

Mikrogefüge in Paragneisen des ostalpinen Altkristallins südlich der Deferegggen-Antholz-Vals-Linie (Osttirol/Österreich)

Von Bernhard SCHULZ*

Mit 3 Abbildungen

Zusammenfassung

Mikrogefüge dokumentieren starke rotationale Deformation D2 unter Bedingungen oberer grünschieferfazieller Metamorphose nach der Intrusion kaledonischer Granitoide. Es folgten variskische amphibolitfazielle Metamorphose und Einengung bei D3. Weitere rotationale Deformation D4 und gleichzeitige Metamorphose der unteren Grünschieferfazies erfaßten den Ost- und Südost-Teil des Arbeitsgebiets. Alpidische Einengung und Kaltdeformation schlossen die Entwicklung der Paragneise ab.

Abstract

(Microstructures of Austroalpine paragneisses to the south of the Deferegggen-Antholz-Vals-Line, Eastern Tyrol, Austria). Microstructures indicate strong rotational deformation D2 under conditions of upper low-grade metamorphism after intrusion of Caledonian granitoids. Variscan medium-grade metamorphism and simultaneous shortening D3 followed. Continuing rotational deformation D4 with low-grade metamorphism influenced the eastern and southeastern parts of the working area. Alpidic shortening and cold deformation completed the evolution of Austroalpine paragneisses.

Einleitung

Das Kristallin zwischen Tauernfenster und Puster-Linie (PL) gehört tektonisch zum ostalpinen Deckenkomplex und wurde von TOLLMANN (TOLLMANN 1977) dem Mittelostalpin zugeordnet. Eine W–E streichende steilstehende jungalpidische mylonitische Störung mit sinistralen Schersinn und kleiner vertikaler Bewegungskomponente (KLEINSCHRODT 1987), die Deferegggen-Antholz-Vals-Linie (DAV), teilt den Kristallinkomplex („Altkristallin“) in zwei Einheiten (BORSI et al. 1978; STÖCKHERT 1985). In der nördlichen Einheit überprägten alt- und jungalpidische Deformationen und Metamorphosen bereits variskisch und vorher verformte Gneise. Para- und Orthogneise der südlichen Einheit zeigen nur geringe alpidische Beeinflussung und enthalten ältere Gefüge. Im SE bildet die Markinkele-Linie (M) (HEINISCH & SCHMIDT 1984) den Übergang zum Thurntaler Quarzphyllit (s. Abb. 1).

*) Adresse des Verfassers: Dr. Bernhard SCHULZ, Institut für Geologie und Mineralogie der Universität, Schloßgarten 5, D-8520 Erlangen, BRD.

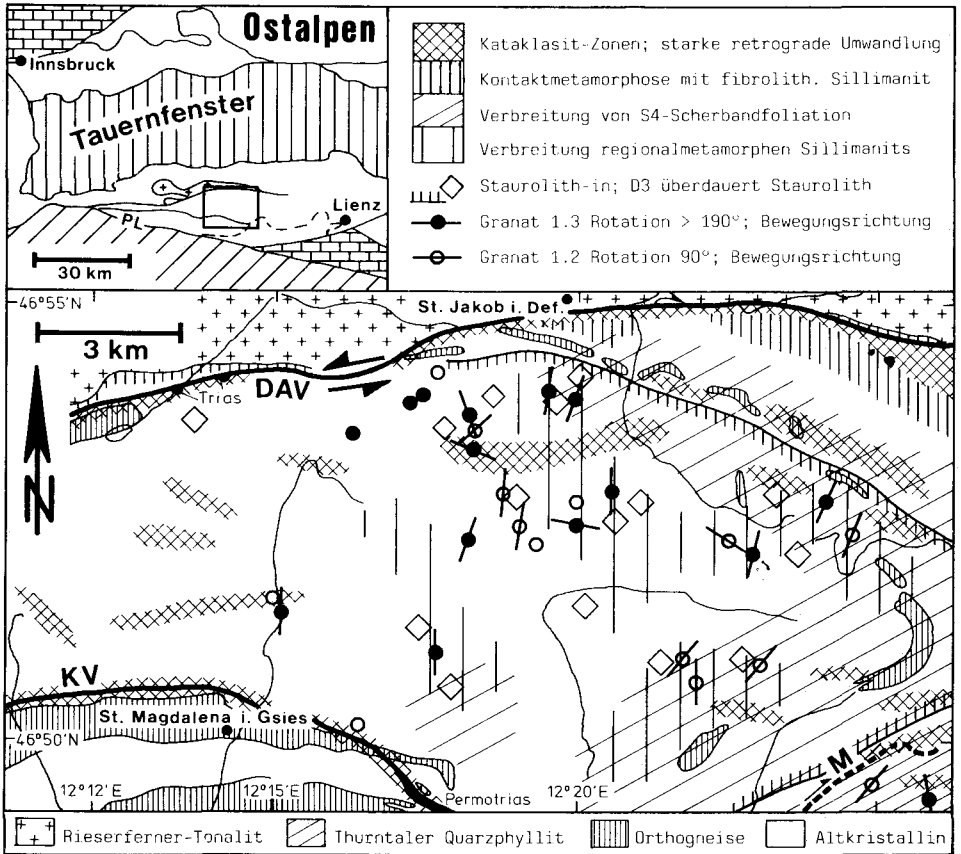


Abb. 1: Lage und geologische Gliederung des Untersuchungsgebiets. Flächenverteilung der Mikrogefüge. An rotierten Granaten ermittelte Bewegungsrichtungen zeigen Scherrichtungen bei D2 an.

Wechsellagernde, z. T. Staurolith-, Kyanit- und Sillimanit-führende Zweiglimmer-Plagioklas-Gneise und Quarzit-Gneise herrschen im Osttiroler Anteil der südlichen Einheit vor. Südlich der kataklastischen Kalkstein-Vallarga-Linie (KV) sind Orthogneise mit kaledonischem Rb/Sr-Gesamtgesteinsalter (434 ± 4 Ma) in Paragneise mit einem Rb/Sr-Gesamtgesteinsalter von 497 ± 38 Ma eingelagert (BORSI et al. 1973). Rb/Sr-Alter der Muscovite und Biotite liegen südlich der DAV und KV generell um 300 Ma (BORSI et al. 1973, 1978). Die Daten deuteten nach SASSI et al. (1974) und BORSI et al. (1978) auf eine mittelgradige kaledonische Hauptmetamorphose mit anschließendem saurem Plutonismus und spätere variskische grünschieferfazielle Überprägung. Dagegen beschrieb STÖCKHERT (1982, 1985) eine variskische Hauptmetamorphose im Südtiroler Anteil des Altkristallins zwischen DAV und Puster-Linie (PL).

Im Untersuchungsgebiet gibt es steilachsige Falten (D3) und große Schlingenstrukturen (SCHMIDEGG 1936). Dem Schlingenbau voraus ging starke rotationale

Deformation D2 mit Bildung von Isoklinal- und Futteralfalten („sheath folds“), Kalksilikatgneis- und Graphitgneis-Körpern (SCHULZ 1988).

Meso- und Makrogefüge

Die Paragneise im untersuchten Bereich südlich der DAV (s. Abb. 1) zeigen eine differenzierte Lagigkeit und Hauptfoliation S2. Parallel zur Foliation eingeschaltete, manchmal intrafolial isoklinal verfaltete dünne Quarzlagen können (nach VOLL 1968) als Relikte einer aus erster Deformation D1 hervorgegangenen Schieferung S1 angesehen werden. S2 entstand bei einer Deformation D2 und ist in glimmerarmen Gneisen (Glimmergehalt < 20%) Achsenflächenschieferung von cm- bis dm-großen D2-Isoklinal- und -Futteralfalten, -Kalksilikatgneis- und -Graphitgneis-Körpern. Futteralfalten und Körper sind in Lineationsrichtung längsgestreckt. Bei Deformation D3 wurden S2- und D2-Strukturen zu cm- bis m-großen monoklinen und rhombischen, offenen bis engen, örtlich steilachsigen D3-Falten verformt und überprägt. D3-Falten sind Parasitärstrukturen bis kilometergroßer D3-Syn- und Antiformen oder D3-Schlingenstrukturen.

In glimmerarmen Gneisen ist ein Kornregelungslinear (Lkr), in glimmerreichen Gneisen (Glimmergehalt > 20%) ein Crenulationslinear (Lcr3) auf der Foliationsfläche ausgebildet. Es besteht weitgehende Parallelität zwischen den Kornregelungslinearen glimmerarmer Gesteine, Längsachsen von D2-Futteralfalten, -Kalksilikatgneis- und -Graphitgneis-Körpern sowie den Crenulationslinearen (Lcr3) und D3-Faltenachsen (SCHULZ 1988). Eine bei D2 angelegte lineare Anisotropie bestimmte und kontrollierte also die räumliche Ausbildung jüngerer D3-Lineare.

Der westliche Bereich des Untersuchungsgebiets wird aus W-E streichenden kilometergroßen D3-Syn- und Antiformen mit steil N- oder S-fallender Foliation S2 aufgebaut (Deferegger Schlingen). Es treten hier steil (40°–80°) nach SE bis E tauchende Lineare und D3-Falten auf. Im westlichen Teil des Zentralbereichs verläuft die SW-fallende Foliation NW–SE, biegt im S um und zieht im östlichen Teil dann NW-fallend von SW nach NE (Arntaler Schlinge). D3-Falten und Lineare tauchen 10°–40° nach S. S2 streicht im N des östlichen Bereichs von NW nach SE und fällt mittelsteil nach SW, biegt großräumig um und verläuft im S des Bereichs NW-fallend von NE nach SW. Es wird so eine nach W geöffnete Großmulde, die Hochgrabe-Synform angedeutet. D3-Falten und Lineare tauchen im N-Flügel mittelsteil bis flach nach S bis SSW; im S-Flügel ist flaches SW- bis W-Tauchen zu bemerken. Eine systematische Verstellung der D3-Faltenachsen in den Muldenflügeln läßt vermuten, daß die Mulde bei jüngerer D5-Großfaltung entstand.

Der komplexe Großbau des Untersuchungsgebiets wird somit von D3-Falten, D3-Schlingen und D5-Großfalten bestimmt. Tektonische Analysen dieser Meso- und Makrostrukturen unternahm SCHMIDEGG (1936) und SCHULZ (1988).

Entwicklung der Mikrogefüge

Die folgende Beschreibung der Mikrogefüge beruht auf der Auswertung von 400 Dünnschliffen glimmerreicher, z. T. Staurolith-, Kyanit- und Sillimanit-führender Zweiglimmer-Plagioklas-Gneise. Meist entstammen die Proben Langschenkeln mo-

nokliner D3-Falten. Zur Orientierung der Schnittlagen wurde ein orthogonales a-b-c-System (SANDER 1948) verwendet. Die a- und b-Achse spannen die Foliationsebene auf; c steht senkrecht dazu. Die Schnittlagen der Schriffe liegen parallel (bc) und senkrecht (ac) zur Lineation b.

Erste Almandine (Gr1) schlossen ein unbeeinflusstes gerades oder leicht gebogenes S1 helizitisch ein und beendeten dann ihr Wachstum. Lagig geregelte längliche Quarze, Plagioklase, Glimmer und Schwerminerale kennzeichnen das aus D1 hervorgegangene S1. In selten vorhandenen komplex gebauten ersten Granaten umbiegt S1-Interngefüge innerste Gr1.1-Kerne mit anders orientiertem Interngefüge. Diese Gefüge weisen auf bereits während D1 begonnenes Granatwachstum hin.

Bei fortlaufender Granatblastese setzte dann die Deformation D2 ein. Granate, die anfangs ein unbeeinflusstes planares S1 überwachsen hatten (Gr1.2), wurden bei Erreichen von ca. $\frac{1}{4}$ ihres Endradius rasch um 90° rotiert. Scharfes Umbiegen des Interngefüges war die Folge. Nach der Rotation bildeten sich quarzgefüllte Druckschatten, die noch von den Granat-Blasten eingeschlossen wurden. Danach endete das Wachstum (s. Abb. 2 a).

Bei etwas später gesproßten und somit jüngeren Granaten (Gr1.3) begannen Rotation und Druckschattenbildungen bereits bei $\frac{1}{4}$ des späteren Endradius. Die rotierenden Granate schlossen Quarzkörner der fortlaufend entstandenen beiden Druckschatten spiralförmig ein. Mitrotiertes S1 (opake Körner) durchschneidet die Quarzspirale und biegt an den Schnittstellen scharf um. Die Rotationswinkel der Blasten liegen zwischen 190° und 400° (s. Abb. 2 b). Derart eingeschlossene Quarzspiralen deuten auf schnelles Wachstum bei gleichzeitiger starker Rotation (SCHONEVELD 1977, 1979).

Nach Vergleichsschaubildern in SCHONEVELD (1979) wurden die Rotationsachsen bestimmt. Die Rotationsachsen von Granat 1.2 liegen meist parallel zu a oder b. Stärker rotierte Granate 1.3 dagegen wurden häufig (in 17 von 21 Proben) um eine Achse parallel a gedreht. Somit verliefen die Relativbewegungen anfangs parallel a oder b und erfolgten mit fortschreitender Deformation D2 dann meist parallel zur Lineationsrichtung b. Damit deutet b in glimmerreichen Gneisen die Richtung des tektonischen Transports bzw. die Scherrichtung bei D2 an.

Geneigte Quarz-c-Regelungen in den in Lineationsrichtung (b) längsgestreckten Futteralfalten, Kalksilikatgneis- und Graphitgneis-Körpern glimmerarmer Gesteine zeigen einfache Scherung in Lineationsrichtung an (SCHULZ 1988) und unterstützen diese Beobachtungen.

Nach Abschluß der Gr1-Blastese fortlaufende rotationale Deformation D2 führte zur Bildung der penetrativen Foliation und differenzierten Lagigkeit S2 in glimmerreichen Gneisen. In glimmerarmen Gesteinen ist S2 Achsenflächenschieferung der bei D2 entstandenen Falten und Körper.

Kornregelungslinear und Foliation der Orthogneise verlaufen konkordant zu Linearen und S2 der Paragneise. In Lineationsrichtung rotierte asymmetrisch ausgeschwänzte Feldspat-Augen und geneigte Quarz-c-Regelungen in den Orthogesteinen belegen eine rotationale Deformation und einfache Scherung (SCHULZ 1988). Es kann daher eine Verformung und erste Folierung der Orthogesteine während D2 angenommen werden.

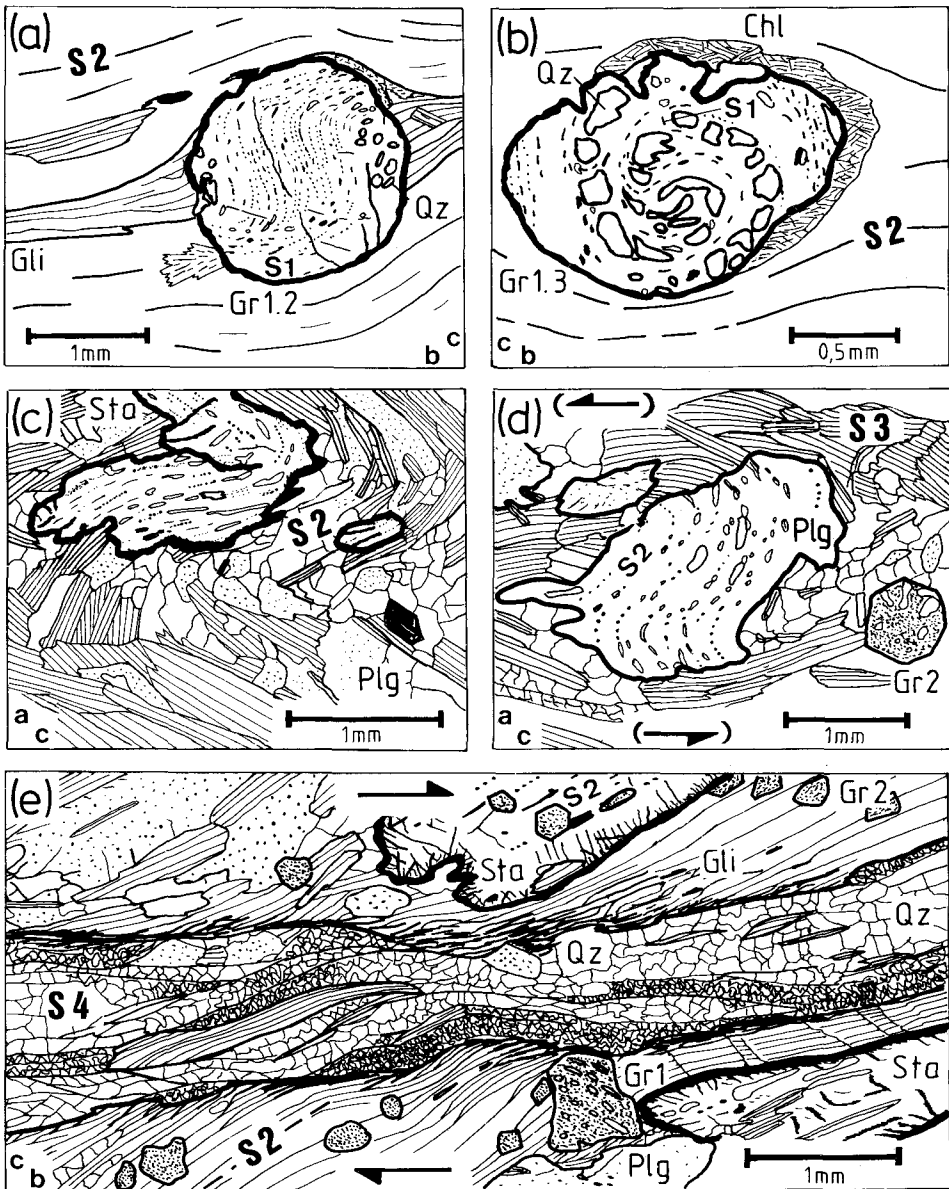


Abb. 2: (a) Synkristallin rotierter Granat Gr1.2 mit beginnender Druckschattenbildung. Rotation des Blasten um etwa 90° um Rotationsachse parallel a; Rotations-, Bewegungs- und Scherrichtung liegen parallel b. (b) Synkristallin rotierter Granat Gr1.3 mit Druckschattenspirale. Rotation des Blasten um ca. 360° um Rotationsachse parallel a; Rotations-, Bewegungs- und Scherrichtung liegen parallel b. (c) Staurolith überwächst D3-Crenulation. (d) Plagioklas überwächst D3-Crenulation; an den Faltenflanken beginnende Crenulationsschieferung S3 mit leichter Scherung parallel c. (e) S4-Scherbahn durchschlägt und versetzt S2-Gefüge. Abkürzungen siehe Abb. 3.

Bereits vor D3 wuchsen Ring-, Atoll- und zahlreiche kleine Granate Gr2. Plagioklas (An 25–30), Staurolith und Kyanit umschließen diese Granate. In wenigen Plagioklas-, Staurolith- und Kyanit-Blasten deuten gerade S2-Interngefüge unmittelbar vor D3 begonnenes Wachstum an.

D3 setzte – wahrscheinlich durch eine Zeitlücke getrennt – nach zweiter Granat-Blastese (Gr2) ein. S2 wurde in Crenulationsfalten gelegt. Vollständig rekristallisierte Glimmer zeichnen in eckigen Kornzügen (polygonal arcs) die Fältchen nach. Vereinzelt größere neugesproßte Glimmer in Crenulationsfalten deuten eine Achsenflächenschieferung S3 an. Örtlich entwickelte sich aus den Crenulationsfalten-Flanken mit engständigen Glimmern eine beginnende Crenulationsschieferung S3.

Während D3 kristallisierten Plagioklas (An30), Staurolith, Kyanit und Sillimanit. Diese Blasten überwucherten Crenulationsfältchen (s. Abb. 2 c). Plagioklase sind manchmal zonar mit An-ärmeren Kernen gebaut. Staurolith, Kyanit und Sillimanit kommen zusammen vor und können sich berühren; randliche polymorphe Umwandlungerscheinungen von Kyanit und Sillimanit wurden nicht beobachtet. In seltenen Fällen führt Staurolith randliche kleine Kyanit-Einschlüsse.

Nach Ende der Blastesen weitergegangene Deformation D3 bewirkte kontinuierliche Übergänge der S2-Intergefüge nicht rotierter Plagioklas- und Staurolith-Blasten zum S3-Externgefüge (s. Abb. 2 d). Derartige Gefüge lassen sich nicht nur in ac-Schnitten beobachten, sondern auch in bc-Schnitten beobachten.

D3-Crenulation und S3-Crenulationsschieferung belegen fortschreitende Einengung während D3. Das Crenulationslinear Lcr3, d. h. die Faltenachse der Crenulationsfalten – ursprünglich bei D2 in Scherrichtung angelegt – steht nun senkrecht zur Einengungsrichtung. In der Spätphase von D3, bei Anlage der Crenulationsschieferung S3, begann dann wieder leichte Scherung, die anfangs parallel c verlief und später womöglich in Bewegung parallel b umschwenkte.

Nach D3 wurden Granat und Biotit zu Chlorit; Plagioklas, Staurolith, Kyanit und Sillimanit zu Serizit umgewandelt. Pseudomorphe Serizit-Aggregate ersetzten Staurolith zum Teil vollständig.

Während D4 entstand eine neue penetrative Scherbandfoliation S4, die in bc-Schnitten älteres S2 spitzwinklig schneidet und die 1–5 mm breiten S2-Domänen sigmoidal verbiegt. Kleine geregelte Quarze in Pflastergefügen, neugesproßter Chlorit und gebogen die Scherrichtung anzeigende Hellglimmer belegen die Scherflächen (s. Abb. 2 e). Die Bewegung und Scherung verlief nun wieder parallel b. Nahe der Scherbahnen zeigen Staurolith und Plagioklas quarz- und chloritgefüllte Streckungsrisse. Vor und während D4 kristallisierte rosettenförmiger MgFe-Chlorit, der diskordant D3-Crenulationen durchsetzt. In Serizitpseudomorphosen nach Staurolith sproßten dekussate Hellglimmer.

Während und nach D4 gingen die retrograden Umwandlungen von Granat, Biotit, Plagioklas, Staurolith, Kyanit und Sillimanit weiter. Mit D5 kam es zur Bildung von Knickbändern S5, die kontinuierlich in kataklastische Mikro-Scherzonen übergehen können. Glimmer wurde geknickt; Quarz erfuhr Kaltdeformation. Örtlich entstanden cm- bis dm-mächtige Epidot-führende Kataklastit-Bänder. Risse in den Kataklastiten sind mit Epidot, Calcit, Prehnit und Quarz gefüllt.

Räumliche Verteilung der Gefüge

Rotierte Granate Gr1 treten im östlichen Bereich des Untersuchungsgebietes und im Thurntaler Quarzphyllit auf (s. Abb. 1). Östlich des Gsiesertals überdauerte D3 häufiger die Plagioklas- und Staurolith-Blastese. Sillimanit tritt ausschließlich hier auf und S3 ist häufig. Der sonst verbreitete Staurolith war in nordöstlichen Biotitgneisen wahrscheinlich nicht vorhanden; im SE verschwand er wieder durch Umwandlung bei retrograder Metamorphose. S4-Scherflächen finden sich nur im E. Nach SE nimmt ihre Anzahl zu und die D4-Scherung wird intensiver. Im Thurntaler Quarzphyllit bildet S4 dann das dominierende planare Element. Synkinematische Albit-Blastese während D4 ist im Bereich der Markinkele-Linie verbreitet.

In W-E streichenden Zonen gibt es vermehrt D5-Gefüge. Verstärkte Kataklyse und retrograde Umwandlung ist an diese Zonen sowie an die DAV und KV gebunden. Kontaktmetamorphose mit fibroblastischem Sillimanit und Sammelkristallisation von Biotit fand sich in einem aplitudurchäderten Bereich südlich der DAV. Wahrscheinlich gehörte dieser Bereich ursprünglich zum Riesenferner-Tonalit und wurde durch jungalpine Bewegungen an der DAV von der oligozänen Intrusion getrennt.

Schlußfolgerungen und Interpretationen

Im mesoskopischen Bereich dokumentieren Futteralfalten, Kalksilikatgneis- und Graphitgneis-Körper eine starke Deformation D2. Geneigte Quarz-c-Regelungen in den Falten und Körpern zeigen einfache Scherung in Lineationsrichtung an (SCHULZ 1988). Granatgefüge bezeugen in glimmerreichen Paragneisen ebenfalls Scherung parallel zur Lineation. Aus den Rotationsachsen der Granate ermittelte Scherrichtungen weisen auf etwa NNE-SSW oder umgekehrt gerichteten Transport bei D2 im östlichen Bereich des Untersuchungsgebiets hin (s. Abb. 1). Die bei D3 um die Lineation verfaltete Foliation S2 zeigt die D2-Scherebene an. Deren ursprüngliche Lage ist wegen der D3- und D5-Faltung unklar. Zumindest im E könnten ehemals subhorizontale Bewegungsflächen vermutet werden.

D2-Strukturen und -Gefüge treten in einem weiten Verbreitungsgebiet senkrecht zur Foliation auf. Dies läßt auf duktile Verformung eines mächtigen Krustenbereichs durch zumindest örtliche einfache Scherung und rotationale Deformation schließen. Druck und Temperatur lagen bei der zu D2 syndeformativen Almandin-Gr1.3-Blastese abgeschätzt (WINKLER, 1979, S. 218-221) bei über 4 kb und 500° C (obere grünschieferfazielle Metamorphose M1). Da die Orthogesteine während D2 ihre Foliation erhielten, waren D2 und der Höhepunkt von M1 jünger als ober-ordovizisch (s. Abb. 3).

Auf leichte Temperatur- und Druckabsenkung nach D2 (NTAFLOS 1981) folgte steilachsige Faltung und Schlingenbau D3. Die D3-Deformation mit anfangs einengendem (Crenulationsfaltung), später leicht scherendem Charakter (Crenulationsschieferung S3) wurde von aufsteigender amphibolitfazieller Metamorphose M2 des Typs Barrow begleitet. Nach anfänglicher leichter Druckbetonung mit Erreichen des Druckmaximums folgte der Temperaturhöhepunkt der Metamorphose M2. Dies führte zu randlichen Kyaniteinschlüssen im Staurolith und Blastese von Sillimanit. Drucke von $5,5 \pm 1$ kb (STÖCKHERT 1985) und Temperaturen um 580° C (SCHULZ

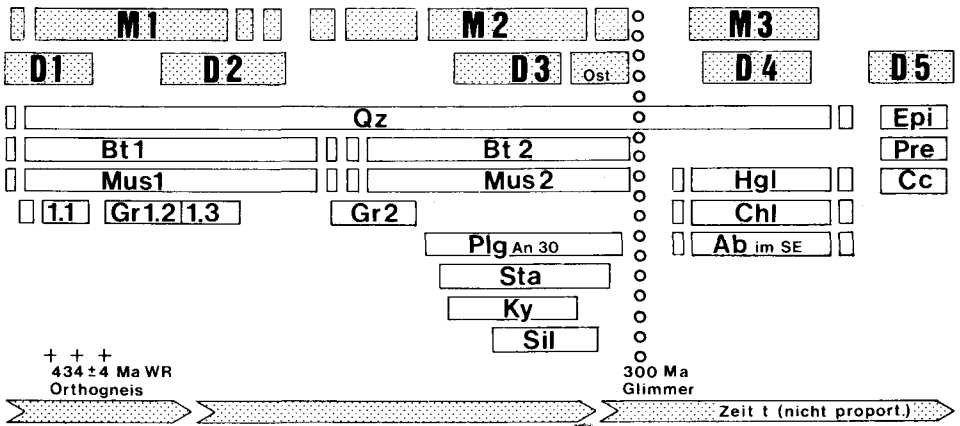


Abb. 3: Kristallisations-Deformations-Folge in Zweiglimmer-Plagioklas-Gneisen südlich der Deferegggen-Antholz-Vals-Linie. Alter nach BORSI et al. (1973, 1978). D – Deformation; M – Metamorphose; WR – Gesamtgestein; Ab – Albit; An – Anorthit; Bt – Biotit; Cc – Calcit; Chl – Chlorit; Epi – Epidot; Gli – Glimmer; Gr – Granat; Hgl – Hellglimmer; Ky – Kyanit; Mus – Muscovit; Plg – Plagioklas; Pre – Prehnit; Qu – Quarz; Sil – Sillimanit; Sta – Staurolith.

1988) wurden erreicht. Rb/Sr-Alter von Muscovit und Biotit um 300 Ma (BORSI et al. 1973, 1978) dokumentieren die Abkühlung nach M2 und D3 und zeigen variskisches Alter von Hauptmetamorphose und Schlingentektonik an.

Die Abkühlung nach M2 wurde von einer unabhängig retrograden unteren grünschieferfaziellen Metamorphose M3 mit Blastese von Chlorit, Hellglimmer und Albit unterbrochen. Rotationale Deformation D4 begleitete M3. Vollständig rekristallisierte Quarze in S4-Scherbahnen signalisieren Temperaturen von über 300° C während D4 und M3. Diese Metamorphose und Deformation betrafen verstärkt den im SE anschließenden, das Altkristallin dort unterlagernden Thurntaler Quarzphyllit. Altkristallin wurde während D4 mit differenziellen Bewegungen an NW-fallenden S4-Scherflächen vermutlich nach E auf den Quarzphyllit aufgeschoben (SCHULZ 1988). Wahrscheinlich handelte es sich bei M3 und D4 noch um variskische Ereignisse. Alpidischen Alters dagegen war die N-S einengende Deformation D5, die bei Temperaturen unter 300° C abließ.

Anhand der Mikrogefüge in glimmerreichen Paragneisen läßt sich somit ein in mehrere Metamorphose- und unterschiedliche Deformationsabschnitte gegliedertes Ereignis im Altkristallin südlich der DAV aufzeigen. Auf post-oberordovizische starke Scherdeformation D2 folgte variskische Einengung D3 mit dem Metamorphose-Höhepunkt. Bei wieder gesunkenen Drucken und Temperaturen wurde dann nochmals durch Scherung D4 verformt.

Dank

Die kritische Durchsicht des Manuskripts übernahm Dr. W. VON GOSEN, Erlangen. Gefördert wurden die Untersuchungen durch ein Stipendium des Freistaats Bayern.

Literatur

- BORSI, S., DEL MORO, A., SASSI, F. P. & 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. & 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*, **32**, 32 S., Padova.
- GUHL, M. & TROLL, G. (1987): Die Permotrias von Kalkstein im Altkristallin der südlichen Deferegger Alpen (Österreich). – *Jb. geol. B.-A.*, **130**, 37–60, Wien.
- HEINISCH, H. & 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 Deferegger Alpen südlich der Rieserfernerintrusion. – *Fortschr. Mineral.*, *Bh.* **59/1**, 143–144, Wien.
- ROSENFELD, J. L. (1970): Rotated garnets in metamorphic rocks. – *Geol. Soc. Amer., Spec. Paper* **129**, Colorado.
- SANDER, B. (1948): Einführung in die Gefügekunde geologischer Körper. Teil I. – 215 S., Springer-Verlag, Wien.
- SASSI, F. P., ZANFERRARI, A. & ZIRPOLI, G. (1974): Aspetti dinamici dell' evento „caledoniano“ nell' Austroalpino a sud della Finestra dei Tauri. – *Mem. Mus. Tridentino 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.
- SCHONEVELD, C. (1977): A study of some typical inclusion patterns in strongly paracrystalline-rotated garnets. – *Tectonophysics*, **39**, 453–471, Amsterdam.
- SCHONEVELD, C. (1979): The geometry and the significance of inclusion patterns in syntectonic porphyroblasts. – *Dissertation Universität Leiden, Leiden*.
- SCHULZ, B. (1988): Deformation, Metamorphose und Petrographie im ostalpinen Altkristallin südlich des Tauernfensters (südliche Deferegger Alpen, Österreich). – *Diss. Univ. Erlangen-Nürnberg*, 134 S., Erlangen.
- STÖCKHERT, B. (1982): Deformation und retrograde Metamorphose im Altkristallin südlich des westlichen Tauernfensters (Südtirol). – *Diss. Univ. 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**, 618–642, Stuttgart.
- TOLLMANN, A. (1977): Geologie von Österreich, Band 1, Die Zentralalpen. – 766 S., Deuticke-Verlag, Wien.
- TOTTEU, S. F. & MACAUDIÈRE, J. P. (1984): Complex synkinematic and postkinematic garnet porphyroblast growth in polymetamorphic rocks. – *J. Struct. Geol.*, **6**, 669–677, Oxford.
- VOLL, G. (1968): Klastische Mineralien aus den Sedimentserien der Schottischen Highlands und ihr Schicksal bei aufsteigender Regional- und Kontaktmetamorphose. – *Habilitations-schrift, Fak. Bergbau u. Hüttenwesen Techn. Univ. Berlin*, **D 83**, 1–360, Berlin.
- WINKLER, H. G. F. (1979): Petrogenesis of metamorphic rocks. – 5. Edit., 348 S., Springer-Verlag, New York.

Manuskript eingelangt am 4. März 1988,
revidierte Fassung am 15. Mai 1988