Gesteins grundsätzlich die Verformung jedes unterscheidbaren Gerölltypus gesondert aufgenommen. Korrelationen der Deformation über weitere Entfernungen und über verschiedene tektonische Einheiten hinweg sind dabei nur für Gerölltypen ähnlicher Art und Größe bei gut vergleichbaren Metamorphosebedingungen und genetisch eng verwandter tektonischer Entwicklungsgeschichte zulässig.

Quantitative Rückschlüsse lassen sich durch sämtliche Verfahren allenfalls bei einphasigen Verformungen mit koachsialer Spannungsverteilung erzielen. Bei der komplexen, mehrphasigen Deformation, die während der alpidischen Orogenese auf die Gesteine des Tauernfensters eingewirkt hat, sind derartige Folgerungen nicht zulässig. Zu berücksichtigen ist, daß sich grundsätzlich mittels einzelner Strainanalysen lediglich der finite Strain messen läßt. Die anhand plastischer Deformation feststellbare Verformung spiegelt lediglich die Summe sämtlicher Bewegungen während einer oder mehrerer Zeitspannen duktiler Deformierbarkeit wider. Erst die Synopsis zahlreicher Strainaufnahmen und ihre Abstützung auf breiter Basis, etwa durch tektonische, lithologische oder stratigraphische Anhaltspunkte ermöglicht weiterführende Rückschlüsse.

Lokal geringere Verformungsbeträge können prinzipiell neben tatsächlich niedrigerem Streß auch auf niedrigere Druck- und Temperaturverhältnisse ebenso wie auf weniger langanhaltende Deformationsprozesse zurückzuführen

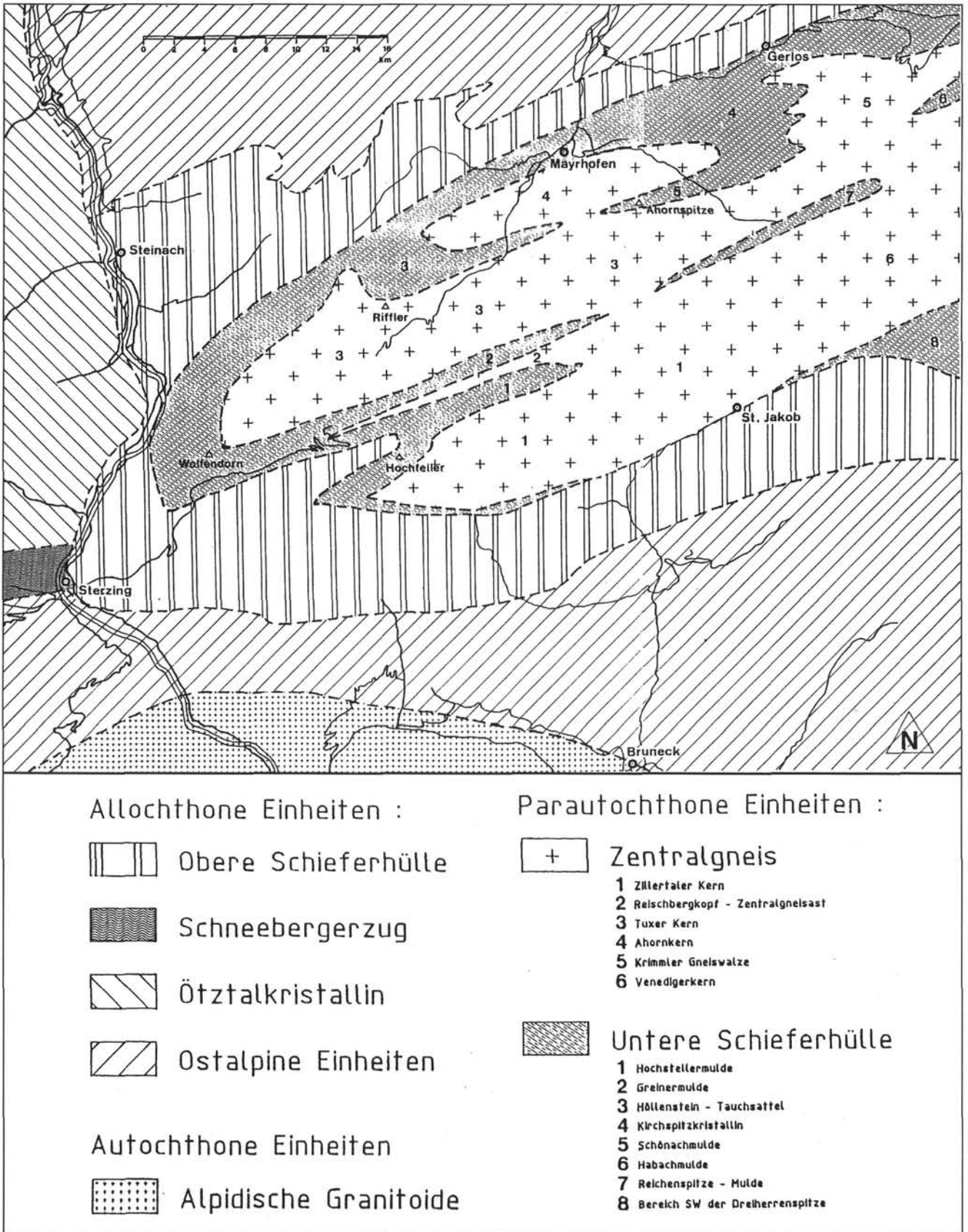


Abb. 1.
Geologische Übersichtskarte des Untersuchungsgebietes.

ren sein. Die Übertragung einzelner, punktuell ermittelter Analysen auf die Dynamik kompletter Strukturverbände ist daher für den komplex überprägten Bereich des westlichen Tauernfensters wenig sinnvoll.

Für die regionalgeologische Bearbeitung der hier auftretenden grobklastischen Metasedimente bietet es sich an, unter Berücksichtigung obengenannter Voraussetzungen durch eine große Anzahl statistisch gut abgesicherter Ein-

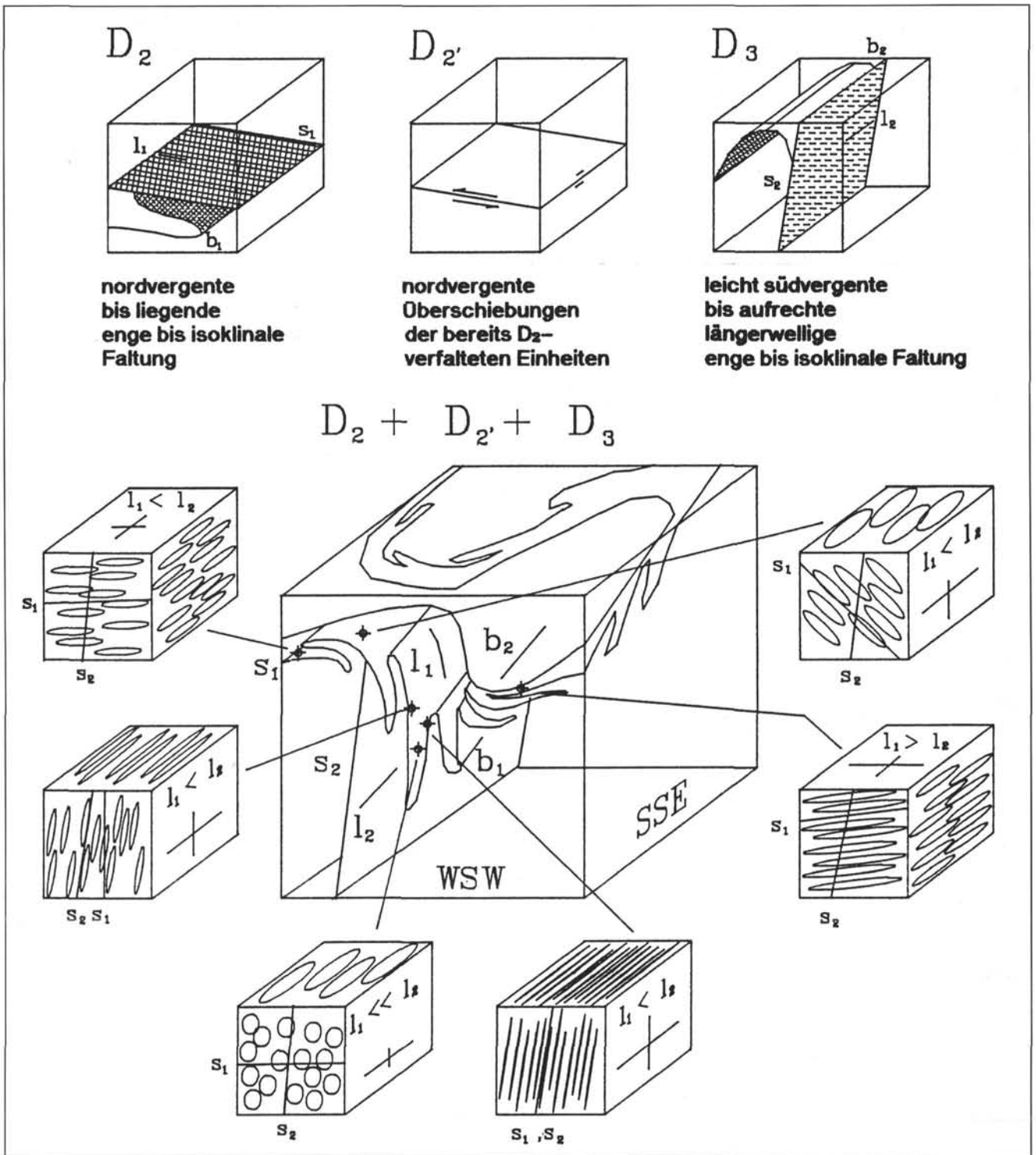


Abb. 2. Schematische Darstellung der alpidischen Deformationsphasen D_2 , D_2' und D_3 während plastisch-duktiler Verformbarkeit, ihrer wichtigsten Strukturelemente, des entstehenden komplexen Interferenzmusters ihrer Überlagerung und der Ausbildung der finiten Strainellipsoide in Abhängigkeit von ihrer tektonischen Position.

zelmessungen ein möglichst dichtes Raster über die zu untersuchenden Gesteinseinheiten zu legen. Im Rahmen der im nachfolgenden auszugsweise beschriebenen Untersuchungen wurde für die vergleichende Darstellung Auswertungen nach dem Rf/ϕ -Verfahren (RAMSAY (1967)) herangezogen. Die Aufnahme der Werte erfolgte bei den ausgesprochen grobklastischen Serien vorwiegend im Gelände. An einer Vielzahl von feinerklastischen Proben lieferte die Bestimmung an orientiert gesägten Schnittflächen statistisch besser abgesicherte Aussagen. Neben

der Strainaufnahme wurde gleichzeitig eine Auswertung der auftretenden Geröllgrößen und des Geröllspektrums durchgeführt, die wichtige Anhaltspunkte für die lithologische Geländeaufnahme ergibt.

Für den Vergleich der Verformung über verschiedene geographische Vorkommen und Gesteinseinheiten des westlichen Tauernfensters hinweg hat sich die Korrelation des Strains an Aplitgranitgeröllen bewährt. Sie treten praktisch ubiquitär in sämtlichen gröberklastischen Metasedimenten auf. Wegen der analogen Zusammensetzung

mit den Feldspat-Quarz-Domänen der ursprünglich vulkanogenen oder vulkanogen beeinflussten Abfolgen („Porphyrmaterialschieferserie“) ist auch eine zumindest ansatzweise Vergleichbarkeit der Deformationsverhältnisse gewährleistet.

3. Ergebnisse

Eisbruglamellen (im Bereich des Hochfeilers), Zillertaler Zentralgneisast, Greinermulde, Tuxer Zentralgneisast, Schönachmulde, Ahornkern und der Tauernnordrandbereich (vgl. Abb. 1) stellen die grundlegenden Struktureinheiten im westlichen Tauernfenster dar. Sie werden von den Gesteinskomplexen der prävariszischen Unteren Schieferhülle, der Zentralgneise und der postvariszischen Unteren Schieferhülle aufgebaut. Zwischen diesen Großeinheiten bestehen zumeist primär autochthone bis parautochthone Lagebeziehungen. Zum Hangenden zu wird der Gesamtbereich durch die auf die bereits stark verfalteten Einheiten winkeldiskordant aufgeschobenen allochthonen Einheiten der Oberen Schieferhülle begrenzt.

Detailliertere tektonische und lithostratigraphische Aufnahmen zeigen in zunehmendem Maße auf, daß die erwähnten Großstrukturen aus einer Vielzahl von Unterstrukturen (Falten, Überschiebungen) aufgebaut sind. Die komplizierte Geometrie läßt sich durch das von LAMMERER (1986, 1988) entwickelte Konzept auflösen. Die Zentralgneisäste bilden die Antiformen einer jüngeren, längerwelligen Faltung (D_3). Diese überformt einen bereits angelegten kurzwelligen, hochamplituden D_2 -Isoklinalfaltenbau (Abb. 2). Die Überlagerung bedingt für die D_2 -Falten am Südrand der jeweiligen Zentralgneisäste Nordvergenz, am Nordrand Südvergenz (FRISCH, 1977). Zusätzlich tauschen ihre nach West abtauchenden Faltenachsen in den Scheitelpunkten der D_3 -Strukturen am Westende des Tauernfensters scheinbare Ostvergenz vor.

Die Strainmarker der untersuchten Grobklastika belegen in diesem Interferenzmuster zwei senkrecht zueinander stehende Längungsrichtungen, deren Orientierung bei einer Projektion in die Kartendarstellung oder das stereographische Netz ausgesprochen geringe Schwankungsbreiten aufzeigt. Die Längungsrichtungen können in ihrer zeitlichen Entstehung und räumlichen Anordnung den beiden Faltungsvorgängen D_2 und D_3 zugeordnet werden.

Während der ersten Beanspruchungsphase, die aufgrund starker NNW–SSE-Einengungen und gleichzeitigen sehr hohen Überlagerungs-Belastungen zu einer ausgeprägt nordvergenten bis liegenden, kurzwelligen, engen bis isoklinalen Faltung (D_2) führt, werden die Gerölle in NNW–SSE-Richtung gelängt. Die Intensität der Verformung hängt dabei von der tektonischen Position ab. Die geringste Auslängung findet sich in den Kernbereichen der D_2 -Falten, die stärkste Beanspruchung in den Umschlagbereichen zwischen D_2 -Mulden und D_2 -Sätteln. Ihr entspricht eine erste (l_1 -) Streckungslineation mit ebenfalls ursprünglicher NNW–SSE-Richtung auf primär leicht südfallenden s_1 -Schieferungsflächen. Die Faltenachsen stehen senkrecht zu dieser Einengung, verlaufen also etwa ENE–WSW. Die deutlich längerwellige D_3 -Faltung bringt dagegen eine Längung der Gerölle entlang ihrer eigenen (b_2 -)Faltenachsen. Sie verläuft kollinear einer gegenüber den b_1 -Achsen kaum veränderten Richtung. Die

D_3 -Überprägung führt zu einer penetrativen, stark nordfallenden s_2 -Schieferung.

Tektonische und lithostratigraphische Detailaufnahmen innerhalb der grobklastischen Metasedimente der „Greinermulde“ (SANDER (1911)) ergeben einen komplizierten Aufbau aus mehreren D_2 -Strukturen zwischen Tuxer Zentralgneis im Norden und Zillertaler Zentralgneis im Süden.

Die „Greinermulde im engeren Sinne“ (LAMMERER, 1986, S. 51) besteht bei lithologisch weitestgehend symmetrischem Aufbau im Liegenden aus Amphiboliten und Serpentiniten der prävariszischen Unteren Schieferhülle. Sie werden zum Hangenden zu von dünnmächtigen, reliktsch erhaltenen Lagen der ebenfalls prävariszischen „Furt-schagelschiefer“ (CHRISTA, 1931) begrenzt.

Die gesamte prävariszische Untere Schieferhülle ist intensiv mit Apliten und Apophysen der variszisch intrudierenden Zentralgranitoide injiziert. Erosionsdiskordant setzen mit der postvariszischen Unteren Schieferhülle zunächst polymikte, schlecht sortierte Konglomerate oder sogar Brekzien ein, die in der D_2 -Greinermulde mit einer lückenlosen Entwicklung unter zunehmendem Rundungsgrad, Sortierung und Auslese bei abnehmenden Geröllvolumina bis hin zu komponentenarmen Ankerschiefern eine vollständige Transgressionsfolge dokumentieren. Die folgenden Einschaltungen von Quarziten, Rauhwacken und Marmoren zeigen zunehmend marinen Einfluß.

Für die postvariszischen Einheiten der D_2 -Greinermulde ergibt sich neben lithostratigraphischen Symmetrien (SCHÖN & LAMMERER, 1988) auch ein homogenes, gleichmäßiges Beanspruchungsmuster (Abb. 3) mit leicht vergentem, engen bis isoklinalen Faltenbau. Dieser war zwar bereits von SANDER (1911) vermutet, aber durch BEHRMANN & FRISCH (1990, S. 137) wieder in Frage gestellt worden.

Aus der Orientierung und den Achsenverhältnissen der finiten Strainellipsoide ist ersichtlich, daß in weiten Bereichen, vor allem den von der D_2 -Auslängung relativ geschonten D_2 -Faltenkernen, die Auslängung in ENE–WSW-Richtung gegenüber der in NNW–SSE-Richtung deutlich überwiegt.

Die fehlende Übereinstimmung zwischen den Maxima von Auslängung ($X : Z$) und k -Wert (FLINN, 1962) liefert einen deutlichen Hinweis auf die mehrphasige Deformationsgeschichte.

Nord- und Südflanke der Greinermulde s.s. weisen ebenso wie zentraler und peripherer Faltenkern im Diagramm nach FLINN (1962) deutliche Unterschiede auf (Abb. 4). Diese Bereiche wurden von den aufeinanderfolgenden Deformationsphasen in unterschiedlicher Intensität erfaßt. Während der Scharnierbereich der D_2 -Struktur von duktiler D_2 -Deformation weitgehend verschont blieb, zeigt die Nordflanke mäßige und die Südflanke starke Beanspruchung in NNW–SSE-Richtung. Die transpressive Überformung (D_3) führte trotz homogener Beanspruchung in ENE–WSW-Richtung zu unterschiedlichen finiten Strainellipsoiden. Im Kernbereich der D_2 -Strukturen herrscht praktisch ausschließlich prolate Deformation vor. Trotz gleichmäßig ansteigender Verformung in X -Richtung (ENE–WSW) kommt es weiter zu den Flanken hin durch Überlagerung der D_3 -Streckung mit der senkrecht zu ihr stehenden D_2 -Längung zu deutlich bis stark oblat überprägten, im Südflügel zu regelrecht ausgewalzten Geröllen. Zum Kontakt hin nimmt die durch D_3 bedingte Auslängung in ENE–WSW-Richtung exponentiell zu, das resultierende Strainellipsoid erhält wieder deutlich prolates

GREINERMULDE

Gelber Dolomitmarmor und Rauhwacke (? M-Trias)

Weißer Quarzit (? U-Trias)
im Bereich W des Pfitscher Jochs
lazulith-, disthen- und hämatitführend

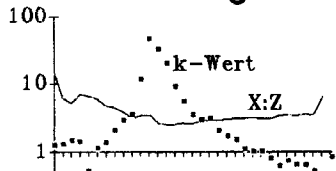
Ankeritschiefer (? UU-Trias)
sehr kleine Gerölle
sehr reifes Geröllspektrum

Epidot-Phengit-Ankerit-Metakonglomerat (? O-Perm)
kleine Gerölle mit sehr guter Zurundung
reifes Geröllspektrum

Granitisches Metakonglomerat (? Perm)
mittelgroße Gerölle mit guter Zurundung
weniger reifes Geröllspektrum
typisch: Gerölle von grobkörnigem Biotitgranit

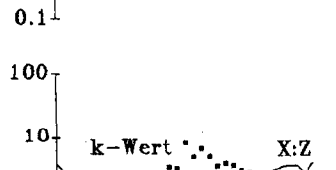
HOCHSTELLER
⊙

KLEINER HOCHSTELLER
⊙



Hornblendeführendes Metakonglomerat,
Hornblendegarbenschiefer (? Perm)
große Gerölle mit mäßiger Zurundung
polymiktes Geröllspektrum

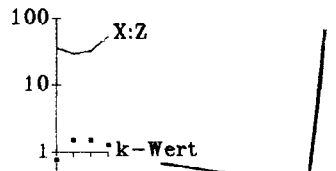
Proximales Metakonglomerat (? OO-Karbon)
sehr große Gerölle mit schlechter Zurundung
polymiktes Geröllspektrum



Amphibolit,
Hornblendegarbenschiefer
(Prävariszisch)

Zentralgneis (Variszisch)
z.T. pyritvererzt

Graphitführender
Biotitschiefer
(Prävariszisch)

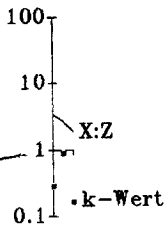
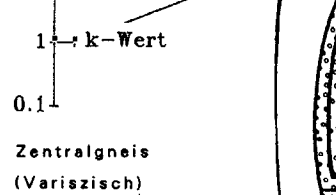


reliktisch:
Graphitführender Biotitschiefer
(Prävariszisch)

Amphibolit, Hornblendegarbenschiefer
(Prävariszisch)



⊙ GROSSER GREINER



Zentralgneis
(Variszisch)

Zentralgneis
(Variszisch)

Reischbergkopf-Rotbachspitze

Greinermulde s.s. -Zentralgneisast (D₂) Hochstellermulde (D₂)
nach LAMMERER [1986] (D₂)

Tuxer Zentralgneisast (D₃/D₂) Greinermulde nach SANDER [1911] (D₃/D₂) Zillertaler Zentralgneisast (D₃/D₂)

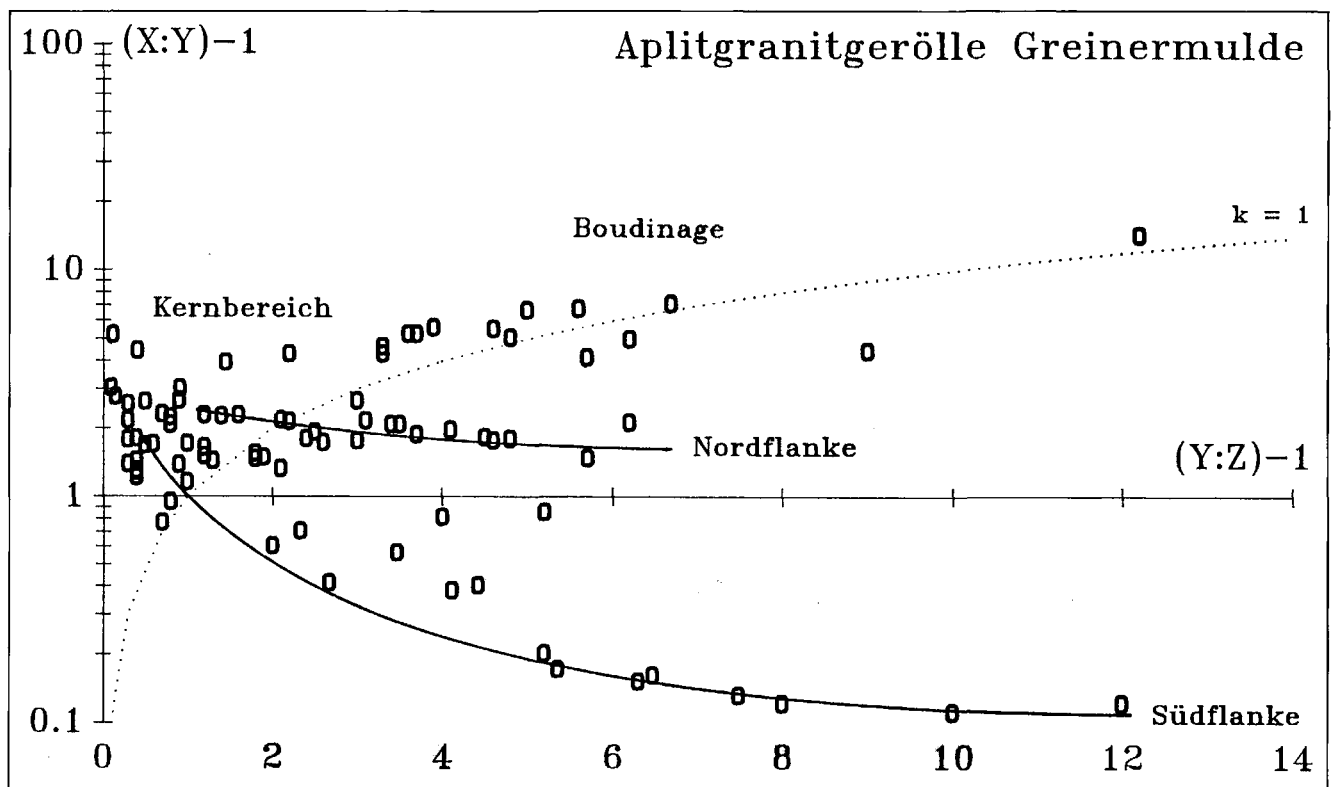


Abb. 4. Vergleichende Darstellung von 90 Strainanalysen an Aplitgranitgeröllen der D_2 -Greinermulde im logarithmischen Diagramm nach FLINN (1962).

Charakter. An der Liegendgrenze der Metakonglomerate kommt es im Kernbereich der D_2 -Greinermulde (Schlegelgrund, Großer Greiner, Schwarzsee) zur syn- bis spät- (D_3 -) deformativen Boudinage.

Die zeitliche Abfolge der Deformationsereignisse läßt sich dabei vor allem anhand der Einregelung porphyroblastischer Minerale verfolgen. So werden zum Beispiel ursprünglich planar in s_1 gesproßte Hornblenden („Garben“) rotiert und unter hoher Beanspruchung, die sich in Verbiegen, Zerstückelung oder Boudinage zeigt, schließlich sekundär linear in I_2 eingeregelt.

Vergleichbare Verhältnisse finden sich in praktisch sämtlichen grobklastischen Gesteinszügen des westlichen Tauernfensters (Tab. 1). Nord- und Südbereich der Einheiten sind meist stark bis extrem oblat deformiert, während im zentralen Bereich deutlich weniger stark oblat oder prolater Strain vorherrscht. Generell kommen in den schlechter untergliederbaren Einheiten (Porphyrmaterialschiefer) für diese Beobachtung rein tektonische Ursachen in Frage. In anderen Bereichen (Schönachmulde, Höllenstein-Tauchsattel, Kirchspitzkristallin) läßt sich unter Berücksichtigung lithostratigraphischer Aspekte ebenso wie in der Greinermulde eindeutiger Faltencharakter belegen.

Von einzelnen Ausnahmen abgesehen, hält sich das $X : Z$ -Verhältnis, also das Maß für die D_3 -Auslängung in ENE-WSW-Richtung, an die auch in der Greinermulde feststellbare Schwankungsbreite. Auffällig ist, daß sich insbesondere in den Tauernnordrand-Strukturen ver-

gleichsweise niedrige oder sogar ausgesprochen niedrige k -Werte finden. Hier ist davon auszugehen, daß die von D_3 überprägte, NNW-SSE-gerichtete D_2 -Streckung unter deutlich höheren Beträgen als in der Greiner- oder auch Schönachmulde verlaufen sein muß.

Besonders mit Annäherung an Überschiebungskontakte mit größerer Transportweite finden sich Bereiche, in denen die längste (X -)Achse des Strainellipsoids nach wie vor in NNW-SSE-Richtung erhalten geblieben ist. Hier überwiegt der Betrag der Deformation durch D_2 gegenüber D_3 . Ein unmittelbarer Zusammenhang der nordvergenten D_2 -Verfaltung mit den ebenfalls nordvergenten Überschiebungen ist wahrscheinlich, ebenso der Ablauf oder die Fortdauer von Überschiebungsbewegungen während plastisch-duktiler Verformungsbedingungen.

Eine auffällig inhomogene Beanspruchung findet sich in einigen Vorkommen der Porphyrmaterialschiefer. Oblat deformierte Bereiche grenzen unmittelbar an eindeutig prolat beanspruchte Zonen. Hier scheint die D_2 -Deformation an konkrete Bewegungsbahnen innerhalb des Gesteins gebunden gewesen zu sein, während zwischenliegende Partien praktisch völlig (D_2 -)geschont blieben.

In den polymikten Metakonglomeraten der Greinermulde und der Schönachmulde liefern die unterschiedlichen finiten Strainellipsoide deutliche Kompetenzunterschiede für die verschiedenen Geröllarten. Klasten, die sich vorwiegend aus Amphibol, Albit, verschiedenen Hellglimmern oder Epidot aufbauen oder zu diesen Mineralen um-

Abb. 3. Leicht schematisiertes Profil durch die liegenden Gesteinseinheiten der D_3 -Greinermulde (SANDER, 1911) im Bereich zwischen Innerem Pfitschtal und Schwarzsee mit fünf Strainprofilen durch die D_2 -Greinermulde, die an Aplitgranitgeröllen aufgenommen wurden. Unübersehbare Symmetrien treten sowohl in lithologischer als auch tektonischer Hinsicht auf (vgl. SCHÖN & LAMMERER, 1989). Die Feststellung, daß größte Auslängung in ENE-WSW-Richtung ($X : Z$) nicht mit den höchsten k -Werten koinzidiert, ist als wichtiges Indiz für die mehrphasige Deformation während plastisch-duktiler Verformungsbedingungen anzusehen.

Tabelle 1.

Zehn ausgewählte Beispiele von Strainellipsoiden aus verschiedenen Gesteinseinheiten und tektonischen Positionen des westlichen Tauernfensters, ermittelt an Aplitgranitgeröllen.

Zum Tauernnordrand hin nimmt die D₂-Beanspruchung in NNW-SSE-Richtung an Intensität zu und überwiegt in einigen Beispielen (nahe an nordvergenten Überschiebungskontakten) sogar gegenüber der nachfolgenden, senkrecht zu ihr stehenden D₃-Auslängung in ENE-WSW-Richtung.

kristallisieren (z.B. Kalksilikat- oder Fuchtschiefergerölle), werden innerhalb derselben strukturellen Position wesentlich intensiver deformiert als Biotitschiefer-, Biotitgranit-, Aplitgranit- und Quarzgerölle. Darüber hinaus zeigen sie beinahe ausschließlich oblate Strainellipsoide, während die kompetenteren Gerölle mit relativ hohem „yield stress“ in den Kernbereichen der Greiner- oder auch der Schönachmulde ausschließlich prolat deformiert werden (Abb. 5).

Nr.	Herkunft	X:Z	Z:Y:X (normiert)	k-Wert
<u>Porphyrmaterialschiefer-"Schuppen"</u>				
14913	Kar NW' Lachtalscharte	7,29	0,29 : 1,65 : 2,10	0,03 *
351X3	Straße Finkenberg - Astegg, 980 mNW	8,04	0,41 : 0,75 : 3,26	4,04
35203	Scharte N' Brandberger Kolm	2,45	0,57 : 1,27 : 1,39	0,06 *
353X2	Innere Höhe	64,6	0,07 : 2,86 : 4,75	0,02
<u>Höllenstein-Tauchsattel</u>				
35113	Höllenstein Nordflanke	5,12	0,36 : 1,52 : 1,83	0,06
35125	Höllenstein	7,33	0,36 : 1,05 : 2,64	0,79
<u>Kirchspitzkristallin</u>				
15002	Kirchspitze Westflanke	13,2	0,19 : 2,16 : 2,47	0,01
<u>Sedimenthülle Tuxer Zentralgneis</u>				
35101	Rauhegg Westflanke	22,2	0,16 : 1,71 : 3,60	0,11
17624	SSW' Spannaglhaus	12,6	0,23 : 1,53 : 2,86	0,15
<u>Schönachmulde</u>				
352B3	Ahornspitze Südflanke	13,7	0,31 : 0,75 : 4,27	3,31
* X-Achse in NNW-SSE-Richtung				

4. Verformungsbedingungen

Auffallend ist, daß die mit der raschen Übereinanderstapelung stark nordvergenter Isoklinalfalten (D₂) einhergehende NNW-SSE-Auslängung vor allem an Kalksilikat- und Fuchtschiefer-, aber auch an Amphibolit-, Marmor-

oder Serpentiniteröllen auftritt. Dabei bleiben die kurzwelligen engen bis isoklinalen Falten auf den Bereich der Unteren Schieferhülle und die hangenden Partien der „rigiden Zentralgneiswalzen“ (FRISCH, 1977) beschränkt. Biotitschiefer-, Biotitgranit-, Aplitgranit- und Quarzgerölle sind von der NNW-SSE gerichteten Auslängung nur untergeordnet betroffen, ebenso wie die zentralen Bereiche der Zentralgneise. Die hohen Kompetenzunterschiede weisen dabei wahrscheinlich auf eine Verformung unter relativ niedrigen Temperaturen (T ≤ 450°C) hin, wie sie SILVERSTONE et al. (1984) in

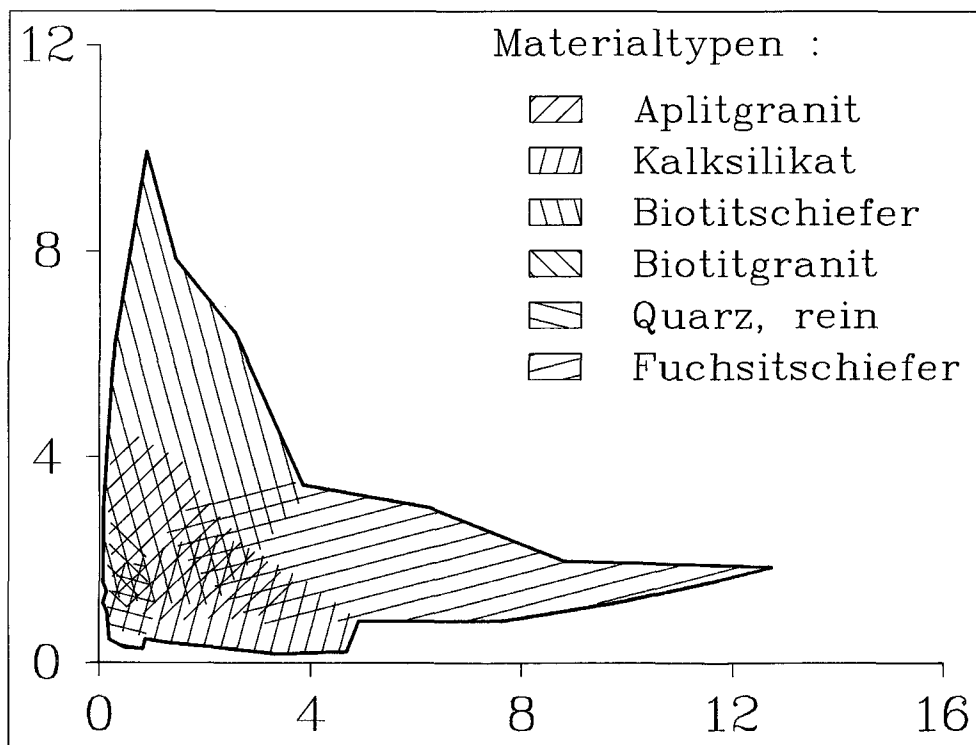


Abb. 5.

Zusammenstellung von 312 Strainanalysen an sechs verschiedenen Geröllarten im Kernbereich der D₂-Greiner- oder auch der Schönachmulde (östliches Hauptental, westliches Schlegeistal) im Diagramm nach FLINN (1962).

Das sich während der zwei Beanspruchungsphasen aufgrund variierender Temperaturbedingungen verändernde Kompetenzverhalten führt zu unterschiedlichem Strain verschiedener Materialtypen bei identischer tektonischer Beanspruchung innerhalb derselben strukturellen Position.

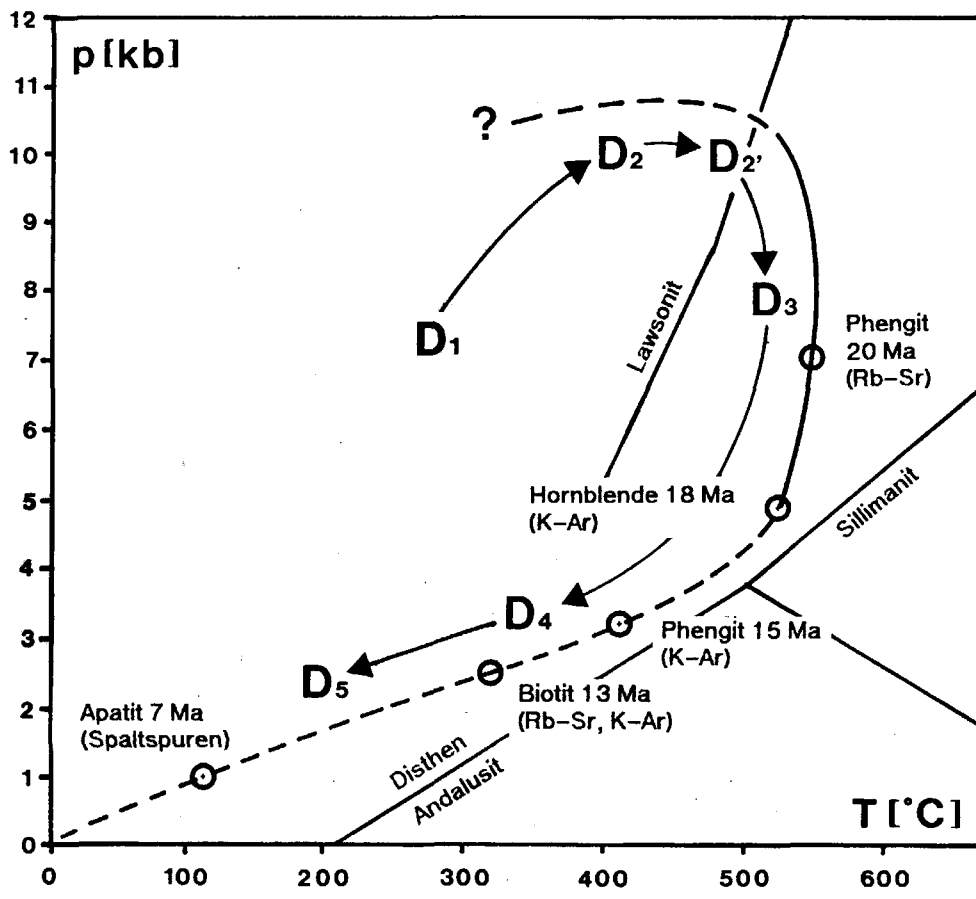


Abb. 6.
PTtD-Pfad, basierend auf dem in LAMMERER & MORTEANI (1990) veröffentlichten, durch BLANCKENBURG et al. (1989) modifizierten PTt-Pfad von SELVERSTONE et al. (1984).

BLANCKENBURG et al. (1989) gelangen aufgrund der Spaltspurendatierungen an Apatit durch GRUNDMANN & MORTEANI (1985) zur Auffassung, daß der ursprünglich von SELVERSTONE et al. (1984) vorgeschlagene PTt-Pfad im unteren Bereich zu geringe Drucke ergibt. Der hier wiedergegebene korrigierte Verlauf stimmt mit der Beobachtung überein, daß innerhalb der zweifelsfrei alpidisch eingestellten Paragenesen Disthen als einzige Al_2SiO_5 -Modifikation auftritt (SCHÖN, 1988, unpubl.)

Verbindung mit hohen Druckverhältnissen (bis zu 11 kbar) im Rahmen einer frühalpidischen Versenkungsmetamorphose beschreiben.

Die anschließende stärkere Erwärmung auf Temperaturen von bis zu 525°C, im Höchstfall 550°C (MORTEANI, 1971; HOERNES, 1973; HOERNES & FRIEDRICHSEN, 1974; SELVERSTONE et al., 1984; SELVERSTONE, 1985, 1986) (Abb. 6) ermöglicht bei bereits wieder einsetzender Hebung des Bereiches – BEHRMANN & FRISCH (1990, S. 135) gehen von einer geschätzten Dekompression um 2 kbar aus – zu diesem Zeitpunkt durchgreifende transpressive D_3 -Verformung. Die höheren Temperaturen lassen die bis dahin bestimmenden Kompetenzunterschiede zwischen den verschiedenen Materialien zurücktreten. Die der D_3 -Deformation zugehörige ENE-WSW gerichtete Auslängung erfaßt in gleicher Weise sämtliche Gerölltypen. Sie führt bei den vorher stark in NNW-SSE-Richtung beanspruchten Kalksilikat- und Fuchtschiefergeröllen zu einem nun in praktisch sämtlichen Positionen des Interferenzmusters oblaten, bei den innerhalb polymikter Metakonglomerate vorher eher geschonten quarz- und feldspatreichen, homogenen Komponenten zu deutlich prolaten finiten Strainellipsoiden.

Auch die Zentralgneiskomplexe werden unter den nun deutlich höheren Temperaturbedingungen von der transpressiven D_3 -Dynamik erfaßt und erfahren in sämtlichen Bereichen eine ebenfalls ENE-WSW gerichtete, stark prolate Deformation (WEGER, frdl. mdl. Mitt.).

Bei wieder abnehmenden Temperaturen ($\leq 500^\circ\text{C}$) verlagern sich die Deformationsereignisse in die Kontaktbereiche der jeweiligen Gesteinskomplexe. Am stark boudinierten Formscluß der Greinermulde (Schlegeis-Ostflanke, Großer Greiner) findet an der Basis der postvariszischen Transgressionsserie spät- D_3 -deformativ unter fortgesetz-

ter Zerschering in der Gesteinsmatrix die Einstellung der Paragenese Quarz – Calcit – Klinozoisit – Hellglimmer \pm Akzessorien statt (SCHÖN, 1988, unpubl.). Auch der Geröllbestand an sich wird stark angegriffen oder völlig zerstört. Anhaltende Auslängung in ENE-WSW-Richtung leitet den Übergang von plastisch-duktilen zu duktil-spröden und schließlich spröden (D_4, D_5 -) Deformationsmechanismen ein. Als metamorph-fazieskritische Anzeiger der nachlassenden Temperaturbedingungen sind die retrograde Chloritisierung von Amphibolen, die Umsetzung von Serpentinmineralen zu Hellglimmer, Säume von Klinozoisit um Epidot und Entmischungslamellen in Ankeritporphyroblasten anzusehen. Als Indikatoren für den auch unter nachlassenden Temperaturen weiter anhaltenden Streß sind die zunächst duktile, später spröde Durchtrennung und gleichzeitige lineare Einregelung (in I_2) bereits frühalpidisch in s_1 gesproßter Minerale, etwa von Amphibol, Turmalin oder Disthen zu nennen.

5. Schlußfolgerungen

Die flächenhafte vergleichende Aufnahme von rund 700 Strainanalysen im westlichen Tauernfenster belegt die bereits von LAMMERER (1986, 1988) vermutete Überlagerung zweier alpidischer Deformationsereignisse (D_2, D_3) während plastisch-duktiler Verformungsbedingungen.

Beide Deformationsphasen zeigen eine starke, sich in ihrer Orientierung kaum verändernde, NNW-SSE gerichtete Einengung an. Der graduelle Übergang zwischen den grundlegend verschiedenen Deformationsstilen ist jedoch vermutlich nicht auf einen großdimensionalen Wechsel der Beanspruchungsrichtungen, sondern auf geringfügige

ge Veränderungen der Druck- und Temperaturverhältnisse sowie der Streßproportionierung zurückzuführen.

Eine Längung in NNW–SSE-Richtung bleibt in polymikten Metakonglomeraten weitgehend auf den Geröll- und Materialbestand beschränkt, der sich aus unter den Bedingungen druckbetonter Grünschieferfazies umkristallisierenden Mineralen zusammensetzt. Die vorliegenden PT-Verhältnisse dokumentieren nach SELVERSTONE et al. (1984) eine Verenkungsmetamorphose, die als Folge rascher Faltung, Überfaltung und Überschiebung des Südrandes des alpeuropäischen Kontinentes anzusehen ist. Die zugehörige Deformation (D_2) führt zur Ausbildung stark nordvergenger bis liegender, kurzweiliger Isoklinalfalten. Dabei zeigen die beteiligten Materialien deutliche Kompetenzunterschiede, die in höheren Krustenstockwerken (Ostalpine Einheiten, Obere Schieferhülle) Abscherungen und Deckenüberschiebungen nach sich ziehen.

Erst im weiteren Verlauf der PT-Entwicklung kommt es unter im wesentlichen unverändertem Druck zu einer allmählichen Aufheizung der Gesteine bis auf Temperaturen von maximal etwa 525°C–550°C. Während dieser Phase treten die Kompetenzunterschiede zwischen den verschiedenen Materialien deutlich zurück. Die Verformbarkeit des gesamten parautochthonen Komplexes, also von Unterer Schieferhülle einschließlich Zentralgneisen, nimmt stark zu. Transpressive Deformation (D_3) greift in den Metakonglomeraten auch auf die ursprünglich gegenüber der D_2 -Verformung noch relativ kompetenten Aplitgranit- oder Quarzgerölle, innerhalb der Großeinheiten auch auf die Zentralgneise über. Sie führt zur durchgreifenden prolaten Auslängung sämtlicher Gesteinseinheiten des westlichen Tauernfensters in ENE–WSW-Richtung.

Nur in Bereichen des Tauernnordrandes war die Beanspruchung in NNW–SSE-Richtung so dominant, daß die längste Achse des finiten Strainellipsoides durch die anschließende D_3 -Verformung nicht oder gerade noch umorientiert werden konnte. Hier kommt es zu extrem oblaten Deformationserscheinungen, in einigen Fällen bleibt die längste Achse des Strainellipsoides in Richtung der D_2 -Streckung (NNW–SSE) erhalten.

Mit fortschreitender Hebung und allmählich einsetzender Abkühlung der Gesteine verlagert sich der Strain zunehmend wieder in konkrete, gut abgrenzbare Bewegungsbahnen. Scherzonen, sc-Gefüge, mineralisierte Klüfte und Mylonithorizonte belegen für diese Phase (D_4) noch duktilspröde Verformung, folgen in ihrer geometrischen Anordnung aber weitestgehend den durch D_3 vorgegebenen Orientierungen. Als Anzeiger mechanisch-spröder Deformation (D_5) finden sich nichtmineralisierte Klüfte, Kataklastizone sowie die im Gesamtbereich des Tauernfensters seltenen Verwerfungen in Ost-West-Richtung (etwa N von Mayrhofen).

Dank

Diese Arbeit ist Teil eines Projektes und wurde durch die Deutsche Forschungsgemeinschaft finanziell unterstützt (DFG La 444/3–1). Die Tauernkraftwerke AG sowie die Salzburger Aktiengesellschaft für Elektrizitätsgewinnung ermöglichten Tunnel- und Stollenbegehungen. M. WEGER und M. OEHLKE vermittelten dieser Arbeit verschiedene Impulse. Den genannten Institutionen und Personen gebührt unser Dank. Für die kritische Durchsicht einer früheren Fassung des Manuskriptes sowie ihre konstruktiven Verbesserungsvorschläge danken wir den Herren J.H. KRÜHL sowie einem uns namentlich nicht bekannten Referenten.

Literatur

- BEHRMANN, J.B. & FRISCH, W. (1990): Sinistral ductile shearing associated with metamorphic decompression in the Tauern Window, Eastern Alps. – *Jb. Geol. B.-A.*, **133/2**, S. 135–146.
- BLANCKENBURG, F. V., VILLA, I., BAUR, H., MORTEANI, G. & STEIGER, R. (1989): Time calibration of a PT-path from the western Tauern Window, Eastern Alps: The problem of closure temperatures. – *Contr. Min. Petr.*, **101**, S. 1–11.
- DE PAOR, D.G. (1988): Rf/ ϕ f strain analysis using an orientation net. – *Journ. Struct. Geol.*, **10/4**, S. 323–333.
- FLINN, D. (1962): On folding during three-dimensional progressive deformation. – *Q. Journ. geol. Soc. London*, **118**, S. 385–428.
- FRISCH, W. (1975): Ein Typ-Profil durch die Schieferhülle des Tauernfensters: Das Profil am Wolfendorn (westlicher Tuxer Hauptkamm, Tirol). – *Verh. Geol. B.-A.*, **1974**, 2–3, S. 201–221.
- FRISCH, W. (1977): Der alpidische Internbau der Venedigerdecke im westlichen Tauernfenster (Ostalpen). – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **11**, S. 675–696.
- FRY, N. (1979): Random point distributions and strain measurement in rocks. – *Tectonophysics*, **60**, S. 89–105.
- GRUNDMANN, G. & MORTEANI, G. (1985): The young uplift and thermal history of the central Eastern Alps (Austria/Italy), evidence from fission track ages. – *Jb. Geol. B.-A.*, **128**, S. 197–216.
- HOERNES, S. (1973): Untersuchungen zur Metamorphose in den westlichen Hohen Tauern (Österreich). – *Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, **20**, S. 81–106.
- HOERNES, S. & FRIEDRICHSEN, H. (1974): Oxygen isotope studies on metamorphic rocks of the western Hohe Tauern area (Austria). – *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, **54**, S. 769–788.
- LAMMERER, B. (1986): Das Autochthon im westlichen Tauernfenster. – *Jb. geol. B.-A.*, **129/1**, S. 51–67.
- LAMMERER, B. (1988): Thrust-regime and transpression-regime tectonics in the Tauern Window (Eastern Alps). – *Geol. Rundschau*, **77/1**, S. 143–156.
- LAMMERER, B. & MORTEANI, G. (1990): Exkursion E 8: Schlegeis und Pfitscher Joch, Zillertaler Alpen. – *Mitt. Österr. Min. Ges.*, **135**, S. 185–197.
- MORTEANI, G. (1971): Gliederung und Metamorphose der Serien zwischen Stillupptal und Schlegeistal (Zillertaler Alpen, Nordtirol). – *Verh. Geol. B.-A.*, **1971/2**, S. 287–314.
- PANOZZO, R. (1983): Two-dimensional analysis of shape fabric using projections of digitized lines in a plane. – *Tectonophysics*, **95**, S. 279–294.
- RAMBERG, H. (1955): Natural and experimental boudinage and pinch-and-swell structures. – *Journ. Geol.*, **63/6**, S. 512–526.
- RAMSAY, J.G. (1967): *Folding and fracturing of rocks.* – 568 S., McGraw Hill, New York.
- SANDER, B. (1911): Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern (Erster Bericht). – *Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl.*, **82**, S. 257–319.
- SCHÖN, C. (1988): Die Geologie des Schlegeistals und des östlichen Hauptentals, Zillertaler Alpen, Tirol, unter besonderer Berücksichtigung der postvariszischen Metakonglomerate. – Unveröff. Diplomarbeit, 136 S. + 4 Tafeln, Ludwig-Maximilians-Universität, München.
- SCHÖN, C. & LAMMERER, B. (1989): Die postvariszischen Metakonglomerate des westlichen Tauernfensters, Österreich. – *Mitt. österr. geol. Ges.*, **81** (1988), S. 219–232.
- SELVERSTONE, J. (1985): Petrologic constraints on imbrication, metamorphism, and uplift in the SW Tauern Window, Eastern Alps. – *Tectonics*, **4/7**, S. 687–704.
- SELVERSTONE, J. (1988): Evidence for East-West crustal extension in the Eastern Alps: implications for the unroofing history of the Tauern Window. – *Tectonics*, **7/1**, S. 87–105.
- SELVERSTONE, J., SPEAR, F.S., FRANZ, G. & MORTEANI, G. (1984): High pressure metamorphism in the SW Tauern Window, Austria: P-T paths from hornblende-kyanite-staurolite schists. – *Journ. Petrol.*, **25**, S. 501–532.
- WEGER, M. (1991): Ellipot – a program to view and analyze spatial distributions of ellipses. – *Comp. & Geosci.*, **17/2**, S. 291–300.