Zeitschrift: Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen = Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie

Band: 68 (1988)

Heft: 3: Geodynamik des eurpäoschen Variszikums : Kaledonisch-Variszische Strukturen in den Alpen

Artikel: Deformation und Metamorphose im ostalpinen Altkristallin südlich des Tauernfensters (südliche Deferegger Alpen, Österreich)

Autor: Schulz, Bernhard

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-52077

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 17.07.2025

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, https://www.e-periodica.ch

SCHWEIZ. MINERAL. PETROGR. MITT. 68, 397-406, 1988

Deformation und Metamorphose im ostalpinen Altkristallin südlich des Tauernfensters (südliche Defereggen Alpen, Österreich)

von *Bernhard Schulz*[1]

Abstract

After acid intrusions of Caledonian age, strong rotational deformation D2 produced a main foliation S2. Isoclinal folds, sheath folds and calcsilicate-gneiss-bodies were generated in paragneisses. Predominating progressive simple shear during D2 deformed a thick crustal pile under conditions of upper low-grade metamorphism. Variscan shortening D3 with local steeply plunging folds and "Schlingen"-structures followed. At first D3 was accompanied by pressure-dominated, later by temperature-dominated medium-grade metamorphism. This two-phase deformation history during increasing Variscan metamorphism possibly has been caused by stacking (D2) and shortening (D3) of upper crust at Variscan collisional orogeny. Rotational deformation D4 with generation of shear-band-foliation and simultaneous lower low-grade metamorphism later affected the eastern part of the studied area. Alpidic shortening D5 and cold deformation completed the evolution of para- and ortho-gneisses to the south of the Defereggen-Antholz-Vals-Line (DAV).

Keywords: Austroalpine, Variscan, Schlingen structures, sheath folds, shear deformation.

Zusammenfassung

Nach sauren Intrusionen kaledonischen Alters führte starke rotationale Deformation D2 zur Hauptschieferung S2. Isoklinalfalten, Futteralfalten (sheath folds) und Kalksilikatgneis-Körper entstanden in Paragneisen. Die bei D2 vorherrschende fortschreitende einfache Scherung erfasste einen mächtigen Krustenbereich unter Bedingungen höherer grünschieferfazieller Metamorphose. Es folgte variskische Einengung D3 mit lokal steilachsiger Faltung und Schlingenstrukturen. Anfangs druckbetonte, später temperaturbetonte amphibolitfazielle Metamorphose begleitete D3. Diese zweiphasige Deformationsgeschichte im prograden Teil der variskischen Metamorphose kann möglicherweise auf Stapelung (D2) und Einengung (D3) oberer Kruste während eines variskischen Kollisionsereignisses zurückgeführt werden. Wiederum rotationale Deformation D4 mit Bildung einer Scherbandfoliation und gleichzeitige niedrige grünschieferfazielle Metamorphose beeinflussten danach den östlichen Teil des Untersuchungsgebiets. Alpidische Einengung D5 und Kaltdeformation schlossen die Entwicklung der Para- und Orthogneise südlich der Defereggen-Antholz-Vals-Linie (DAV) ab.

Einleitung

Das Kristallin zwischen Tauernfenster und Puster-Linie (PL) gehört zum ostalpinen Deckenkomplex und wurde dem Mittelostalpin zugeordnet (TOLLMANN, 1977). Die W-E streichende steilstehende jungalpine mylonitische Defereggen-Antholz-Vals-Linie (DAV) mit sinistralem Schersinn und kleiner vertikaler Bewegungskomponente (KLEINSCHRODT, 1987) teilt den Kristallinkomplex («Altkristallin») in zwei Einheiten (BORSI et al., 1978; STÖCKHERT, 1985). In der nördlichen Einheit überprägten alt- und jungalpine Ereignisse bereits variskisch und vorher verformte Gneise. Para- und Orthogneise der südlichen Einheit dagegen zei-

[1] Institut für Geologie und Mineralogie der Universität, Schlossgarten 5, D-8520 Erlangen.

gen nur geringe alpidische Beeinflussung und enthalten vorwiegend ältere Gefüge.

Das Untersuchungsgebiet südlich der DAV (s. Abb. 1) umfasst Bereiche mit steilachsigen Falten und Schlingenstrukturen (SCHMIDEGG, 1936). Orthogneise sind südlich der kataklastischen Kalkstein-Vallarga-Linie (KV) weit verbreitet (PECCERILLO et al., 1979). Im östlichen Teil dieser Störung befindet sich die eingeschuppte und eingefaltete Permotrias von Kalkstein (SCHMIDEGG, 1937); GUHL und TROLL, 1977, 1987); ein kleines weiteres Trias-Vorkommen liegt unmittelbar südlich der DAV (SENARCLENS-GRANCY, 1964). An der Markinkele-Linie (M) (HEINISCH und SCHMIDT, 1984) im SE des Gebiets ist ein Übergang zwischen Altkristallin und Thurntaler Quarzphyllit ausgebildet.

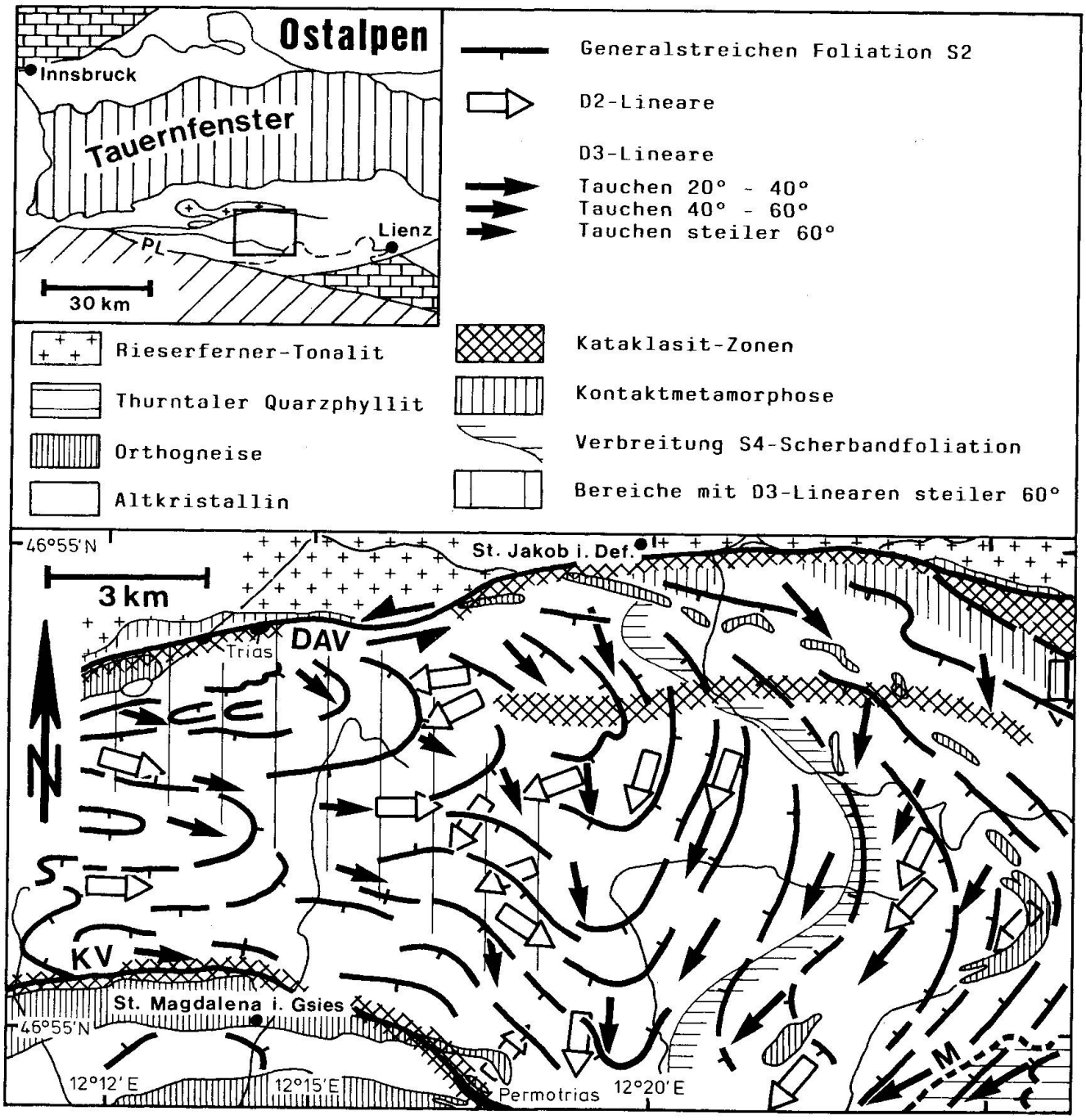

Abb. 1 Lage, geologische Gliederung und Strukturen des Untersuchungsgebiets. Deferegger Schlinge im W, Arntaler Schlinge im Zentralbereich, Hochgrabe-Synform im E. DAV - Defereggen-Antholz-Vals-Linie (jungalpine Störung); KV - Kalkstein-Vallarga-Linie; M - Markinkele-Linie; PL - Puster-Linie.

Die Orthogneise südlich der KV weisen ein Rb/Sr-Gesamtgesteinsalter von 434 ± 4 Ma auf (BORSI et al., 1973) und sind in Paragneise mit einem Rb/Sr-Gesamtgesteinsalter von 497 ± 38 Ma (BORSI et al., 1973) eingelagert. Rb/Sr-Muscovit- und -Biotit-Alter in Para- und Orthogneisen südlich der DAV und KV liegen generell um 300 Ma (BORSI et al., 1973, 1978). Diese Daten deuteten nach SASSI et al. (1974) und BORSI et al. (1973, 1978) auf eine amphibolitfazielle kaledonische Hauptmetamorphose mit anschliessendem sauren Plutonismus und spätere variskische grünschieferfazielle Überprägung mit entsprechender Verjüngung der Glimmeralter. Eine kaledonische Orogenese im Ostalpin südlich des Tauernfensters wurde von den Autoren daraufhin postuliert. Im Gegensatz dazu beschrieb STÖCKHERT (1982, 1985) eine amphibolitfazielle variskische Metamorphose im Südtiroler Anteil des Altkristallins zwischen DAV und Puster-Linie.

Steilachsige Falten und Schlingenstrukturen des südlichen Deferegger Altkristallins konnten anhand der Glimmeralter als mindestens variskisch eingestuft werden; dies wurde bereits von SCHMIDEGG (1936) vermutet. Schlingentektonik und steilachsige Faltung (D3) waren jedoch nicht das älteste Deformationsereignis. Es gingen erkennbar zwei Deformationen, darunter eine intensive Scherdeformation D2, voraus (SCHULZ, 1988). Insgesamt prägten fünf Deformationsphasen und drei Metamorphoseabschnitte die Paragneise.

Petrographie des Altkristallins südlich der DAV

Das Altkristallin zwischen DAV und KV wird zum grössten Teil von stark wechsellagernden Paragneisen aufgebaut, die sich in zwei Mischreihen gliedern lassen. Eine Quarzit-Gneis-Mischreihe wird aus Glimmer-Quarzit-, Feldspat-Quarzit- und Feldspat-Gneisen gebildet; teilweise muscovit- oder biotit-betonte fein- bis grobkörnige Plagioklas-Gneise und mineralführende (Granat, Staurolith, Kyanit, Sillimanit) Plagioklas-Gneise bauen die Zweiglimmer-Plagioklas-Mischreihe auf (s. Abb. 2). Plagioklas-Schiefer sind eine durch Deformation D4 verursachte Variante. Zwischen den einzelnen Gesteinen der jeweiligen Mischreihen gibt es Übergangstypen.

Marmore, graphitführende Gneise, Amphibolite und Kalksilikatgneise treten selten und nur in cm- bis dm-dünnen Lagen auf. Mikroklinführende Muscovit-Quarz-Feldspat-Gneise (Metatuffite?) sind manchmal mit Marmoren und graphitführenden Gneisen vergesellschaftet.

Im NE gibt es vermehrt feinkörnige Biotit-Gneise. Kontaktmetamorphose führte hier in einer aplitdurchaderten Zone zum Wachstum fibroblastischen Sillimanits (s. Abb. 1). Dieser Bereich gehörte wahrscheinlich ursprünglich zum Nebengestein des im Oligozän eingedrungenen Rieserferner-Tonalits und wurde durch die Bewegungen jungalpinen Alters an der DAV von der Intrusion getrennt.

Südlich der DAV und KV lassen sich mehrere Orthogneis-Typen mit räumlich getrennten Vorkommen unterscheiden (s. Abb. 1). Alle Typen liegen im Granodiorit-Feld des Streckeisendiagramms.

Unmittelbar südlich der KV kommen grobkörnige Muscovit-Orthogneise mit Mikroklin-Augen vor (Orthogneise von Antholz). Ein kleines Areal mit Mikroklin-Augengneis liegt

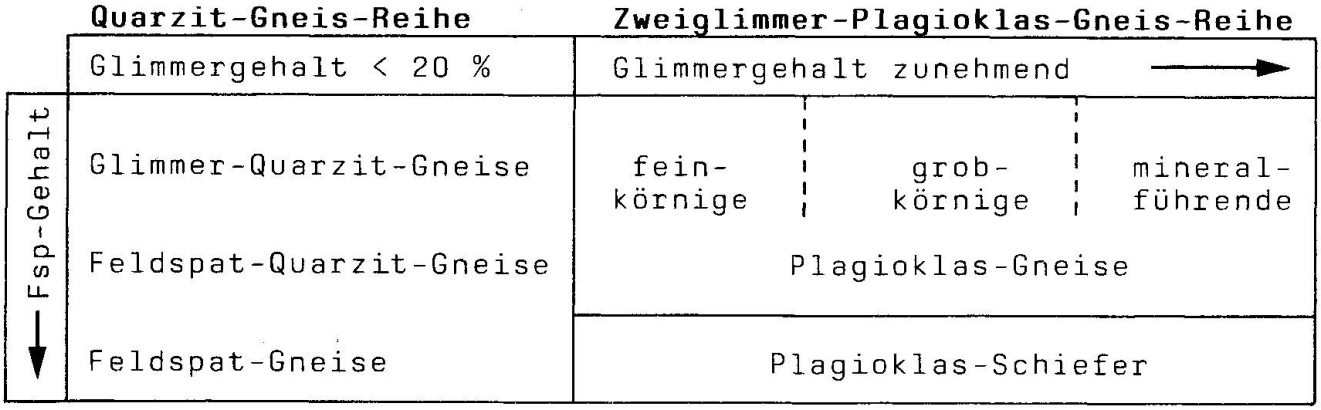

Abb. 2 Gliederung der Paragneise im Altkristallin südlich der Defereggen-Antholz-Vals-Linie. Fsp - Feldspat; mineralführend - mit Granat, Staurolith, Kyanit und Sillimanit.

südlich der DAV. Dunklere Biotit-Orthogneise (Orthogneise von Gsies) am Südrand des Untersuchungsgebiets sind in grob- und feinkörnigen Varietäten zu finden. Neben Gneisen mit betonter Ausbildung der Foliation (S-Tektonite) oder mit Foliation und Lineation (L-S-Tektonite) kommen hier auch Typen mit ausgesprochen linearer Anisotropie (L-Tektonite) vor. Foliationsparallele Körper aus homogen feinkörnigen Klinozoisit-führenden Biotit-Orthogneisen (Orthogneise von der Hochgrabe) gibt es im Osten. Nach NW streichende Züge aus Klinozoisit-(Amphibol)-Gneisen schliessen sich diesen Orthogneisen an und verlaufen bis südlich St. Jakob (s. Abb. 1). Möglicherweise handelt es sich hier um extrem zerscherte und stark umgewandelte ehemalige Orthogneise.

Alle Gneise zeigen eine Hauptfoliation (bei Paragneisen S2, bei Orthogneisen erste Foliation) parallel zu differenzierter Lagigkeit und Materialwechsel. In glimmerarmen Para- und Orthogneisen (Glimmergehalt < 20%) ist ein Kornregelungslinear (Lkr, Lkr3), in glimmerreichen Paragneisen (Glimmergehalt > 20%) ein Crenulationslinear Lcr3 auf der Foliationsfläche ausgebildet.

D1- und D2-Strukturen

In Paragneisen sind vereinzelt foliationsparallele dünne reine Quarz-Lagen eingeschaltet. Diese Lagen können (nach VOLL, 1968) als Relikte einer aus erster Deformation D1 hervorgegangenen Schieferung S1 angesehen werden.

D2 überwältigte – bis auf die Quarzlagen – alle älteren Gefüge im mesoskopischen Bereich. Eine neue Hauptfoliation S2 entstand in glimmerreichen Gesteinen. Glimmerarme Gesteinspartien wurden im mm- bis dm-Bereich isoklinal verfaltet und erhielten ein Kornregelungslinear Lkr. S2 ist hier Achsenflächenschieferung. Vor D2 eingedrungene Orthogesteinskörper (die späteren Orthogneise) bekamen bei D2 ihre erste Foliation und eine Lineation mit in Lineationsrichtung rotierten asymmetrisch ausgeschwänzten Mikroklin-Augen. Isoklinale Verfaltung tritt hier nicht auf. Linear und Foliation der Orthogneise verlaufen konkordant zu Kornregelung und S2 der Paragneise.

Neben kongruenten D2-Isoklinalfalten mit teilweise spitzwinklig zur Faltenachse verlaufendem Kornregelungslinear (s. Abb. 3a) entstanden Futteralfalten («sheath folds» nach QUINQUIS et al., 1978) mit stark gebogenen Faltenachsen. Die Futteralfalten sind zungen- bis zigarrenförmig in Lineationsrichtung (≅ x) langgestreckt und können in Quarzit-, Biotit-Plagioklas- und Kalksilikat-Gneisen sowie im Marmor vorkommen (s. Abb. 3b).

Zudem treten Kalksilikatgneis-Körper in Paragneisen auf. Diese auffallenden Strukturen sind im Schnitt senkrecht zur Lineation spitz- bis längsoval oder rundlich und bis dm-gross. Die Längserstreckung der Körper parallel zur Kornregelungslineation (≅ X) übertrifft deren Querschnitt um ein Vielfaches; die Körper sind zungen- bis zigarrenförmig ausgebildet. Besonders augenfällig ist der Zonarbau der Körper: Um einen meist hellen rötlichen oder weisslichen Klinozoisit-reichen Kern schliesst sich scharf abgegrenzt eine dunkle Amphibol-führende Randzone. Die Strukturen kommen in einer Lage aufgereiht oder in parallelen Horizonten angeordnet vor und teilen oder vereinen sich in Lineationsrichtung (s. Abb. 3c).

Im Westen des Untersuchungsgebietes streichen die D2-Lineare (Faltenachsen, Körperlängsachsen, Kornregelungslineationen Lkr) in W-E-Richtung und im Osten nach S bis SW (s. Abb. 1).

D3-Strukturen (steilachsige Falten, Schlingen)

Während D3 wurden S2 und D2-Strukturen überfaltet (s. Abb. 3d). Meist verlaufen die Richtungen von D3-Linearen (D3-Faltenachsen, Crenulationslineare Lcr3, Kornregelungslineare Lkr3) parallel zu älteren D2-Linearen. Eine bei D2 angelegte lineare Anisotropie bestimmte somit die räumliche Orientierung jüngerer D3-Lineare. Die Grösse der D3-Falten reicht vom m- bis zum mm-Bereich. Vor allem glimmerreiche Gneise sind feinverfältelt und crenuliert (Lcr3). Manchmal bildete sich hier aus den Flanken der Crenulationsfältchen eine Crenulationsschieferung S3. Es kommen offene bis enge, runde bis winklige, monokline und rhombische Falten vor. Monokline Falten sind oft als parasitäre Kleinstrukturen grösserer Syn- und Antiformen im 100 m- bis km-Bereich entwickelt. Örtlich treten polyklinale, disharmonische und konvolute Falten auf. Bei den Orthogneisen ist D3 kaum auffällig; diese Gesteine wurden nur selten zu offenen Falten deformiert.

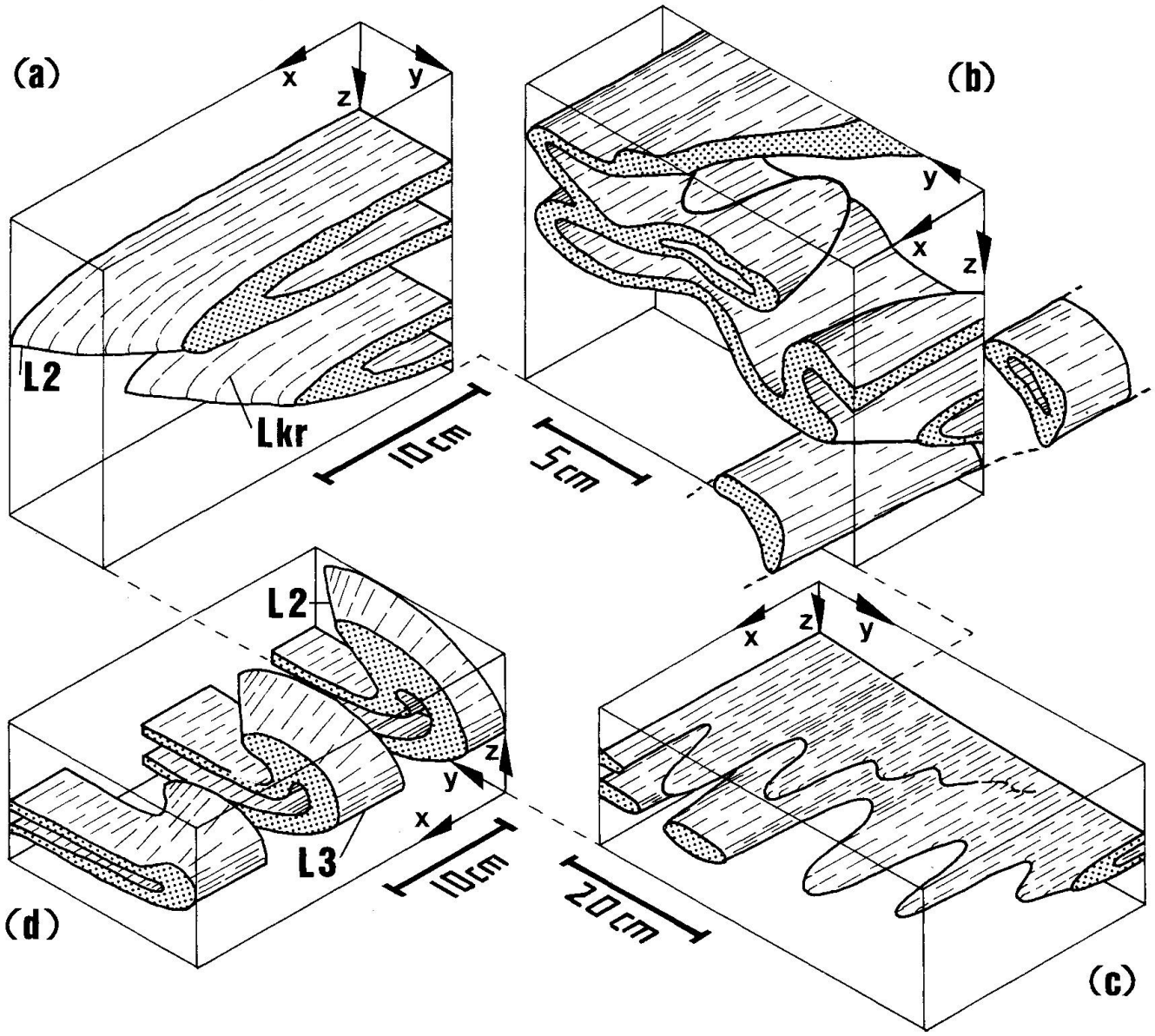

Abb. 3 a) Isoklinale D2-Falten mit Kornregelungslinearen winklig zur Faltenachse. b) Zungen- und stengelförmige Futteralfalten aus einer Kalksilikatgneis-Lage; jüngere offene D3-Überfaltung. c) Räumliche Anordnung zonarer Kalksilikatgneis-Körper; die Kernbereiche sind schematisch dargestellt. d) Von D3 überfaltete D2-Isoklinalfalte in Kalksilikatgneis-Lage; die Faltenachsen liegen spitzwinklig zueinander. x, y, z – Gefügeachsen; L2, L3 – Faltenachsen; Lkr – Kornregelungslinear.

Anhand des Generalstreichens von S2 und den Lagen von D3-Linearen kann das Untersuchungsgebiet in drei tektonische Grossbereiche aufgegliedert werden (s. Abb. 1).

Der westliche Bereich wird aus mehreren W-E streichenden kilometergrossen Syn- und Antiformen aufgebaut. Besonders steilachsige parasitäre Verfaltung mit Achsentauchen bis 80° nach SE tritt im Kern der nördlichsten Grossstruktur, der «Deferegger Schlinge», auf (s. Abb. 4). Flaches (10°–20°) S-Tauchen von D3-Linearen herrscht dagegen im Norden des mittleren Bereichs. Im Süden dieses Bereichs tauchen die D3-Lineare dann 40° bis 50° nach S. Die Foliation biegt grossräumig um und bildet die «Arntaler Schlinge».

Aus den geometrischen Beziehungen zwischen S2 und D3-Linearen im westlichen und mittleren Grossbereich ergeben sich keine Hinweise auf Steilstellung von D3-Linearen durch jüngere Überfaltung. Steile Lineare waren ursprünglich steil angelegt (bezogen auf die heutige Anschnittfläche) und gehen lateral allmählich in flachere Lagen über. Die «Schlin-

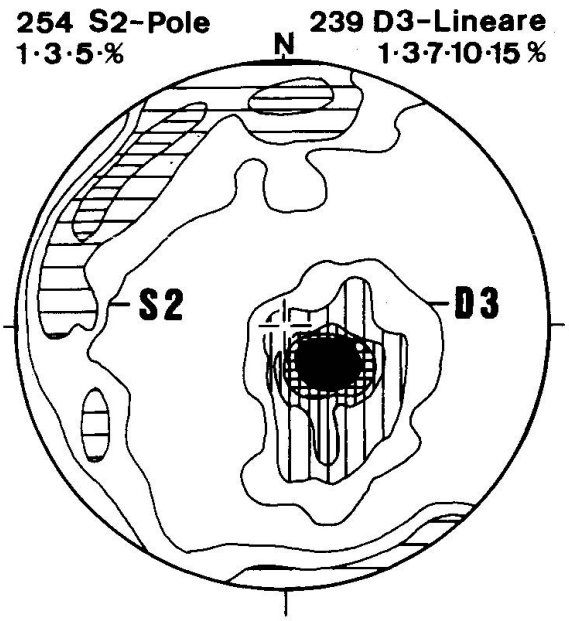

Abb. 4 Raumlagen von Foliation S2 und D3-Linearen (Faltenachsen, Kornregelungslineare Lkr3, Crenulationslineare Lcr3) im Bereich steilachsiger Verfaltung innerhalb der Deferegger Schlinge (SCHMIDTsches Netz, Projektion in untere Halbkugel).

gen»-Grossstrukturen und dazu parasitäre, örtlich steilachsige D3-Falten (s. Abb. 1) entstanden in einer Deformationsphase.

Im östlichen Bereich jedoch ändern sich diese Verhältnisse. Hier bilden mittelsteil nach SW bis NW fallende Foliationsflächen eine nach W geöffnete weite Mulde, die Hochgrabe-Synform. D3-Lineare wurden an Nord- und Südflügel der Synform jeweils systematisch verstellt (SCHULZ, 1988). Somit ist dieser Grossfaltenbau jünger als D3 und entstand wahrscheinlich bei D5.

D4-Strukturen

Im Osten des Untersuchungsgebietes durchschneidet eine Scherbandfoliation S4 (s. Abb. 1) spitzwinklig älteres S2-Gefüge und verformt dieses in sigmoidal gebogene Domänen von 1–5 mm Breite. Deformation D4, bei der sich S4 bildete, betraf vor allem glimmerreiche Plagioklas-Gneise und gab diesen ein schiefriges bis phyllitisches Gefüge. Glimmerarme Gneise zeigen dagegen keine oder wenig S4-Flächen; in feinkörnigen Biotit-Orthogneisen kommen manchmal bis 2 cm breite duktile Scherzonen vor.

Nach SE hin nimmt die Anzahl und Breite der S4-Scherflächen zu und dazwischenliegende S2-Domänen werden immer schmaler. S4-Flächen sind öfters mit Quarz belegt. Im Thurntaler Quarzphyllit bildet S4 schliesslich das dominierende planare Element. Es ist also im Übergang vom Altkristallin zum Thurntaler Quarzphyllit eine Verstärkung der D4-Scherung zu beobachten. Ein Wechsel in der Gesteinszusammensetzung ist in diesem Übergangsbereich nicht vorhanden.

D5-Strukturen

Knickfalten, Knickbänder, flacher Grossfaltenbau im E, Bereiche kataklastischer Deformation und Störungen wurden vereinfachend zu D5-Strukturen zusammengefasst. Wahrscheinlich entstanden die Falten zuerst; unmittelbar danach folgte Bildung erster kataklastischer Scherzonen. Noch jüngere Störungen überprägten diese Gefüge.

Die Achsen von Knickfalten (Grösse bis in den m-Bereich) und Knickbändern tauchen meist flach bis mittelsteil nach W oder NW. Verstärkte Knickdeformation tritt zusammen mit kataklastischer Deformation und Kataklasiten in meist steilstehenden W-E streichenden Zonen auf. Wichtigste Beispiele hierfür sind die Kalkstein-Vallarga-Linie, die Brugger-Alm-Störung oder der südliche Bereich der DAV (s. Abb. 1). Jüngere NW-streichende und geringfügig dextral versetzende Störungen sind Teil eines grösseren Systems dextraler Blattverschiebungen südlich des Tauernfensters.

Kristallisations-Deformations-Folge und Metamorphose

Anhand von Mikrogefügen in Granat-, Staurolith-, Kyanit- und Sillimanit-führenden Zweiglimmer-Plagioklas-Gneisen liess sich eine mehrphasige Kristallisations-Deformations-Folge erkennen (s. Abb. 5).

S1 wurde helizitisch von ersten Granaten (Gr1) eingeschlossen. Während der Granatblastese bewirkte dann synkristalline starke rotationale Deformation D2 eine Rotation der weiterwachsenden Blasten; dies hatte spiralförmige Interngefüge zur Folge. Bei dem durch die Gr1-Blastese und die Mineralassoziation Quarz + Plagioklas + Biotit + Muscovit +

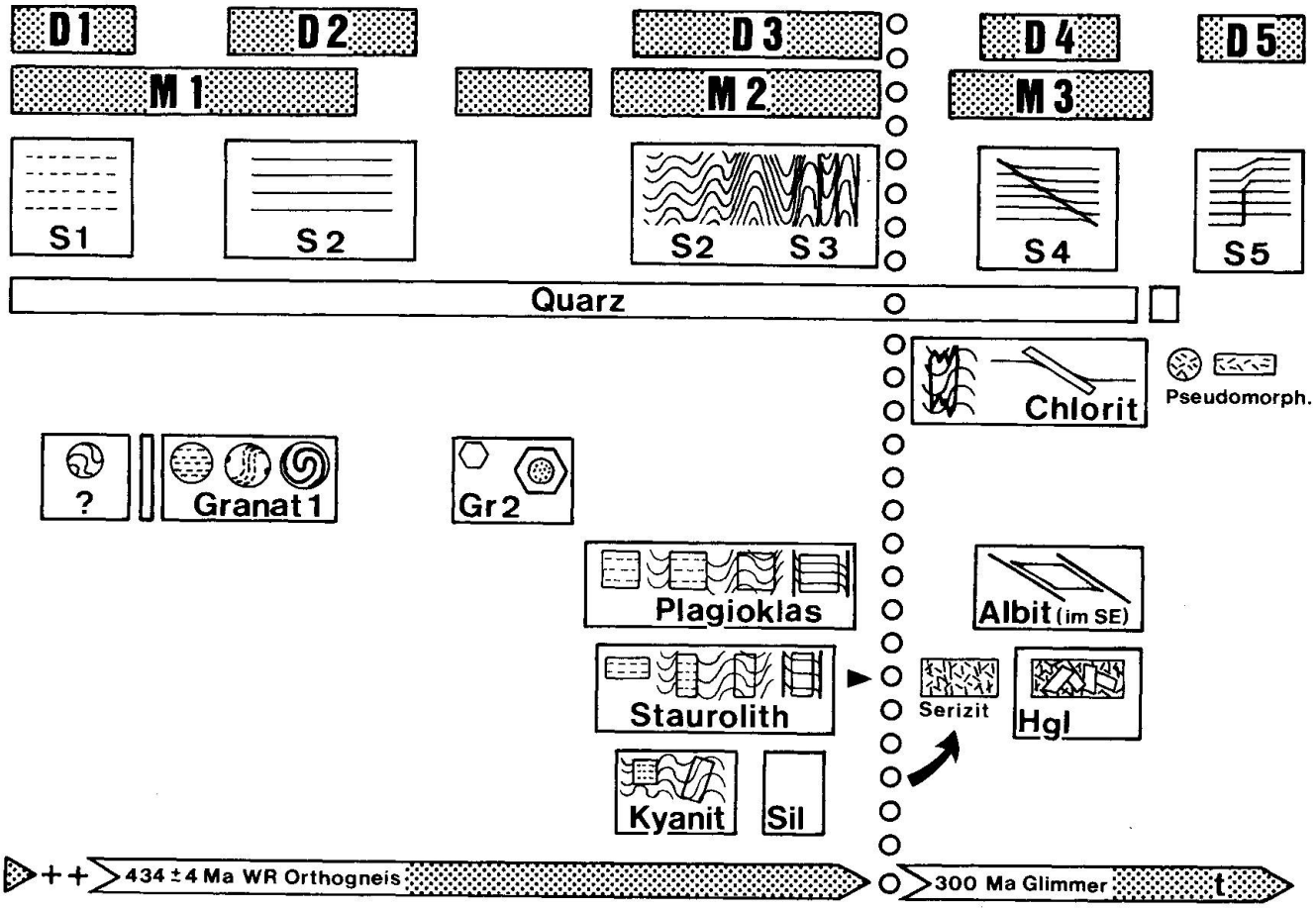

Abb. 5 Kristallisations-Deformations-Folge und Entwicklung der Mikrogefüge in Paragneisen südlich der Defereggen-Antholz-Vals-Linie; schematisch. Altersdaten nach Borsi et al., (1973, 1978). D - Deformation; M - Metamorphose; Gr - Granat; Hgl - Hellglimmer; Sil - Sillimanit.

Almandin 1 gekennzeichneten Metamorphoseabschnitt M1 herrschten abgeschätzt (Winkler, 1979) Drucke über 4 kb und Temperaturen über 500° C.

Nach dem Metamorphoseabschnitt M1 folgte - nach einer Zeitlücke, die durch die spätere Gr2-Blastese dokumentiert wird - eine Steigerung der prograden Metamorphose. Im Verlauf dieses Metamorphoseabschnitts M2 wuchsen zuerst zweite Granate (Gr2) und zeitlich davon abgesetzt dann Plagioklas, Staurolith, Kyanit und später Sillimanit. Nach anfänglicher leichter Druckbetonung (Kyanit) mit Erreichen des Druckmaximums folgte der Temperaturhöhepunkt der Metamorphose M2. Dies führte zu Kyanit-Einschlüssen in Staurolith und zu Sillimanit-Blastese.

Die Metamorphose M2 wird anfangs durch die Assoziation Quarz + Plagioklas (An25-30) + Biotit + Muscovit + Staurolith + Kyanit und später durch die Assoziation Quarz + Plagioklas (An30) + Muscovit + Biotit + Staurolith + Sillimanit charakterisiert. Es herrschten maximale Drucke um 5,5 ± 1 kb (Stöckhert, 1985) und höchste Temperaturen um 580° C (Schulz, 1988). Deformation D3 mit Crenulationsfaltung und örtlich auftretender Achsenflächen- und Crenulationsschieferung S3 begleitete diese Metamorphose.

Nach D3 und M2 sanken Druck und Temperatur und es kam zu retrograden Umwandlungen. Chlorit verdrängte Granat und Biotit; Serizit ersetzte teilweise vollständig Plagioklas, Staurolith, Kyanit und Sillimanit. Im Verlauf der Abkühlung wurde dann die Homogenisierungstemperatur des Rb/Sr-Systems in Biotit und Muscovit unterschritten; die Glimmeralter um 300 Ma zeigen den Zeitpunkt dieser Temperaturunterschreitung an. Im weiteren Verlauf der Abkühlung setzte eine Kristallisation und Blastese von MgFe-Chlorit, Hellglimmer (in Serizitaggregaten) und Albit (im Bereich der Markinkele-Linie) ein. Erneute leichte Druck- und Temperatursteigerung oder örtlich

erhöhte Fluid-Zufuhr könnten möglicherweise diese retrograde Metamorphose M3 verursacht haben. Deformation D4 mit Bildung der Scherbandfoliation S4 begleitete die Metamorphose M3 mit der Assoziation Quarz + Albit + Hellglimmer + Chlorit. Vollständig rekristallisierte Quarze auf S4-Flächen signalisieren Temperaturen von über 300° C (nach VOLL, 1976) während M3 und D4.

Mit D5 bildeten sich Knickbänder S5, die kontinuierlich in kataklastische Mikro-Scherzonen übergehen können. Quarz wurde dabei kalt deformiert. In Kataklasiten wuchsen Epidot, Calcit und Prehnit.

Charakter der Deformationen und zeitliche Eingliederung der Ereignisse

Die S1-Quarzlagen sind Relikte erster Schieferung und entstanden bei erster rotationaler Deformation parallel zu antithetischen Scherflächen (VOLL, 1968). Deformation D2 - möglicherweise unmittelbar an D1 anschliessend - hatte ebenfalls rotationalen Charakter. Dies wird durch in Lineationsrichtung rotierte erste Granate und die Hauptschieferung S2 in glimmerreichen Gneisen dokumentiert. Isoklinalfalten, Futteralfalten und Kalksilikatgneis-Körper zeigen die duktile Verformung bei D2 an. Bei Formung der Futteralfalten und Körper war einfache Scherung in Lineations- und Längsrichtung wesentlich beteiligt; hierauf weisen asymmetrische Quarz-c-Regelungen in den Strukturen hin (SCHULZ, 1988). Zudem erwiesen Modellversuche von COBBOLD und QUINQUIS (1980) die mögliche Genese solcher in Scherrichtung längsgestreckter Strukturen bei fortschreitender einfacher Scherung mit hoher Vorformungsrate.

D2-Lineare liegen also parallel oder subparallel zur Scherrichtung. Nach Rückrotation zeigen sie im Osten des Untersuchungsgebiets einen NNE-SSW oder umgekehrt gerichteten tektonischen Transport an. Im W kann eine E-W oder umgekehrt gerichtete Bewegung abgeleitet werden. Eine generelle Angabe des Schersinnes ist wegen der nicht nachvollziehbaren oben-unten Vertauschung durch jüngere D3-Faltung um D2-Lineare nicht sicher möglich. Die Scherebenen lagen bei D2 möglicherweise horizontal oder subhorizontal. Evident ist eine räumliche Kontrolle und Ablenkung der D2-Lineare durch bei D2 bereits vorhanden gewesene und als Inhomogenitäten wirkende Orthogesteinsmassen (s. Abb. 1).

Weite Verbreitung von D2-Strukturen und -Gefügen lässt auf duktile Verformung eines mächtigen Krustenbereiches durch fortschreitende einfache Scherung unter den Bedingungen höherer grünschieferfazieller Metamorphose (M1) schliessen. Da kaledonische Orthogesteine bei D2 eine Foliation erhielten, die konkordant zum S2 benachbarter Paragneise verläuft, waren D2 und M1 jünger als ober-ordovizisch.

Unter Bedingungen prograder amphibolitfazieller Metamorphose (M2) kam es bei D3 zu anfangs einengender (Crenulationsfalten) und später leicht rotationaler (Crenulationsschieferung) Deformation. Im W-Teil des Untersuchungsgebiets erfolgte die Einengung in N-S-Richtung unter etwa gleichzeitigem Vorschub des gesamten Bereichs nach E. Dies erzeugte W-E streichende Grossstrukturen mit steil tauchenden Falten, die nach W in flachachsigere Falten übergehen. Am E-Ende der Orthogneise formte sich durch den E-Schub die Arntaler Schlinge. Östlich dieser Grossstruktur kommen dann durch E-W-Einengung entstandene D3-Falten mit N-S-Achsen vor.

Glimmeralter um 300 Ma (BORSI et al., 1978) dokumentieren die Abkühlung nach M2 und D3 und geben ein variskisches Alter von Hauptmetamorphose und steilachsiger Tektonik an.

Erneute rotationale Deformation D4 bei Bedingungen niedriger grünschieferfazieller Metamorphose (M3) folgte. Mit differenziellen Bewegungen entlang von S4-Scherflächen wurde das Altkristallin nach E auf Thurntaler Quarzphyllit geschoben. Innerhalb des untersuchten Bereichs des Thurntaler Quarzphyllits gibt es in den dort aufgeschlossenen Glimmerschiefern wiederholt Lagen mit Quarzitgneisen, die offen bis eng wiederverfaltete Isoklinalfalten enthalten. Diese Faltengefüge - im Altkristallin treten gleichartige Verfaltungen auf - und Mikrogefüge in den Glimmerschiefern lassen annehmen, dass es sich hierbei um durch D4 dynamisch retrograd geprägtes Altkristallin-Material handelt (SCHULZ, 1988). Das Alter von D4 und M3 ist noch unsicher. Da aus der Permotrias von Kalkstein keine entsprechenden D4-Gefüge beschrieben wurden (GUHL und TROLL, 1977, 1987), kann vorläufig ein prä-permisches Alter der Ereignisse angenommen werden.

Bei Temperaturen von unter 300° C und niedrigen Drucken einwirkende Kräfte der Deformation D5 fanden ein Material mit grosser planarer Anisotropie (S2) vor. Geometrie und Ausbildung der D5-Gefüge waren abhängig von der Lage der Hauptspannungsrichtungen zur vorgegebenen Anisotropie. N-S gerichtete Einengung könnte die vorhandenen D5-Falten am besten erklären. Permotrias und Trias wurden von D5 betroffen; damit kommt dieser Deformation ein alpidisches Alter zu. Nördlich der DAV treten Knickfalten und Knickbänder selten und mit anderen Richtungen auf. Es kann daher angenommen werden, dass D5 noch vor den Bewegungen an der DAV einsetzte.

Diskussion

Nach diesen Ergebnissen ist eine kaledonische Orogenese mit amphibolitfazieller Hauptmetamorphose und anschliessendem sauren Plutonismus (BORSI et al., 1973, 1978; SASSI et al., 1974) im ostalpinen Altkristallin der Deferegger Alpen wenig wahrscheinlich. Hauptdeformationen und Höhepunkte der Metamorphose ereigneten sich nach dem als kaledonisch datierten sauren Plutonismus und vor der auf ca. 300 Ma datierten Abkühlung der Glimmer unter ihre Rb/Sr-Homogenisierungstemperatur. Somit bestätigen die Ergebnisse aus dem südlichen Deferegger Altkristallin die Auffassung von STÖCKHERT (1985), nach der hauptsächlich variskische, d.h. post-oberordovizische Deformationen und Metamorphose das Ostalpin südlich der DAV prägten.

Zwei Deformationen unterschiedlichen Charakters - zuerst Scherdeformation D2, dann Einengung D3 - kennzeichnen den prograden Teil der amphibolitfaziellen variskischen Metamorphose. Derartige zweiphasige Deformationsgeschichten sind typisch für viele Kollisionsorogene (ELLIS und WATKINSON, 1987).

Im ersten Abschnitt eines solchen variskischen Kollisionsereignisses könnte es während D2 zu einer homogenen Aufstapelung von bereits leicht metamorphen pelitisch-psammitischen Sedimenten gekommen sein. Höhere grünschieferfazielle Metamorphose bei D2 macht eine entsprechend tiefe Position des Deferegger Altkristallins innerhalb des wachsenden Krustenstapels erkennbar. Im untersuchten Areal war nur kontinentale Oberkruste an der Stapelung beteiligt. Möglicherweise befinden sich im benachbarten Ostalpin Gesteine, die auf Beteiligung von Inselbögen (Amphibolite im Thurntaler Quarzphyllit), von ozeanischer Kruste oder von Unterkruste an dieser variskischen Aufstapelung hinweisen.

Die Krustenstapelung verursachte eine Krustenverdickungs in deren Folge (ENGLAND und THOMPSON, 1984) es zu weiterer Steigerung der prograden variskischen Metamorphose kam. In einer zweiten Phase der Kollision führte dann Deformation D3 zu einer nochmaligen Verkürzung der bereits gestapelten Kruste. Die nur regional auftretende Deformation D4 und Metamorphose M3 liefen während Hebung und Abkühlung nach der Plattenkollision ab.

Verdankungen

Die kritische Durchsicht des Manuskripts übernahmen Prof. Dr. G. Nollau und Dr. W. von Gosen, Erlangen. Eine Anmerkung von Prof. Dr. W. Frisch, Tübingen, führte zu einer Erweiterung. Gefördert wurden die Untersuchungen durch ein Stipendium des Freistaates Bayern.

Literaturverzeichnis

BORSI, S., DEL MORO, A., SASSI, F.P. and ZIRPOLI, G. (1973): Metamorphic evolution of the Austridic rocks to the south of the Tauern Window (Eastern Alps): radiometric and geopetrologic data. Mem. Soc. Geol. Ital. 12, 549–571, Rom.

BORSI, S., DEL MORO, A., SASSI, F.P., ZANFERRARI, A. and ZIRPOLI, G. (1978): New geopetrologic and radiometric data on the Alpine history of the Austridic continental margin south of the Tauern Window. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova XXXII, 32 S., Padova.

COBBOLD, P.R. and QUINQUIS, H. (1980): Development of sheath folds in shear regimes. J. Struct. Geol. 2, 119–126, Oxford.

ELLIS, M. and WATKINSON, A.J. (1987): Orogen-parallel extension and oblique tectonics: The relation between stretching lineations and relative plate motions. Geology 15, 1022–1026.

ENGLAND, P.C. and THOMPSON, A.B. (1984): Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism I. Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust. Journ. of Petrology 25, 894–928, Chicago.

GUHL, M. und TROLL, G. (1977): Mehrphasige Faltengefüge in Altkristallin und Permotrias von Kalkstein in Osttirol, Österreich. Verh. Geol. B.-A. 1977/2, 45–52, Wien.

GUHL, M. und TROLL, G. (1987): Die Permotrias von Kalkstein im Altkristallin der südlichen Defereggeer Alpen (Österreich). Jb. Geol. B.-A. 130, 37-60, Wien.

HEINISCH, H. und SCHMIDT,K. (1984): Zur Geologie des Thurntaler Quarzphyllits und des Altkristallins südlich des Tauernfensters (Ostalpen, Südtirol). Geol. Rdsch. 73, 113-129, Stuttgart.

KLEINSCHRODT, R. (1987): Quarzkorngefügeanalyse im Altkristallin südlich des westlichen Tauernfensters (Südtirol/Italien). Erlanger Geol. Abh. 114, 1-82, Erlangen.

NTAFLOS, T. (1981): Polymetamorphose im Altkristallin der Defereggeer Alpen südlich der Rieserfernerintrusion. Fortschr. Miner. Bh. 59/1, 143-144, Wien.

PECCERILLO, A., POLI, G., SASSI, F.P., ZIRPOLI, G. and MEZZACASA, G. (1979): New data on the upper Ordovician acid plutonism in the Eastern Alps. N. Jb. Miner. Abh. 137, 162-183, Stuttgart.

QUINQUIS, H., AUDREN, C., BRUN, J.P. and COBBOLD, P.R. (1978): Intense progressive shear in Ile de Groix blueschists and compatibility with subduction or obduction. Nature 273, 43-45, London.

SASSI, F.P., ZANFERRARI, A. e ZIRPOLI, G. (1974): Aspetti dinamici dell'evento «caledoniano» nell'Austroalpino a sud della Finestra dei Tauri. Mem. Mus. Tridentino di Sci. Nat. 20/3, 3-32, Trento.

SCHMIDEGG, O. (1936): Steilachsige Tektonik und Schlingenbau auf der Südseite der Tiroler Zentralalpen. Jb. Geol. B.-A. 86, 115-149, Wien.

SCHMIDEGG, O. (1937): Der Triaszug von Kalkstein im Schlingengebiet der Villgrater Berge (Osttirol). Jb. Geol. B.-A. 87, 111-132, Wien.

SCHULZ, B. (1988): Deformation, Metamorphose und Petrographie im ostalpinen Altkristallin südlich des Tauernfensters (südliche Defereggeer Alpen, Österreich). Diss. Universität Erlangen-Nürnberg, 134 S., Erlangen.

SENARCLENS-GRANCY, W. (1964): Zur Grundgebirgs- und Quartärgeologie der Defereggeer Alpen und ihrer Umgebung. Z. deutsch. geol. Ges. 116/2, 502-511, Hannover.

STÖCKHERT, B. (1982): Deformation und retrograde Metamorphose im Altkristallin südlich des westlichen Tauernfensters (Südtirol). Diss. Universität Erlangen, Veröff. Geol. Inst. Erlangen 1982/2, Erlangen.

STÖCKHERT, B. (1985): Pre-Alpine history of the Austridic basement to the south of the western Tauern Window (Southern Tyrol, Italy). Caledonian versus Hercynian event. N. Jb. Geol. Paläont. Mh. 1985/10, 618-642, Stuttgart.

TOLLMANN, A. (1977): Geologie von Österreich, Band 1, Die Zentralalpen. 766 S., Deuticke Verlag, Wien.

VOLL, G. (1968): Klastische Mineralien aus den Sedimentserien der Schottischen Highlands und ihr Schicksal bei aufsteigender Regional- und Kontaktmetamorphose. Habilitationsschrift, Fakultät für Bergbau und Hüttenwesen der technischen Universität Berlin, D 83, 360 S., Berlin.

VOLL, G. (1976): Recrystallization of quartz, biotite and feldspars from Erstfeld to the Leventina Nappe, Swiss Alps, and its geological significance. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 56, 641-647, Zürich.

WINKLER, H.G.F. (1979): Petrogenesis of metamorphic rocks. 5. Edit., 348 S., Springer Verlag, New York.

Manuskript eingegangen 28. April 1988, ergänztes Manuskript angenommen 15. Juli 1988.