



ABHANDLUNGEN

ISSN 0378-0864

ISBN 3-900312-96-6

1996
BAND 52

WOLFGANG L. SPRENGER

**DAS PERIADRIATISCHE LINEAMENT
SÜDLICH DER LIENZER DOLOMITEN**
STRUKTURGEOLOGIE – FERNERKUNDUNG – GEOCHEMIE

99 Abbildungen, 35 Tabellen



Geologische Bundesanstalt

Titelbild

Die Spröddeformation des Periadriatischen Lineamentes im Satellitenbild

Die Collage wird aus folgenden Bildelementen aufgebaut (von links nach rechts):

- Pseudoplastische Darstellung (*directional hedge enhancement*)
TM-Spektralkanal 4 mit synthetischem Beleuchtungseffekt aus NE-Richtung
 - „Klassisches“ Falschfarbenbild (*classical color composite*)
mit den TM-Spektralkanälen 2 bis 4 (Grün – Rot – NIR)
 - Hauptkomponentenanalyse (*main component analysis*)
PC1 bis PC3
 - Falschfarbenbild (*color composite*)
mit den TM-Spektralkanälen 3 bis 5 (Rot – NIR – SWIR)
 - IHS-Transformation (*intensity-hue-transformation*)
Farbtheoretische Kombination von Intensität, Frequenz und Sättigung
 - „Echtfarbenbild“ (*natural color composition*)
mit den TM-Spektralkanälen 1 bis 3 (Blau – Grün – Rot) als lineare Grauwertverteilungen
 - „Echtfarbenbild“ (*natural color composition*)
mit Kontrastverstärkung (*add-back highpass filtering*)
-

Für Jutta, Dominik und Sara

Alle Rechte für In- und Ausland vorbehalten.
Medieninhaber, Herausgeber und Verleger: Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien.



Für die Redaktion verantwortlich: Dr. Albert Daurer.
Umschlagentwurf: Monika Ledolter.
Verlagsort: Wien.
Herstellungsort: Horn, N.Ö.
Ziel der „Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt“
ist die Dokumentation und Verbreitung erdwissenschaftlicher Forschungsergebnisse.
Satz, Gestaltung und Druckvorbereitung: Geologische Bundesanstalt.
Druck: Ferdinand Berger & Söhne Ges. m. b. H., A-3580 Horn



Das Periadriatische Lineament südlich der Lienzer Dolomiten

Strukturgeologie – Fernerkundung – Geochemie

WOLFGANG L. SPRENGER*)

99 Abbildungen, 35 Tabellen

Österreich
Osttirol
Kärnten
Lienzer Dolomiten
Karnische Alpen
Periadriatisches Lineament
Gailtal-Kristallin
Drauzug-Permomesozoikum
Südalpines Paläozoikum
Strukturgeologie
Fernerkundung
Geochemie
Petrographie
Geodynamik
Verformungsanalyse
Paläospannungsanalyse
Blattverschiebung
Lineamentanalyse
Quarzgitterregelung
Seismizität
Metamorphose
Tonalit
Pseudotachylit
Fluidtransport
Stoffmobilisation

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 178, 179, 180, 195, 196, 197

Inhalt

| | |
|---|----|
| Zusammenfassung | 6 |
| Abstract | 7 |
| 1. Einführung | 9 |
| 1.1. Thematik | 9 |
| 1.2. Arbeitsziele | 11 |
| 1.2.1. Erfassung und Interpretation alpidischer Deformationsereignisse | 11 |
| 1.2.2. Erfassung und Interpretation variszischer Deformationsereignisse | 12 |
| 1.2.3. Erstellung einer Datenbasis für plattentektonische und paläogeographische Überlegungen | 12 |
| 1.2.4. Methodik der Untersuchung deformierter Gesteine | 12 |
| 1.2.5. Geochemie und Petrographie der Tonalite | 12 |
| 1.3. Lage der Arbeitsgebiete und Auswahlkriterien | 12 |
| 1.4. Frühere Bearbeitungen und Stand der Forschung | 13 |
| 1.4.1. Gailtalkristallin und Drauzug-Südrandstörung | 13 |
| 1.4.2. Periadriatisches Lineament | 15 |
| 1.5. Geologischer Rahmen | 15 |
| 2. Lithologie | 16 |
| 2.1. Methodik | 16 |
| 2.2. Gailtalkristallin | 16 |
| 2.2.1. Tektonometamorphe Gliederung | 16 |
| 2.2.1.1. Granatglimmerschiefer-Oligoklasblastengneis-Zone (Zone 1) | 17 |
| 2.2.1.2. Phyllonitzone (Zone 2) | 17 |
| 2.2.1.3. Staurolith-Granat-Glimmerschieferzone (Zone 3) | 18 |
| 2.2.1.4. Gailtal-Paläozoikum (Zone 4) | 19 |

*) Anschrift des Verfassers: Dipl.-Geol. Dr. WOLFGANG L. SPRENGER, Wasserwirtschaftsamt Krumbach, Nattenhauser Straße 16, D-86381 Krumbach.

| | |
|--|-----|
| 2.2.2. Petrographie der Paragesteine | 19 |
| 2.2.2.1. (Staurolith-) Granatglimmerschiefer und -paragneis | 19 |
| 2.2.2.2. Glimmerquarzit | 20 |
| 2.2.2.3. (Staurolith-) Oligoklasblastengneis und -glimmerschiefer | 20 |
| 2.2.2.4. Diaphthoritischer Granatglimmerschiefer und -gneis | 22 |
| 2.2.2.5. Phyllonit | 23 |
| 2.2.3. Petrographie der Orthogesteine | 24 |
| 2.2.3.1. Augengneise | 24 |
| 2.2.3.2. Granit-Orthogneis des Pfannegg | 24 |
| 2.2.3.3. Amphibolite | 24 |
| 2.2.3.4. Ganggesteine (Malchit, Tonalit, Andesit) | 25 |
| 2.3. Permomesozoikum des Drauzuges und Drauzug-Südrandstörung | 25 |
| 2.3.1. Drauzug-Permomesozoikum | 25 |
| 2.3.2. Sandsteine der Gröden-Formation | 26 |
| 2.4. Periadriatisches Lineament und Paläozoikum der Karnischen Alpen | 26 |
| 2.4.1. Tonalite | 26 |
| 2.4.2. Paläozoikum der Karnischen Alpen | 27 |
| 2.4.3. Kataklasite am Periadriatischen Lineament | 28 |
| 2.5. Strukturgeologische Profile | 29 |
| 2.5.1. Profile durch das Gailtalkristallin | 29 |
| 2.5.1.1. Radegunder Bach | 29 |
| 2.5.1.2. Pallaser Bach | 29 |
| 2.5.1.3. Strajacher Graben | 30 |
| 2.5.2. Profile durch die Drauzug-Südrandstörung | 32 |
| 2.5.2.1. Badbach | 32 |
| 2.5.2.2. Tuffbach | 32 |
| 2.5.3. Profile durch das Periadriatische Lineament | 33 |
| 2.5.3.1. Hollbruck | 33 |
| 2.5.3.2. Leiten | 34 |
| 2.5.3.3. Seebach | 35 |
| 2.5.3.4. Schwendereck | 36 |
| 2.5.3.5. Obergailbach | 36 |
| 2.5.3.6. Liesinger Hochwald | 40 |
| 2.6. Metamorphose und Deformation | 41 |
| 2.6.1. Metamorphose und Deformation in Zone 1 des Gailtalkristallins | 41 |
| 2.6.2. Metamorphose und Deformation in Zone 2 des Gailtalkristallins | 43 |
| 2.6.3. Metamorphose und Deformation in Zone 3 des Gailtalkristallins | 44 |
| 2.6.4. Metamorphose und Deformation der Tonalitlamellen am Periadriatischen Lineament | 44 |
| 2.6.5. Zusammenfassung | 47 |
| 3. Tektonische Großstrukturen | 47 |
| 3.1. Methodik | 47 |
| 3.1.1. Verarbeitung der tektonischen Meßwerte | 47 |
| 3.1.2. Definition der richtungsstatistischen Parameter | 48 |
| 3.2. Gefügeelemente | 49 |
| 3.2.1. Foliation | 54 |
| 3.2.2. Lineation | 57 |
| 3.2.3. Faltung | 57 |
| 3.2.4. Klüftung | 58 |
| 4. Duktile Deformation | 61 |
| 4.1. Verformungsanalyse | 62 |
| 4.1.1. Grundlagen der Verformungsanalyse | 62 |
| 4.1.2. Methodik der Verformungsanalyse | 63 |
| 4.1.2.1. R_f/ϕ' -Analyse | 63 |
| 4.1.2.2. FRY-Methode und Programm PODI | 64 |
| 4.1.2.3. 3D-Verformungsanalyse | 67 |
| 4.1.2.4. Berechnung der Rotationszahl | 68 |
| 4.1.3. Verformungsanalyse des Gailtalkristallins | 68 |
| 4.1.3.1. Ergebnisse | 68 |
| 4.1.3.2. Diskussion | 74 |
| 4.1.4. Verformungsanalyse der Scherkörper entlang des Periadriatischen Lineamentes sensu stricto | 77 |
| 4.1.4.1. Lesachtal-Tonalit | 77 |
| 4.1.4.2. Grödener Sandsteinlamelle | 77 |
| 4.2. Quarzregelungsmuster | 77 |
| 4.2.1. Grundlagen der Quarzgefügeanalyse | 78 |
| 4.2.1.1. Quarz- $\langle c \rangle$ -Achsenregelung bei koaxialer Deformation | 79 |
| 4.2.1.2. Quarz- $\langle c \rangle$ -Achsenregelung bei nonkoaxialer Deformation | 81 |
| 4.2.1.3. Terminologie der Quarz- $\langle c \rangle$ -Achsenregelungsmuster | 81 |
| 4.2.1.4. Quarz- $\langle c \rangle$ -Achsenregelung als kinematischer Indikator | 82 |
| 4.2.1.5. Röntgertexturgoniometeranalyse mit Berechnung der ODF-Koeffizienten | 83 |
| 4.2.2. Methodik der Quarzgefügeanalyse | 84 |
| 4.2.2.1. Messung der Quarz- $\langle c \rangle$ -Achsenregelung mit dem Mikroskop-Photometer | 84 |
| 4.2.2.2. Messung der Quarz- $\langle c \rangle$ -Achsenregelung mit dem Universaldrehtisch | 85 |
| 4.2.2.3. Messung der Quarzgitterregelung mit dem Röntgertexturgoniometer und Berechnung der ODF | 85 |
| 4.2.3. Quarz- $\langle c \rangle$ -Achsenregelung im Gailtalkristallin | 85 |
| 4.2.4. Quarz- $\langle c \rangle$ -Achsenregelung im Lesachtal-Tonalit | 93 |
| 4.2.5. Abschätzung der p-T-Bedingungen während der Quarzdeformation | 95 |
| 4.3. Duktile Deformationsgefüge und ihre kinematische Interpretation | 97 |
| 4.3.1. Kinematische Indikatoren | 97 |
| 4.3.2. Mikroskopische Schersinnbestimmung im Gailtalkristallin | 97 |
| 4.3.3. Mikroskopische Schersinnbestimmung im Lesachtal-Tonalit | 100 |
| 4.3.4. Abschätzung des Versatzbetrages entlang duktiler Scherzonen | 100 |
| 4.3.5. Zusammenfassung | 103 |

| | |
|---|-----|
| 5. Spröddeformation | 104 |
| 5.1. Satellitenbildinterpretation | 104 |
| 5.1.1. TM-Bildverarbeitung | 104 |
| 5.1.2. Lineamentanalyse | 107 |
| 5.2. Paläospannungsanalyse im bruchhaften Deformationsregime | 113 |
| 5.2.1. Grundlagen der Paläospannungsanalyse | 113 |
| 5.2.2. Methodik der Paläospannungsanalyse | 115 |
| 5.2.3. Ergebnisse der Paläospannungsanalyse | 116 |
| 5.2.4. Vergleich zwischen Paläospannungsanalyse und rezenter Seismizität | 117 |
| 5.3. Abschätzung der spröden Versatzbeträge | 117 |
| 5.3.1. Allgemeine Kataklysezonen | 117 |
| 5.3.2. Kataklysezonen mit Pseudotachyliten | 121 |
| 5.4. Zusammenfassung | 121 |
| 6. Geochemie | 122 |
| 6.1. Methodik | 122 |
| 6.1.1. Analytik der Haupt- und Spurenelemente mit der WDRFA | 122 |
| 6.1.2. Analytik der REE mit der ICP-AES | 123 |
| 6.1.2.1. Blindtest und Kontrolle des Mahlvorganges und Aufschlußverfahrens | 123 |
| 6.1.2.2. Kontrollmessungen mit der INAA | 123 |
| 6.1.3. Datenerfassung und Datenverarbeitung | 124 |
| 6.2. Klassifikation der Tonalite | 125 |
| 6.2.1. Nomenklatur | 125 |
| 6.2.2. Charakterisierung des Magmentyps | 125 |
| 6.2.3. Geotektonische Position | 127 |
| 6.2.4. Alter | 130 |
| 6.3. Genetische Zuordnung der Pseudotachylite und Andesitgänge | 133 |
| 6.3.1. Pseudotachylite im Hollbruck-Tonalit | 133 |
| 6.3.2. Pseudotachylitkomplex von Leiten | 133 |
| 6.3.3. Pseudotachylite im Seebach-Tonalit | 135 |
| 6.3.4. Pseudotachylite in der Grödener Sandsteinlamelle im Archerlebach | 135 |
| 6.3.5. Andesitgänge im Kostagraben | 137 |
| 6.4. Stoffmobilisation infolge Kataklyse | 138 |
| 6.4.1. Problemstellung | 138 |
| 6.4.2. Grundlagen | 140 |
| 6.4.2.1. Fluidtransport in Störungszonen | 140 |
| 6.4.2.2. Massenbilanzierung | 141 |
| 6.4.3. Volumen- und Massenbeziehungen während der Kataklyse | 143 |
| 6.4.3.1. Tonalitinterne Scherzone im Schwendereckprofil | 144 |
| 6.4.3.2. Tonalitinterne Scherzone im Seebachprofil | 146 |
| 6.4.3.3. Pseudotachylitgang im Seebachprofil | 146 |
| 6.4.3.4. Zusammenfassung | 147 |
| 6.4.4. Mobilitätsverhalten alterationsinsensitiver Spurenelemente während metasomatischer Alteration | 147 |
| 6.4.5. Änderungen in der geochemischen Zusammensetzung und im Mineralbestand | 148 |
| 6.4.5.1. Visuelle Abschätzung der Kataklyse | 148 |
| 6.4.5.2. Interelementkorrelation der Haupt- und Spurenelemente und ihre Beziehung zur Kataklyseintensität | 148 |
| 6.4.5.3. Geochemisches Profil im Seebach | 149 |
| 6.4.5.4. Geochemisches Profil am Schwendereck | 151 |
| 6.4.6. Diskussion und Schlußfolgerungen | 153 |
| 7. Pseudotachylite | 155 |
| 7.1. Grundlagen | 155 |
| 7.2. Petrographie und Verbreitung der Pseudotachylite | 157 |
| 7.3. Elektronenoptische Untersuchung der Pseudotachylite | 159 |
| 7.3.1. Methodik | 160 |
| 7.3.2. Ergebnisse der REM-Untersuchungen und EDX-Analysen | 160 |
| 7.3.2.1. Pseudotachylite im Grödener Sandstein und Tonalit | 160 |
| 7.3.2.2. Pseudotachylite im Amphibolit | 161 |
| 7.3.3. Ergebnisse der TEM-Untersuchungen | 163 |
| 7.4. Hinweise zur Genese | 164 |
| 7.5. Zeitliche Abfolge der Pseudotachylitbildung | 165 |
| 7.6. Zusammenfassung | 165 |
| 8. Geodynamik | 166 |
| 8.1. Einführung | 166 |
| 8.2. Variszische Geodynamik | 168 |
| 8.2.1. Prävariszische und variszische Entwicklung des alpinen Paläozoikums | 168 |
| 8.2.2. Variszische tektonometamorphe Entwicklung des Gailtalkristallins | 170 |
| 8.2.3. Palinspastische Rekonstruktion des prätriassischen variszischen Deckensystems | 171 |
| 8.3. Alpidische Geodynamik | 175 |
| 8.3.1. Riftbildung während Trias und Jura | 175 |
| 8.3.2. Eoalpidische Konvergenz der Adriatischen und Europäischen Platte | 176 |
| 8.3.3. Alpidische duktile Deformation im Gailtalkristallin | 177 |
| 8.3.4. Präoligozäne vertikale Positionierung der Lienzer Dolomiten und oligozäne Intrusion der Tonalite | 178 |
| 8.3.5. Alpidische Bruchtektonik am Periadriatischen Lineament | 179 |
| 8.3.5.1. Postoligozäne Seismizität und Seismotektonik | 179 |
| 8.3.5.2. Lineament- und Paläospannungsanalyse der Schertektonik ab dem Miozän | 182 |
| 8.3.6. Palinspastische Rekonstruktion der postoligozänen Transpression | 186 |
| Dank | 187 |
| Literatur | 187 |
| Anhang | 198 |
| A. Strukturgeologische und geochemische Probenahme | 198 |
| B. Verformungsanalysen | 204 |
| C. TM-Bildverarbeitung | 209 |
| D. Geochemische Analysen | 212 |
| E. Abkürzungen und Symbole | 219 |

Zusammenfassung

Das Periadriatische Lineament, das nördlich angrenzende Gailtalkristallin und die Drauzug-Südrandstörung werden im Abschnitt zwischen Sillian und Kötschach-Mauthen mit folgenden Methoden untersucht:

- Strukturgeologie (Verformungsanalyse, Analyse der Quarzgitterregelung, Bestimmung des Deformationsregimes, mikroskopische Aufnahme kinematischer Indikatoren, Paläospannungsanalyse, TM-Lineamentauswertung);
- Geochemie, REM- und TEM-Untersuchung der Pseudotachylite;
- Geochemie der Tonalite, speziell bezüglich Stofftransport unter semiduktilen bis spröden Verformungsbedingungen.

Innerhalb des Gailtalkristallins werden vier Bereiche unterschiedlicher tektonometamorpher Geschichte beschrieben. Mindestens ein progrades Metamorphoseereignis M_1 unter niedriggradigen oder mittelgradigen Bedingungen, abhängig von der tektonischen Einheit, und mindestens zwei Diaphthoresen (M_2 , M_3) erfassen alle Gesteine des Gailtalkristallins. Extreme Mylonitisierung und Kataklyse sind besonders nahe dem Periadriatischen Lineament sensu stricto und an der Drauzug-Südrandstörung konzentriert. Die Mylonitisierung kulminiert zusätzlich in einer Phyllonitzone (Zone 2) und an intrakristallinen Scherzonen.

Bei M_1 handelt es sich vermutlich um ein frühvariszisches, möglicherweise aber auch um ein panafrakanisches Ereignis. Die Metamorphose M_2 steht aller Wahrscheinlichkeit nach mit der variszischen Deckenstapelung und der Anlage des Periadriatischen Lineamentes im Karbon bis Perm in Zusammenhang. D_3/M_3 läßt sich mit der eoalpidischen Konvergenz der Adriatischen Mikroplatte und Europäischen Platte korrelieren, die zur Einengung des Gailtalkristallins und Drauzug-Permomesozoikums führte.

Das Deformationsregime läßt sich fast ausschließlich als ebene Verformung mit heterogener Plättungskomponente und heterogenem Volumenverlust beschreiben. Das Gailtalkristallin reagiert insgesamt als heterogene duktile Megascherzone, das Periadriatische Lineament sensu stricto gewinnt erst während der semiduktilen und spröden Deformation an Bedeutung. Ältere Ereignisse einfacher Scherung mit gegensätzlicher Scherrichtung bzw. Verformungsaufteilung werden von einem Plättungsregime überlagert.

Die einheitliche nordgerichtete Aufschiebungstendenz wird von sinistralen und dextralen transpressiven Bewegungen begleitet. Dies bezieht sich jedoch nur auf die letzten duktilen Verformungsinkremente. Für die Frühphase der alpidischen Verformung muß man aus regionalgeologischen Überlegungen von einer großräumigen Abschiebung der südalpinen tektonischen Großeinheit ausgehen.

Die Intrusion der Tonalite im Oligozän stellt die einzige zuverlässig bestimmte Zeitmarke im Untersuchungsgebiet dar, auf die sämtliche anderen Metamorphose- und Deformationsereignisse zu beziehen sind. Nach der Intrusion während einer oligozänen Extensionsphase erfolgt die retrograde Metamorphose (Autometamorphose, M_{4a}) der Tonalite unter niedrigstgradigen p-T-Bedingungen. Danach verlagert sich das Deformationsregime von duktiler zu polyphaser spröder Verformung. Zwei spröd-duktiler Bewegungsphasen (K_1 , K_2) sind gekennzeichnet durch hohe Verformungsraten mit friktioneller Aufschmelzung während wahrscheinlich dextraler Blattverschiebung. Zwischen diesen beiden Ereignissen extremer Kataklyse liegt ein weiteres niedrigstgradiges Meta-

morphoseereignis (M_{4b}), das in einigen Pseudotachyliten zu beobachten ist.

Darauf folgen zwei transpressive Bewegungsakte mit ausgeprägter Vertikalkomponente entlang steilstehender Störungsflächen, belegt durch die Lineamentanalyse auf der Basis von LANDSAT 5-TM-Bildern und die Paläospannungsanalyse, abgeleitet aus der Orientierung von Harnischflächen und -striemungen. Dextrale transpressive Scherbewegungen spät- bis postmiozänen Alters (K_4) überlagern sinistrale transpressive Scherbewegungen frühmiozänen Alters (K_3). Während die dextralen Bewegungen auf das Gailtalkristallin als mehrfach reaktivierte Megascherzone beschränkt sind, sind die Spuren der älteren sinistralen Scherung im Randbereich der Megascherzone erhalten, nämlich an der Drauzug-Südrandstörung und am Periadriatischen Lineament sensu stricto. Diese jüngsten spröden Bewegungen, verknüpft mit Auf- bzw. Überschiebungen, führen zu einer generellen Hebung des südalpinen Paläozoikums gegenüber dem kristallinen Grundgebirge und Drauzug-Permomesozoikum im Norden. Am Periadriatischen Lineament sensu stricto ist diese extreme Kataklyse auf einen Bereich bis zu 800 m Breite beschränkt. Darüber hinaus ist noch Kataklyseeinfluß spürbar, tritt jedoch gegenüber den sedimentären bzw. duktilen Gefügemerkmalen in den Hintergrund.

Das K_4 -Ereignis muß in Beziehung zu nahegelegenen Erdbeben in historischer Zeit gesehen werden. Die Herdflächenlösung für das Friaulbeben am 6. Mai 1976 ergibt eine klare Übereinstimmung mit der NNW-SSE orientierten größten Hauptnormalspannung σ_1 der Paläospannungsanalyse. Auch das rezente Spannungsfeld in Mitteleuropa weist eine ähnliche Orientierung von σ_1 auf.

Die strukturgeologischen Untersuchungen bestätigen semiduktile bis spröde Lateralbewegungen von 110 bis 120 km zwischen der Adriatischen Mikroplatte und Europäischen Platte, die bereits aufgrund von Faziesvergleichen beiderseits des Periadriatischen Lineamentes vermutet werden.

Die untersuchten Granitoide intrudieren ein vulkanisches Inselbogenregime während der alttertiären alpidischen Subduktion. Bei der anschließenden Kontinent-Kontinent-Kollision wird der vulkanische Inselbogen überfahren. Der Aufstieg der Tonalite wird verlangsamt und Krustenmaterial inkorporiert. Letzteres drückt sich in einer Verschiebung des Chemismus von Graniten des Präkollisionstyps (Kordilleren-I-Typ) zu Graniten des Postkollisionstyps (Kaledoniden-I-Typ) aus.

Die geochemische Zuordnung der Pseudotachylitgänge zu ihren Protolithen ergibt, daß es sich bei dem Pseudotachylitkörper von Leiten und den Gängen im Grödener Sandstein des Archerlebaches sehr wahrscheinlich um friktionell aufgeschmolzenes und verdrängtes Tonalitmaterial handelt.

Die Analyse alterationsinsensitiver Elemente im Lesachtalpluton ergibt:

- Es kann von einem einheitlich zusammengesetzten Tonalit als Protolith ausgegangen werden.
- Volumen- und Massenänderungen des Gesamtgesteines während hydrothermalen Alteration sind gering. Bei den Kataklysen ergibt sich ein Volumen- bzw. Massenverlust von 0 bis 20 %, bei Pseudotachylit ein Volumen- bzw. Massengewinn bis 15 %.
- Eine Reihe von Elementen weist Anreicherungen bzw. Verarmungen während Kataklyse und friktioneller Aufschmelzung auf; auch in der Literatur häufig als immobil angesehene Elemente sind davon nicht ausgenommen.

The Periadriatic Lineament in the South of the Lienz Dolomites (Austria)

Structural Geology – Remote Sensing – Geochemistry

Abstract

The Periadriatic Lineament is a prominent shear zone, marking the boundary between the Eastern Alps with intricately refolded, large-scale nappe tectonics and the Southern Alps with north-dipping thrusts. The Alpine metamorphic grade differs clearly between the Austro-Alpine and South-Alpine units. The Periadriatic Lineament, the adjacent Gailtal metamorphic basement, and the Drau Range Southern Fault, covering the Gailtal section between Sillian and Kötschach-Mauthen, were investigated with the following methods:

- multiscale structural analysis (strain analysis, lattice preferred orientation of quartz, determination of the strain regime, microkinematic indicators, paleostress analysis, TM lineament analysis);
- geochemistry, SEM and TEM microscopy of pseudotachylite veins;
- geochemistry of the tonalite bodies, especially relative to mass transport under semiductile to brittle strain conditions.

Structural geology and geodynamic evolution

Four zones with different tectonometamorphic history are distinguished within the Gailtal metamorphic basement. At least, one prograde metamorphic event, M_1 , and two retrograde events, M_2 and M_3 , affected the whole Gailtal metamorphic basement. Depending on the tectonic unit, the p-T conditions of M_1 are reaching the almandine low grade in the east and the medium grade in the west. Extreme mylonitization and cataclasis are dominant. The mylonitization is culminating in the phyllonite zone (zone 2) and on intracrystalline shear zones. The cataclasis is concentrating on the Periadriatic Lineament and Drau Range Southern Fault. The ages of these early metamorphic and deformational events are not ascertained. D_1/M_1 might be of early Variscan (Upper Devonian to Carboniferous) or Panafrican (Upper Ordovician) age. In the latter case the hypothetical period of flyschoid sedimentation of marine siliciclastics is shifted from Devonian and Silurian to pre-Upper Ordovician time. D_2/M_2 probably is connected with Variscan nappe stacking and the initiation of the Periadriatic Lineament (Carboniferous to Permian). D_3/M_3 possibly represents the eo-Alpine convergence of the Adriatic microplate and the European plate (Upper Cretaceous, ?Gosau), which led to the N-S compression of the Gailtal metamorphic basement and the Drau Range Permomesozoic.

Strain analyses display widely uniform strain parameters for the Gailtal metamorphic basement. The strain regime is characterized by plane strain with heterogeneous flattening and heterogeneous volume loss. The amount of pure shear affecting the clasts increases from quartz over K-feldspar to garnet. The quartz textures preserve only the last plastic strain increment (D_3). Instead, the textures and grain shapes of K-feldspars in augen gneisses or garnets in diaphthoritic garnet mica schists give reference to the main phases of ductile deformation (? D_1 , D_2). Different methods of strain analysis applied to these rocks showed a clear difference between matrix and clast deformation. In the diaphthoritic garnet mica schists clear features of heterogeneous clast deformation with almost equivalent participation of simple and pure shear and simple-shear matrix deformation evolved. Diaphthoresis under low-grade metamorphic conditions led to strain partitioning in pressure solution concerning K-feldspar and garnet clasts and dislocation creep concerning quartz and phyllosilicates. Oblate K-feldspar, garnet, and quartz grain shapes are the result of pressure solution subperpendicular to the foliation, probably intensified by progressive simple shear subparallel to the foliation. In augen gneisses clasts and matrix suffered simple shear with a high flattening component. The shear strains differ considerably, but there is no correlation between the deviation from the Periadriatic lineament *sensu stricto* and the evolution of the strain ellipsoid. This led to the

opinion that the whole Gailtal metamorphic basement reacted as a heterogeneous ductile mega-shear zone and the Periadriatic lineament *sensu stricto* only became more important during semi-ductile and brittle deformation. Concerning ductile deformation, older simple-shear events with different sense of shear or strain partitioning were superimposed by flattening (pure shear).

The lattice preferred orientation investigated by photometer, universal stage, and X-ray texture goniometer with orientation distribution function also gives clear evidence for combined rotational and coaxial deformation as inclined crossed and single <c>-axis girdles. However, symmetric quartz <c>-axis patterns are dominant, being symptomatic for plane strain as the main deformation mechanism. Frequently, strain heterogeneity produced domains of sinistral or dextral simple shear alternating in mm dimension. The rotational deformation mainly is represented by dextral simple shear. The strain regime with dominant plane strain can be derived from the <c>-axis orientation subperpendicular to the foliation.

For the ductile deformation a heterogeneous strain regime or the superposition of two diverging maximum principal stress axes are assumed. There is a clear and homogeneous tendency of north-directed reverse dip-slip of each southern tectonic unit, e.g. the South-Alpine Paleozoic of the Carnic Alps against the Gailtal metamorphic basement and the Gailtal metamorphic basement against the Drau Range Permomesozoic. The uplift is accompanied by lateral displacements with changing sense of shear. This is only valid for the last ductile strain increments. Considering the regional geological setting, early Alpine deformation must have led to large normal faulting within the Gailtal metamorphic basement and hence to a descending South-Alpine tectonic unit.

The intrusion of the tonalite bodies during an Oligocene extensional regime represents the only reliable time marker. All investigated metamorphic and deformational phases are related to this Oligocene event. After the intrusion the tonalites suffered retrograde metamorphism (autometamorphism, M_{4a}) under very-low grade conditions. Thereafter, the strain regime shifted from plastic to brittle deformation. The post-Oligocene extreme cataclasis is interrupted by another very-low grade metamorphic event (annealing, M_{4b}), which can be recognized in some pseudotachylites.

In general, the Lesachtal tonalite is characterized by strong compressional tectonics during ductile deformation in a deeper crustal level. The coaxial deformation is locally accompanied by transpressive movements with changing sense of shear, resulting in an oblique reverse dip-slip of the southern unit to the west or east. The lattice preferred orientation of quartz in the tonalite bodies proves flattening (small circle <c>-axis girdles around Z) or a tendency to plane strain (symmetric crossed <c>-axis girdles).

Lineament analysis based on Thematic Mapper data and the orientation of the paleostress ellipsoid derived from the distribution of slickenside striations reveals a polyphase history of brittle deformation with dextral transpression of late to post-Miocene age (K_4) superposing sinistral early-Miocene transpression (K_3). The dextral movements, 8.5 km for minimum, are restricted to the Gailtal metamorphic basement, a multiply reactivated mega-shear zone. Traces of slightly older sinistral displacements are preserved at marginal shear zones, e.g. at the Drau Range Southern Fault and the Periadriatic Lineament *sensu stricto*.

The youngest dextral movements, associated with reverse dip-slip faulting, resulting in an uplift of the South-Alpine Paleozoic rocks relative to the Gailtal metamorphic basement and Drau Range Permomesozoic in the north, must be seen in context with the adjacent earthquakes in historic time. The fault-plane solution for the Friuli earthquake of May 6, 1976, displays a clear coincidence with the horizontally NNW-SSE-

oriented maximum principal stress σ_1 derived from paleostress analysis. The recent stress field in Central Europe displays a similar orientation of σ_1 .

Additional petrographic and microstructural results suggest two previous brittle events related to E–W-trending strike-slip faulting of probably dextral sense of shear (K_1 , K_2) accompanied by seismogenic frictional fusion. The emergent pseudotachylyte veins postdate the Oligocene tonalite intrusion along the Periadriatic Lineament.

The structural investigations confirm lateral semiductile to brittle displacements in the order of 110 to 120 km between the Adriatic microplate and European plate, which were already suggested by the correlation of lithostratigraphic and biostratigraphic features on both sides of the Periadriatic Lineament.

Pseudotachylytes

The pseudotachylytes preferentially occur in tonalites, sandstones, volcaniclastics, and amphibolites near the Periadriatic Lineament. The tonalite pods represent the most frequent host rock for the pseudotachylytes. The pseudotachylyte veins were formed during retrogressive tectonometamorphic evolution at the Periadriatic Lineament after the tonalite intrusion. The tonalites are intensely involved in shear tectonics around the Oligocene/Miocene boundary. So a post-Oligocene age has to be postulated for the generation of the pseudotachylytes.

Because the occurring pseudotachylyte veins are transected by younger brittle fractures, the pseudotachylytes are definitely older than the strike-slip events K_3 and K_4 , indicated by penetrative photolineaments and recent seismic activity corresponding to earthquakes in historic time.

The comparison of the bulk chemical compositions of pseudotachylytes and host rocks brought about that most of the pseudotachylyte veins are similar to their host rocks. Observed exceptions are the pseudotachylyte body near Leiten and the injection veins in Gröden sandstone outcropping along the upper Archerlebach, which probably consist of frictionally melted tonalite protolith.

SEM and TEM investigations confirm that the pseudotachylytes were generated during frictional fusion along brittle failures. The pseudotachylytes formed at shallow crustal depths by selective melting under water-saturated conditions rather than by total melting or by crushing of the host rocks along fault surfaces. They intruded the host rock on fractures formed during hydraulic fracturing. Fracturing, comminution, and selective melting led to an aphanitic matrix with fragments mainly of quartz, K-feldspar, and plagioclase. Two generations of pseudotachylytes are distinguished. Their formation is assigned to seismic events in context with strike-slip displacements along the Periadriatic Lineament under temperatures up to 300°C and pressures up to 3 kb (K_1 , K_2). The Lesachtal tonalite, however, locally displays textures of plastic deformation. Therefore, the older pseudotachylyte generation is supposed to have formed during decreasing ductile shear deformation, when strain hardening set in. So the pseudotachylyte formation can partially be extended to the F/QP transition with surrounding temperatures up to 350°C and pressures up to 3.5 kb. The formation depth lies between 10 and 15 km, the melting temperature between 750 and 1100°C depending on chemical composition and fluid pressure.

Geochemistry

The examined granitoids are classified as granodiorites and tonalites *sensu stricto*, which intruded a volcanic-arc situation during early-Tertiary Alpine subduction. During the following continent-

continent collision the volcanic arc was overthrust and the uplift of the tonalite bodies was slowed down. The tonalites incorporated continental-crust material, which shifted the chemical composition of the magma from Cordilleran I-type (destructive active plate margin, pre-plate collision) to Caledonian I-type (Caledonian 'permitted' plutons, post-collision uplift).

The andesitic dykes within the Gailtal metamorphic basement probably represent no independent magmatic event. Besides a rough similarity concerning the major and trace element concentrations, their REE pattern matches quite well with that of the average Lesachtal and Hollbruck tonalite. Hence it follows that the formation of the discordant andesitic dykes is closely connected with the Periadriatic tonalite intrusives in space and time.

The geochemical samples examined in connection with hydrothermal metasomatism exclusively belonged to the Lesachtal tonalite, which was assumed to represent a protolith with originally uniform geochemical composition. The process of brittle deformation was characterized by essentially constant volume (or mass) conditions. Only minor changes in volume (mass), up to 20 percent, were recorded in the cataclastic tonalites and pseudotachylytes. But deformation on brittle shear zones was not isochemical. Especially frictional melting considerably forced changes in element concentrations of the deformed rocks. Remarkably, there is no relationship between element concentrations and visually classified deformation textures.

The analysis of mass (volume) and concentration changes in the isocon diagrams after GRESSENS (1967) and GRANT (1986), and the interelement ratios after KERRICH (1988) produced the following results:

- The tonalite protolith was homogeneous, which was a precondition for the evaluation of element migration processes during brittle deformation.
- Volume and mass changes of the whole rock were low during hydrothermal alteration. For cataclastics a mass (volume) loss of 0 to 20 percent, for pseudotachylytes a mass (volume) gain up to 15 percent was evaluated.
- A number of elements were enriched or depleted during brittle deformation and/or frictional melting. Even generally assumed immobile elements were affected.

The REE are widely regarded as alteration insensitive during most supracrustal hydrothermal metasomatism. Nevertheless, the REE pattern of the tonalites suffered remarkable fractionation and/or mobilization. The mobilization possibly resulted from pH changes of soil and groundwater as they encountered different geochemical environments, while fractionation presumably was controlled by mineralogical composition. Cataclasis under very-low grade conditions produced the pathways for the circulating alteration fluids. Deep-reaching weathering penetrated the close network of fracture zones. This is valid for all brittle shear zones in consideration, even for the extremely cataclastic pseudotachylyte-bearing shear zone. Especially in the pseudotachylytes and partially in the zone of high ductile deformation, the REE concentrations show systematic enrichments of HREE and depletions of LREE, which are characteristic for slightly to moderately altered rocks. On the contrary, extremely altered residual rocks are depleted in HREE and enriched in LREE.

A further characteristic geochemical feature is the spectacularly enhanced abundance of K_2O in pseudotachylytes (10.3 to 12.6 weight percent). In terms of trace-element distribution, the pseudotachylytes are characterized by relatively enhanced concentrations of Cr, Rb, Sr, and Ba. Concerning the major-element distribution, they display depletions in Na, Mg, Mn, and Fe.

1. Einführung

1.1. Thematik

Das Periadriatische Lineament durchzieht den Alpenbogen von Lanzo nahe Turin im Westen bis nach Varaždin in der pannonischen Tiefebene im Osten. Bereits frühzeitig als Großstörung erkannt („alpino-dinarische Grenze“ nach SUESS, 1901, und SALOMON, 1905), bildet es die Trennungslinie zwischen dem Wirkungsbereich großflächiger alpidischer Deckentektonik und Metamorphose im Norden (Ostalpin und Penninikum) und, abgesehen von der jüngsten Überschiebungstektonik (DOGLIONI & BOSSELINI, 1987), dem Bereich geringerer alpidischer Beeinflussung im Süden (Südalpin). Für einzelne Abschnitte des Periadriatischen Lineamentes sind verschiedene Bezeichnungen in Verwendung (siehe BÖGEL, 1975; TOLLMANN, 1977a; SCHMID et al., 1989; Abb. 1).

Zwischen diesen großtektonischen Einheiten mit unterschiedlicher Metamorphosegeschichte stellt sich das Periadriatische Lineament als tiefgreifende krustale Schwächezone dar, die am Ende der variszischen Orogenese im Permokarbon und während der alpidischen Orogenese vom Eozän bis Miozän, vor allem aber im Oligozän, von einer Vielzahl von Granit- und Tonalitplutonen intrudiert wurde („Periadriatische Plutone“; EXNER, 1976; VON GIZYCKI & SCHMIDT, 1978a, 1978b; LAUBSCHER, 1983; TOLLMANN, 1986; Abb. 1). Da auch Rotsedimente der Gröden-

Formation in direktem tektonischem Kontakt zu Tonaliten anzutreffen sind (SASSI & ZANFERRARI, 1973; ZANFERRARI, 1976), muß eine mehrphasige Ereignisfolge von Dehnungstektonik mit Abschiebungstendenz und Grabenbildung (VAN BEMMELEN & MEULENKAMP, 1965), Abschertektonik im Zuge krustaler Delaminationsprozesse während der Anlage des Grundmusters der ostalpinen Decken (RATSCHBACHER, 1986), Vertikalbewegungen (VAN BEMMELEN & MEULENKAMP, 1965) und großräumigen Lateralbewegungen (TOLLMANN, 1977a; BECHSTÄDT, 1978; SCHÖNLAUB, 1979) angenommen werden.

In der paläogeographischen Rekonstruktion nach BECHSTÄDT (1978) wird das Permomesozoikum des Drauzuges westlich an die oberostalpinen Decken angeschlossen. Daraus lassen sich sinistrale Bewegungsbeträge bis maximal 200 km längs einer bogenförmig durch das ostalpine Deckensystem verlaufenden Scherfläche ableiten. BECHSTÄDT (1978) interpretiert diese Lateralversätze in Zusammenhang mit sinistral verlaufenden Relativbewegungen der Europäischen und Adriatischen Platte, wobei die Rolle des Periadriatischen Lineamentes bezüglich Bewegungssinn oder Bewegungsbetrag zwischen Drauzug und Südalpin unklar bleibt.

TOLLMANN (1977a) stellt einen klaren Bezug zwischen der paläomagnetisch ermittelten Rotation der Adriati-

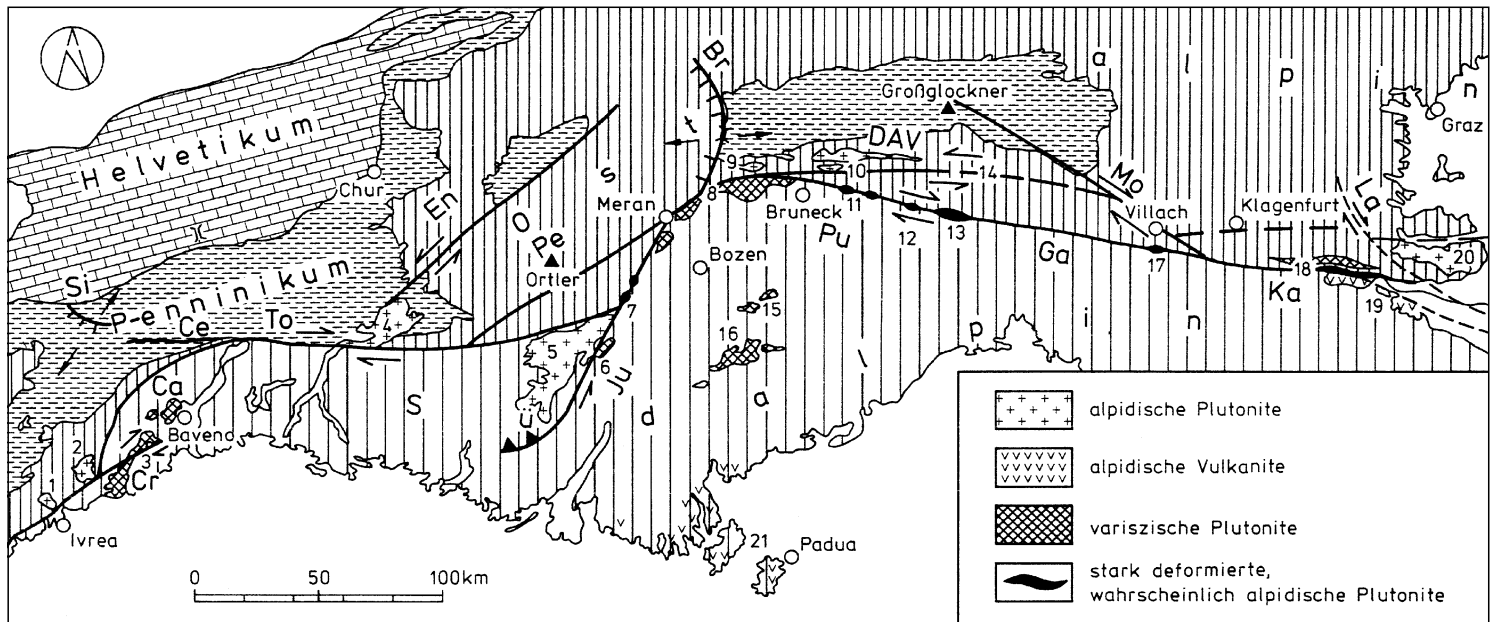


Abb. 1.

Der Verlauf des Periadriatischen Lineamentes.

Die Bezeichnung der einzelnen Abschnitte von Westen nach Osten: Cr = Cremosinalinie; Ca = Canaveselinie; To = Tonalelinie; Ju = Judicarienlinie; Pu = Pustertallinie; Ga = Gailtallinie; Ka = Karawankenlinie; Insubrische Linie, ursprünglich für den westlichen Teil des Periadriatischen Lineamentes von SPITZ (1919) eingeführt, wird in der neueren Literatur synonym zum Periadriatischen Lineament verwendet.

Die Bezeichnung der periadriatischen Magmatite: 1 = Diorit von Traversella; 2 = Quarzsyenit von Biella; 3 = Granit von Baveno; 4 = Bergell-Tonalit; 5 = Adamello-Tonalit; 6 = Granodiorit des Mt. Sabion; 7 = Judicarien-Tonalite; 8 = Kreuzberg-, Iffinger und Brixener Granit; 9 = Rensen-Granit; 10 = Rieserferner-Tonalit; 11 = Pustertal-Tonalite; 12 = Hollbruck-Granodiorit; 13 = Lesachtal-Tonalit; 14 = Tonalitgänge im Iseltal; 15 = Gabbro, Monzonit und Granit von Predazzo und Monzoni; 16 = Granit und Tonalit der Cima d'Asta; 17 = Tonalit von Finkenstein; 18 = Granit und Tonalit von Eisenkappel; 19 = Smerkovec-Andesit; 20 = Pohorje-Tonalit; 21 = Basalte; Trachyte und Liparite der Lessinischen Alpen und Colli Euganei (nach BÖGEL & SCHMIDT, 1976).

The Periadriatic Lineament.

The names of the segments from West to East: Cr = Cremosina Line; Ca = Canavese Line; To = Tonale Line; Ju = Giudicarie Line; Pu = Pustertal Line; Ga = Gailtal Line; Ka = Karawanken Line; Insubric Line, originally introduced for the western part of the Periadriatic Lineament (SPITZ; 1919), is used synonymously with the Periadriatic Lineament in modern literature.

The names of the periadriatic magmatites: 1 = Traversella diorite; 2 = Biella quartz-syenite; 3 = Baveno granite; 4 = Bergell tonalite; 5 = Adamello tonalite; 6 = Mt. Sabion granodiorite; 7 = Giudicarie tonalites; 8 = Mt. Croce, Ivigna, and Bressanone granite; 9 = Rensen granite; 10 = Vedrette di Ries tonalite; 11 = Pustertal tonalites; 12 = Hollbruck granodiorite; 13 = Lesachtal tonalite; 14 = Iseltal tonalitic dykes; 15 = gabbro, monzonite, and granite of Predazzo and Monzoni; 16 = Cima d'Asta granite and tonalite; 17 = Finkenstein tonalite; 18 = Eisenkappel granite and tonalite; 19 = Smerkovec andesite; 20 = Pohorje tonalite; 21 = basalts; trachytes; and liparites of the Lessinic Alps and Colli Euganei (after BÖGEL & SCHMIDT, 1976).

schen Mikroplatte um 50° im Gegenuhrzeigersinn (ZIJDERVELD & VAN DER VOO, 1973) und paläogenen Scherbewegungen am Periadriatischen Lineament her. Aus diesen Überlegungen und faziellen Vergleichen ergibt sich ein dextraler Bewegungssinn mit differierenden Scherweiten (300 km, LAUBSCHER, 1973; 120 km, TOLLMANN, 1977a). SOFFEL (1978) ermittelte einen geringeren Rotationswinkel von 20° bis 30° für den Zeitraum zwischen Obereozän und Unter- bis Mitteloligozän. Im Westteil (Insubrische Linie) sind dextrale Bewegungen nachgewiesen (LAUBSCHER & BERNOULLI, 1982; SCHMID et al., 1987; SCHMID et al., 1989). Im Ostteil (Karawankenlinie) werden ebenfalls dextrale Bewegungen angenommen (v. GOSEN, 1989). Im Zentralteil wird das Bild durch den Versatz des Periadriatischen Lineamentes an der Judicarienlinie kompliziert. Im duktilen Niveau ist die Tonalelinie dextral, Judicarienlinie und Periadriatisches Lineament sind sinistral. Im spröde-duktilen Niveau herrscht NNW-SSE-Kompression vor (ZARSKÉ, 1989).

Wichtig sind in diesem Zusammenhang auch gefügeanalytische Untersuchungen zur Kinematik der ostalpinen Decken, welche sich am ehesten mit einem Transpressionsmodell erklären läßt, in dem sich Lateralbewegungen, horizontale Einengung und vertikale Dehnung in non-koaxialen Deformationsvorgängen überlagern (RATSCHBACHER, 1986). Diese mehrphasige dextrale Transpression führt zu seitlichen Fluchtbewegungen kontinentaler Kruste (*lateral continental escape*) entlang konjugierter Seitenverschiebungszonen (NEUBAUER, 1988; SCHMID et al., 1989; RATSCHBACHER et al., 1991a; RATSCHBACHER et al., 1991b).

Der Zeitpunkt der Hauptbewegungsphasen am Periadriatischen Lineament konnte bisher nicht sicher festgestellt werden. In Verbindung mit der Abscherung (*décollement*) der alpidischen Decken und der Rotation der Adriaplatte ist eine eoalpidische Bewegungskomponente zu erwarten (VAN BEMMELEN & MEULENKAMP, 1965; BECHSTÄDT, 1978). Der Nachweis erheblicher miozäner Krustenverkürzungen (80–100 km; LAUBSCHER, 1990) und die Deformation der Tonalitplutone entlang der Gailtallinie (SASSI & ZANFERRARI, 1973) belegen klar eine intensive postoligozäne Deformationsphase.

Auch die plattentektonische Bedeutung des Periadriatischen Lineamentes wird konträr diskutiert. In der bisher einzigen struktureologisch fundierten Zusammenfassung über die Lienzer Dolomiten messen VAN BEMMELEN & MEULENKAMP (1965) dem Periadriatischen Lineament kaum Bedeutung bei, sondern verlegen die Hauptbewegungen an den Drauzug-Südrand. Ältere Autoren vermuteten im Periadriatischen Lineament die Suture zwischen Europa und Afrika (SUSS, 1901; CLAR, 1953; KOBER, 1955) und betrachteten den Bereich als Wurzelzone der zentral-alpinen Decken (TERMIER, 1904). Auch heute wird angenommen, daß im Zuge der Kontinent-Kontinent-Kollision hier ein größerer Kristallinstreifen überfahren wurde. Der Verlauf des Periadriatischen Lineamentes ist jedoch nicht mit dem Nordrand der Adriatischen Mikroplatte, also der alpino-dinarischen Grenze im eigentlichen Sinn, gleichzusetzen (ANGENHEISTER et al., 1975; BÖGEL & SCHMIDT, 1976; TOLLMANN, 1986), da auch die ostalpinen Decken nördlich des Tauernfensters noch zur Adriatischen Mikroplatte zu rechnen sind.

Aus refraktionsseismischen Untersuchungen geht hervor, daß am Nordrand des Südalpins und entlang des Periadriatischen Lineamentes die Zone maximaler Krustenmächtigkeit und größter MOHO-Tiefenlage im Bereich des alpinen Orogens auftritt (55–60 km bei Bozen, 50–55 km zwischen Sillian und Kötschach-Mauthen; GIESE et al., 1982; Abb. 2). Dieses Phänomen wurde mit einer Krustenverdopplung als Folge einer flachen krustalen Überschiebung, bis 70 km weit nach Norden, erklärt. Das obere Krustensegment gehört dem Südalpenblock der Adriatischen Mikroplatte an, das untere Krustensegment besteht vermutlich aus kontinentalen Fragmenten des ostalpinen Randbereiches und/oder intrageosynklinalen Rücken, vergleichbar der Schwellenzone des Briançonnais

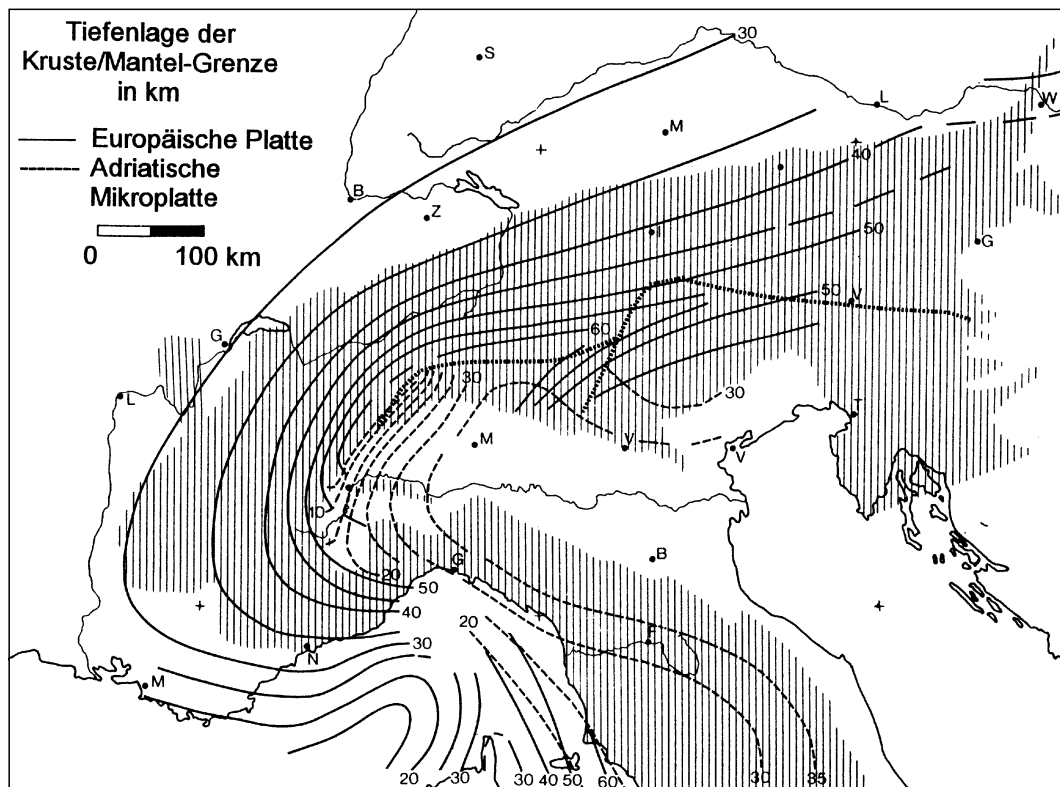


Abb. 2. Isohypsenkarte der Grenze Kruste/Mantel (MOHOROVICIC-Diskontinuität) unter der Europäischen Platte und Adriatischen Mikroplatte im Alpenorogen. Bemerkenswert ist, daß die Zone größter Krustenmächtigkeit im Bereich des alpinen Orogens nicht konform mit dem Verlauf des Periadriatischen Lineamentes ist (GIESE et al., 1982).

Contour map of the crust-mantle boundary (MOHOROVICIC discontinuity) under European plate and Adriatic microplate in the Alpine orogen. Note the difference between the zone of maximum crustal thickness in the Alpine orogen and the trend of the Periadriatic Lineament (GIESE et al., 1982).

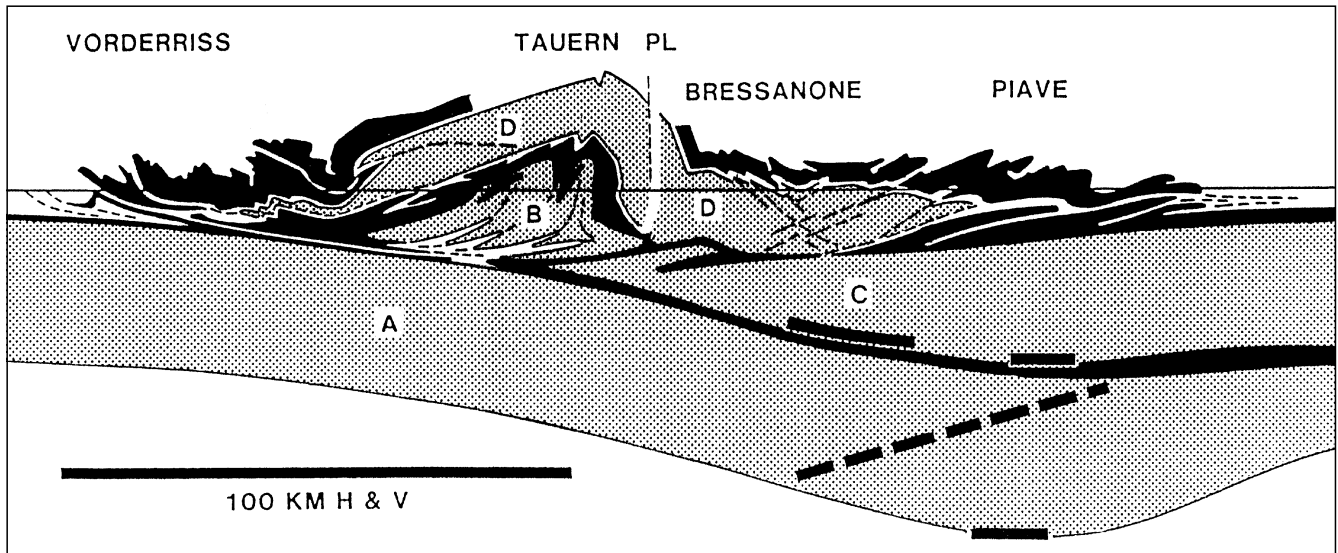


Abb. 3.

Profil durch Ost- und Südalpen entlang der Linie „Murnau – Innsbruck – Bressanone – Belluno“ (nach GIESE et al., 1982, und ROEDER, 1989). Die an der Krustenstapelung beteiligten Krustensegmente sind schattiert (A = nördliche Vorlandkruste; B = Tuxer und Zillertaler Zentralgneis-Komplex; C = südalpine Vorlandkruste; D = ostalpine Kruste), die mesozoischen Sedimentite schwarz dargestellt. Nach älteren refraktionsseismischen Untersuchungen (MUELLER et al., 1980; GIESE et al., 1982) dünnt die Vorlandkruste unter den Südalpen rasch aus; das entsprechende nach Norden einfallende MOHO-Segment wurde gestrichelt ergänzt. Nach aktuellen Untersuchungen wird die maximale MOHO-Tiefenlage von 65 km erst weiter südlich erreicht (GIESE, 1985; ROEDER, 1989).

Cross section through the Eastern and Southern Alps along the line "Murnau – Innsbruck – Bressanone – Belluno" (after GIESE et al., 1982, and ROEDER, 1989).

The crustal segments involved in crustal stacking are shaded (A = northern foreland crust; B = central gneiss complex of the Tauern window; C = South-Alpine foreland crust; D = Austro-Alpine crust), the Mesozoic sedimentary rocks are black. Older refraction-seismic investigations (MUELLER et al., 1980; GIESE et al., 1982) support a quick thinning of the foreland crust under the Southern Alps; the corresponding north-dipping MOHO segment is represented by a dashed line. According to present investigations the maximum depth of the crust-mantle boundary (65 km) is realized further to the south (GIESE, 1985; ROEDER, 1989).

(GIESE, 1980; Abb. 3). Für das Periadriatische Lineament lieferten die refraktionsseismischen Untersuchungen keine direkten Anzeichen, daß sich das Lineament bis in die Unterkruste fortsetzt (MILLER et al., 1982; ROEDER, 1989).

Vom Periadriatischen Lineament strahlen Bündel von Scherzonen aus, die das Altkristallin südlich des Tauernfensters in Blöcke gleicher Metamorphose- und Abkühlungsgeschichte teilen. Es ist zu vermuten, daß das Periadriatische Lineament gemeinsam mit den anderen Scherzonen bei der Kollision als intrakrustaler Abscherhorizont wirksam war, später in seiner Raumlage verstellt und je nach Spannungszustand für diverse weitere Bewegungen benutzt wurde (HEINISCH & SCHMIDT, 1984). BÖGEL (1975) hält es sogar für wahrscheinlich, daß das Periadriatische Lineament bereits während der variszischen Orogenese als Transformstörung angelegt und lediglich alpidisch reaktiviert wurde.

Auffällig ist weiterhin die rezente auftretende Seismizität des Periadriatischen Lineamentes (STEINHAUSER, 1980; TOLLMANN, 1986). Neben der kräftigen Deformation der oligozänen Tonalite weist auch die morphogenetische Wirksamkeit des Periadriatischen Lineamentes auf eine Bewegungskomponente während des jüngsten alpidischen Orogengeschehens hin.

1.2. Arbeitsziele

Aus dem Westteil des Periadriatischen Lineamentes (Insubrische Linie, HEITZMANN, 1987a, 1987b; SCHMID et al., 1987; SCHMID et al., 1989), aus den Karawanken (BAUER & SCHERMANN, 1984; VON GOSEN, 1989; POLINSKI, 1991) und aus dem Bereich der Tonale- und Judicarienlinie (ZARSKÉ, 1989) liegen detaillierte strukturgeologische Arbeiten vor. Aus dem Bereich südlich des Drauzug-Westabschnittes fehlten trotz guter Aufschlußbedingungen zu Beginn der

Arbeiten im Jahr 1987 fundierte strukturgeologische Ergebnisse. Die oben erwähnten geotektonischen Modelle basieren weitgehend auf theoretischen Überlegungen und Faziesvergleichen der Permotriassetwicklung.

Das durchgeführte, breit gefächerte Forschungsprogramm sollte eine Vielzahl strukturgeologischer Detaildaten liefern, um zu einem besseren Verständnis der alpinen Geodynamik in diesem Abschnitt des Periadriatischen Lineamentes zu gelangen. Ziel war ein logisches Bild der Entwicklungsgeschichte des Gailtalkristallins und des Periadriatischen Lineamentes sowie deren Eingliederung in ein plattentektonisches und paläogeographisches Gesamtkonzept. Dem Forschungsprogramm lagen im wesentlichen folgende Fragestellungen zugrunde:

1.2.1. Erfassung und Interpretation alpidischer Deformationsereignisse

Die Bedeutung des Periadriatischen Lineamentes während folgender Zeiträume war zu erarbeiten:

- alpidische Geosynklinalzeit;
- kretazische Subduktion und Deckenbewegung unter Berücksichtigung des Transpressionsmodells nach RATSCHBACHER (1986);
- Intrusion der alpidischen Tonalite im Oligozän;
- jungalpidische Geodynamik ab dem Miozän.

Für jeden Zeitraum sollten Schersinn, Bewegungsbeitrag und Art der Deformation festgestellt werden. Besonderes Augenmerk war auf die Verbreitung, Genese und zeitliche Einordnung der Pseudotachylite zu richten. Außerdem war zu überprüfen, ob die jüngste Deformation am Periadriatischen Lineament bereits abgeschlossen ist oder noch andauert, wie die rezente Seismizität vermuten läßt.

1.2.2. Erfassung und Interpretation variszischer Deformationsereignisse

Außerdem war der Versuch zu unternehmen, nach einer Klärung der alpidischen Geschichte des Periadriatischen Lineamentes auch Fragen neu aufzugreifen, die das variszische Grundgebirge betreffen:

- Anordnung der variszischen Bauelemente nach der Kollisionsorogenese im Oberkarbon bis Perm;
- die Beziehung zwischen Altkristallin und schwachgradig metamorphem Paläozoikum;
- die Position der Nördlichen Grauwackenzone zum Paläozoikum der Karnischen Alpen;
- Lage der variszischen Deckengrenzen vor der alpidischen Überprägung;
- Verlauf der variszischen Suturen.

1.2.3. Erstellung einer Datenbasis für plattentektonische und paläogeographische Überlegungen

Nachdem bereits mehrere kontroverse Hypothesen zur Palinspastik der ostalpinen Deckentektonik und daraus resultierende paläogeographische Modelle für den Untersuchungsraum existieren, sollte der dringend notwendige Versuch unternommen werden, Detaildaten nachzuliefern. Der beschrittene Weg einer Kombination aller erreichbaren Informationen über Tektonik, Metamorphose, Petrographie und Geochemie sollte die Basis für eine Synthese liefern und die Entschlüsselung der geologischen Entwicklungsgeschichte des Periadriatischen Lineamentes und Gailtalkristallins ermöglichen.

1.2.4. Methodik der Untersuchung deformierter Gesteine

Die Tatsache, daß Gesteine unterschiedlichen rheologischen Verhaltens in enger Nachbarschaft vorkommen und gemeinsam deformiert wurden, eröffnete die Möglichkeit, die Zusammenhänge zwischen Deformation, Rekristallisation und Stoffverschiebung anhand eines komplexen Beispiels der Natur zu beleuchten und mit experimentellen Daten zu vergleichen. Es sollte das Deformationsverhalten von mittelgradig metamorphem Gailtalkristallin, schwachgradig metamorphem südalpinen Paläozoikum, Sandsteinen der Gröden-Formation (am Periadriatischen Lineament sensu stricto und an der Drauzug-Südrandstörung) und Tonaliten gegenübergestellt werden und mit experimentellen Befunden an Einzelmineralen und einfachen Mineralgemengen verglichen werden. Vergleichende Untersuchungen aller Informationen unterschiedlicher Betrachtungsmaßstäbe, ausgehend vom Satellitenbild bis in die Dimension kristallinterner Gefügemerkmale, sollten eine kritische Bewertung der Interpretierbarkeit gefügeanalytischer Dünnschliffdaten ermöglichen (Abb. 4).

Da eine Vielzahl unterschiedlicher Methoden angewendet wurde, erscheint es sinnvoll, nicht im Rahmen dieser Einführung, sondern erst zu Beginn der einzelnen Kapitel näher auf die spezielle Methodik einzugehen.

1.2.5. Geochemie und Petrographie der Tonalite

Anhand mehrerer petrographisch-geochemischer Profile sollten durch Messung der Haupt-, Neben- und Spurenelemente, einschließlich Seltener Erdelemente (*rare-earth elements*, REE), Daten über deformationsbedingte Stoffverschiebungen in den in die Störungstektonik invol-

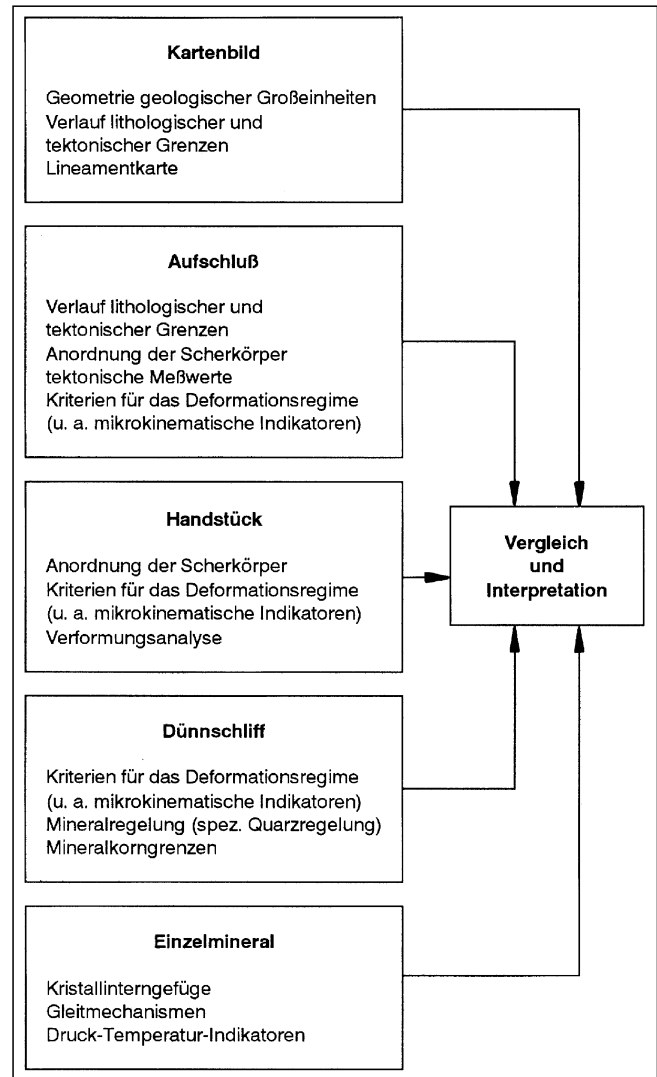


Abb. 4. Vergleich und Interpretation aller Ergebnisse auf der Basis einer Datenerhebung in verschiedenen Betrachtungsmaßstäben.
Comparison and interpretation based upon data collection in various scales of view.

vierten Tonaliten gewonnen werden. Diese waren mit den gefügeanalytischen Daten zu Druck- und Temperaturbedingungen und Art der Deformation zu korrelieren. Die Abhängigkeiten zwischen Deformationsstil, Verformungsrate, Mineralumwandlungen und Stofftransport und deren mögliche Koppelung an einen erhöhten Fluiddurchsatz waren zu klären.

Der Pauschalchemismus sollte herangezogen werden, um die chemische Variationsbreite der Tonalite festzustellen und sie über einen möglichen Differentiationstrend in ein zeitliches Raster einzupassen. Ergänzend sollten die Pseudotachylite geochemisch bearbeitet werden, um Protolith und Genese näher zu erfassen.

1.3. Lage der Arbeitsgebiete und Auswahlkriterien

Als Arbeitsgebiet im weiteren Sinn wurde der Raum südlich der Lienzer Dolomiten ausgewählt (Abb. 5), da hier die Grenze zwischen Gailtalkristallin und Paläozoikum der Karnischen Alpen gut aufgeschlossen ist. Für diesen Bereich liegen neue geologische Kartenblätter im Maßstab 1 : 50.000 vor (ÖK 197 Kötschach) bzw. sind in Vorberei-

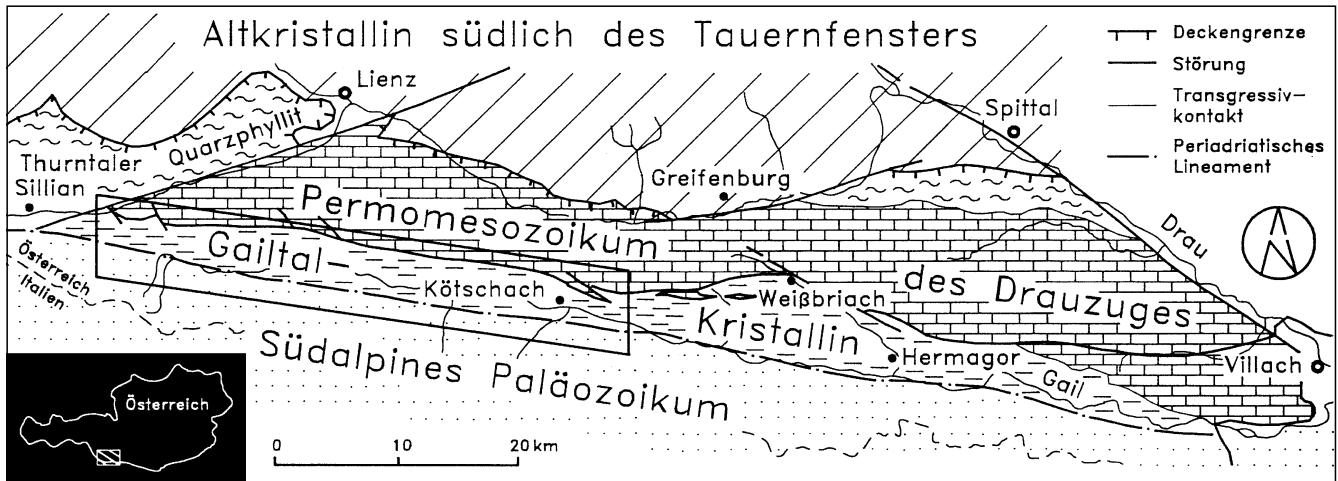


Abb. 5.

Lage des Arbeitsgebietes der strukturgeologischen Bearbeitung im Westabschnitt des Gailtalkristallins südlich der Lienzer Dolomiten.

Position of the research area concerning structural analysis in the western section of the Gailtal metamorphic basement south of the Lienz Dolomites.

zung (ÖK 195 Sillian, ÖK 196 Obertilliach). Die geologische Aufnahme des Kristallinanteiles sowie der Schuppentektonik entlang der Drauzug-Südrandstörung und des Periadriatischen Lineamentes wurde gemeinsam mit H. HEINISCH durchgeführt. Sie lieferte die Detailkenntnis über die Lage interessanter Aufschlüsse und ermöglichte so eine optimale Festlegung der Kartierungen und Profile (Abb. 6).

Zwei Großprofile (Radegunder Bach und Pallaser Bach/Archerlebach) und ein Detailprofil (Strajacher Graben) dienen der strukturgeologischen Untersuchung des Gailtalkristallins, wobei ein Großprofil vom Permomesozoikum des Drauzuges bis zum südalpinen Paläozoikum der Karnischen Alpen reichte, also Drauzug-Südrandstörung und Periadriatisches Lineament umfaßte (Abb. 6). Weitere Profile (Hollbruck, Leiten, Seebach, Schwenderneck und Obergailbach) enthalten die Kataklysezone des Periadriatischen Lineamentes, zwei Profile liegen an der Drauzug-Südrandstörung (Badbach, Tuffbach; Abb. 6).

Für die geochemische Probenahme der Tonalite wurden zwei Profile (Seebach und Schwenderneck) ausgewählt. Weitere Probenpunkte liegen entlang des Lesachtalplutons, Hollbruckplutons und im Kostagraben (Andesitgänge). Ergänzend wurden an mehreren Lokalitäten Proben zur Klärung der Pseudotachylitgenese entnommen (siehe Anhang A).

1.4. Frühere Bearbeitungen und Stand der Forschung

1.4.1. Gailtalkristallin und Drauzug-Südrandstörung

Die erste genauere Bearbeitung des Drauzuges und Gailtalkristallins mit einer geologischen Kartierung lieferte GEYER (1897, 1901, 1902). Er erkannte bereits den transgressiven Verband zwischen dem Drauzug-Permomesozoikum und dem isoklinal gefalteten Gailtalkristallin. SANDER (1916) erwähnte kurz Diaphthorese und Mylonitisation innerhalb des Gailtalkristallins. Durch die geologischen Kartierungen von HERITSCH (1936) erfolgte eine weitere lithologische Differenzierung; er erkannte bereits die tectogenetische Bedeutung der Grenze zwischen Gailtalkristallin und Südalpin. Die Kartierung des Gailtalkristallins kam mit den geologischen Aufnahmen von HE-

RITSCH & PAULITSCH (1958) zwischen Birnbaum und Pressegger See sowie PAULITSCH (1960) zwischen Tassenbach und Obertilliach zu einem vorläufigen Abschluß.

Während die tektonische Bedeutung des Periadriatischen Lineamentes und die intensive Diaphthorese und Kataklyse im Bereich der Großstörung und im gesamten Gailtalkristallin (Periadriatisches Lineament sensu lato) weitgehend unbeachtet blieb, konzentrierte sich die Aufmerksamkeit auf die Grenze zwischen Gailtalkristallin und Drauzug-Permomesozoikum (Drauzug-Südrandstörung).

Die geologische Kartierung des Drauzug-Permomesozoikums brachte unterschiedliche genetische Interpretationen bezüglich des Kontaktes zum Gailtalkristallin. CORNELIUS-FURLANI (1955) sah das Gailtalkristallin in seiner ganzen Länge nach Norden aufgeschoben bzw. stellenweise überschoben, die tektonische Grenze durch eine Schuppenzone markiert. VAN BEMMELEN (1957) und HERITSCH & PAULITSCH (1958) beschrieben Gerölle aus diaphthoritischen, variszisch geprägtem Granatglimmerschiefer im Grödener Basiskonglomerat, die den transgressiven Zusammenhang belegen. Der eindeutige transgressive Verband kann nur an wenigen Stellen nachvollzogen werden (SCHLAGER, 1963; NIEDERMAYR & SCHERIAU-NIEDERMAYR, 1982), da die Grenze tektonisch sekundär überprägt wurde. NIEDERMAYR et al. (1984) konnten durch die Untersuchung der Illitkristallinität in der postvariszischen Transgressionsserie eine anchimetamorphe Überprägung nachweisen.

Im deckentektonischen Konzept von TOLLMANN (1977a) erhielten Gailtalkristallin und transgressives Drauzug-Permomesozoikum eine oberostalpine Position. VAN BEMMELEN & MEULENKAMP (1965) nahmen an, daß während einer paläogenen Extensionsphase der Drauzug mehrere Kilometer grabenartig in das kristalline Grundgebirge einsank. Die im Neogen anschließende Kompression, durch gravitative Gleitung südlich der Tauernaufdomung ausgelöst, soll zu der Ausbildung der Muldenstrukturen geführt haben.

Im Zuge der Erforschung der kaledonischen Orogenese in den Ostalpen führten SASSI et al. (1974) auch im Gailtalkristallin petrographische Untersuchungen durch. Ihrer Meinung nach folgt auf einem mehrphasig mittel- bis hochgradig metamorphen Grundgebirge aus Paragneisen und Glimmerschiefern mit Einschaltungen von Orthogneisen und Amphiboliten transgressiv eine Basissequenz niedriggradiger Phyllite.

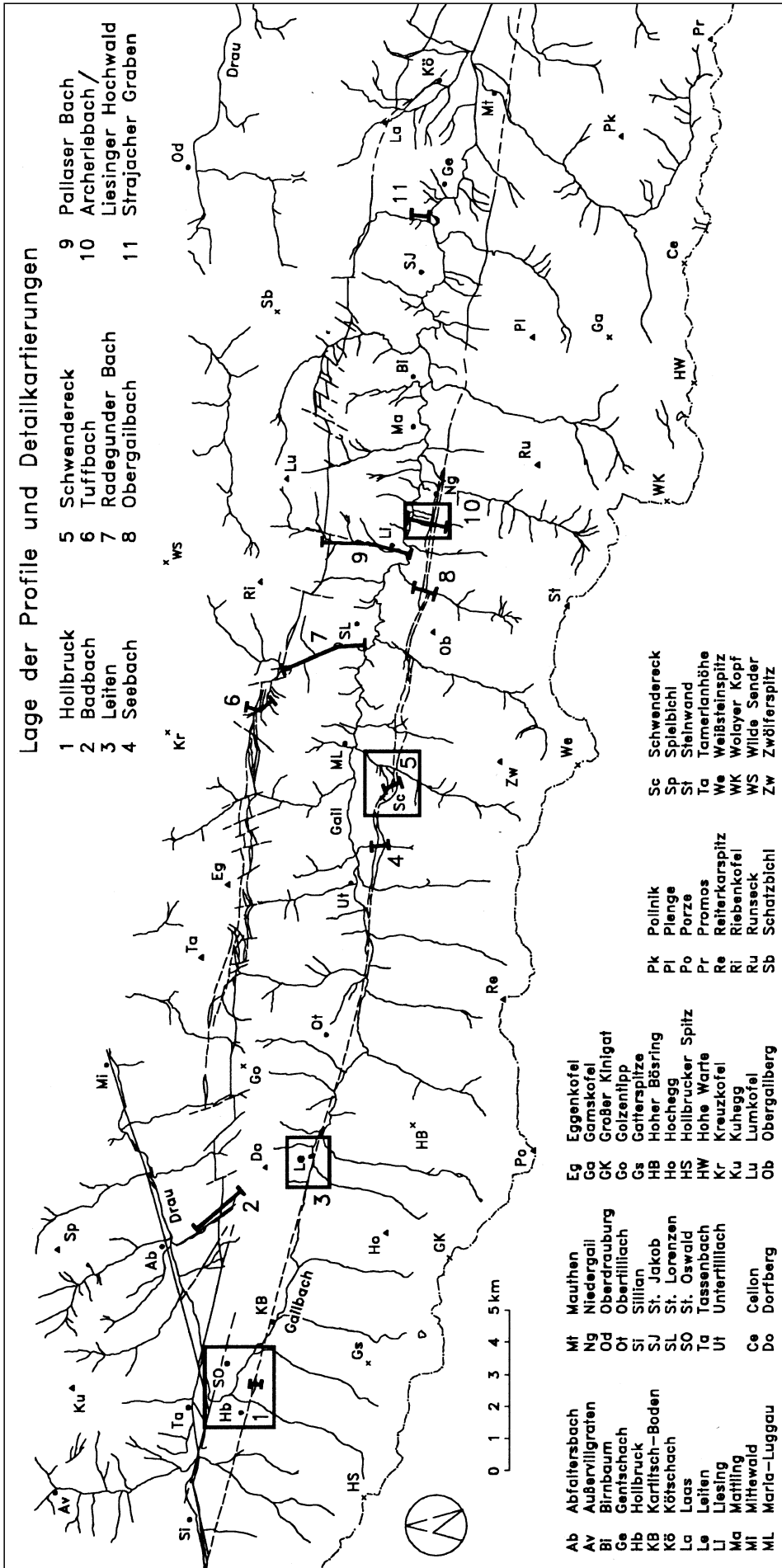


Abb. 6.

Lage der tektonischen, petrographischen und geochemischen Profile sowie Detailkartierungen im Maßstab 1 : 5.000. Position of the tectonic, petrographic, and geochemical sections and detailed mapping (scale 1 : 5.000).

Nach HEINISCH et al. (1984) hat der Metamorphosesprung seine Ursache jedoch nicht in einer maskierten kaledonischen Winkeldiskordanz, sondern ist tektonischer Natur. Wahrscheinlich handelt es sich bei der Phyllonitzone um eine metamorph überprägte variszische Deckengrenze. Indizien für ein paläozoisches Alter der Ausgangsgesteine des Gailtalkristallins lieferten mäßig erhaltene Conodonten aus Kalkmarmoren innerhalb der Quarzphyllite westlich Hermagor (Obersilur oder älteres Unterdevon; SCHÖNLAUB, 1979).

Die jüngste Bearbeitung des Gailtalkristallins, sowie der angrenzenden Scherzonen, erfolgte durch die Arbeitsgruppe von H. HEINISCH (Universität München) im Rahmen einer Neukartierung des gesamten Gailtalkristallins für die Geologische Bundesanstalt in Wien. Für das Untersuchungsgebiet relevant sind die Diplomarbeiten von SCHUH (1982), MÜLLER (1984), BÜCHERL (1986) und FERNECK (1989), sowie die Arbeiten von HEINISCH (1987), HEINISCH & SPRENGER (1988) und SPRENGER & HEINISCH (1992).

Eine weitere aktuelle strukturgeologische Bearbeitung liegt von UNZOG (1989) vor. Die Arbeit beschränkte sich regional auf einige Profile durch das Gailtalkristallin und die Drauzug-Südrandstörung. Der Schwerpunkt lag dabei auf grundsätzlichen Fragestellungen der Gefügeanalyse, insbesondere der Entwicklung und Anwendung diverser EDV-gestützter Methoden der Deformationsanalyse.

1.4.2. Periadriatisches Lineament

Aus dem zu untersuchenden Abschnitt des Periadriatischen Lineamentes liegen keine großräumigen strukturgeologischen Ergebnisse vor. Von regionalem Interesse sind die strukturgeologischen Untersuchungen von SASSI et al. (1974) im Bereich der Pustertallinie südlich des Thurntaler Quarzphyllits. Subhorizontale Harnischströmungen und subvertikale Kleinfaltenachsen sprechen für eine dextrale Bewegung an Begleitstörungen des Periadriatischen Lineamentes. Sie geben jedoch nur die Richtung des letzten Bewegungsaktes wieder und lassen keine Aussagen über die Gesamtverformung und den Versatzbetrag zu.

Folgende, aus dem überregionalen Rahmen abgeleitete Argumente wurden bislang für einen großräumigen dextralen Versatz und/oder eine N-S-Einengung am Periadriatischen Lineament angeführt (siehe auch BÖGEL, 1975; TOLLMANN, 1977a; SCHÖNLAUB, 1979):

- Die Schwermineralführung permoskythischer Sedimentite des Drauzuges ähnelt den Collio-Schichten des Lombardischen Beckens (NIEDERMAYR, 1975).
- Übereinstimmung in der Lithofazies und im Auftreten charakteristischer Fossilgesellschaften liegt zwischen dem sandigen Anis des Drauzuges und den Pereschichten in den Prager Dolomiten (BECHSTÄDT & BRANDNER, 1970), sowie zwischen dem Lavanter Flysch der Lienzer Dolomiten und dem Flysch von Cortina d'Ampezzo und den Bergamasker Alpen vor (SCUDELER BACCELE & SEMENZA, 1974).
- Als relevante großtektonische Strukturen sind der Zentralkarnische Bogen mit seinem Schleppungsmuster (SCHÖNLAUB, 1979), die Lamellentektonik der Magmatite an der Störungzone (EXNER, 1976) oder schräg zum Periadriatischen Lineament streichende paläogeographische Strukturen in den Südalpen zu nennen (BOSELINI, 1965).
- Der Ablauf der alpidischen Orogenese ist zwischen Ostalpin und Südalpin unterschiedlich; so fehlt in den Südalpen eine alpidische Metamorphose und oberkretazische Gebirgsbildung (BÖGEL, 1975). Die Südalpen zeigen südvergente Falten und Flexuren, die weitgehend auf gravitativer Gleitung beruhen (SCHÖNENBERG & NEUGEBAUER, 1987).
- Die mitteltriassischen Dolomite und mächtigen Vulkanite (vor allem Tuffite, *pietra verde*) am Dobratsch bei Villach haben ihre Entsprechung in den Südtiroler Dolomiten (TOLLMANN, 1977a).
- Paläomagnetische Untersuchungen (Messung der Anisotropie der magnetischen Suszeptibilität) sprechen für eine starke, nach Osten zunehmende Kompression in Verbindung mit einer überwiegend dextralen Horizontalbewegung an der Pustertal- und Gailtallinie (RATHORE & HEINZ, 1980; RATHORE & BECKE, 1980). Messungen der remanenten Magnetisierung belegen eine Übereinstimmung der Paläopollagen für die Bereiche nördlich und südlich des Periadriatischen Lineamentes. Daraus ist zu folgern, daß seit dem Karbon keine nennenswerte Rotation an der Gailtallinie stattfand (HEINZ & MAURITSCH, 1980; MAURITSCH, 1986).

Die beobachteten paläogeographischen Gegensätze lassen sich am ehesten mit entsprechender N-S-Einengung und Subduktion bzw. Überschiebung eines schmalen, Ost- und Südalpin verbindenden Krustensegmentes in Kombination mit erheblicher dextraler Seitenverschiebung erklären.

Das Periadriatische Lineament (Gailtallinie) tritt erstmals im Oberkarbon bis Perm als paläogeographische Grenze (Küstenlinie) in Erscheinung (BÖGEL, 1975). Zu dieser Zeit intrudierten auch die spätvariszischen periadriatischen Plutone, die vielfach mit den altkristallinen Hüllgesteinen im Intrusivverband erhalten sind. Diese Argumente sprechen für die Annahme einer variszischen Anlage des Periadriatischen Lineamentes, vermutlich an einem passiven Kontinentalrand.

Eine alpidische Aktivität bzw. Reaktivierung wird bewiesen durch die Deformation der alpidisch intrudierten Tonalitplutone und die Einbeziehung der permotriassischen Sedimentite in das tektonische Geschehen. Da der Deformationsgrad der Tonalite erheblich höher als bei den Permotriasspäten von Winnebach, Silvesterbach, Kalkstein und Mauls ist, liegt die Vermutung nahe, daß die Verformung der Tonalite in einem tieferen Niveau erfolgte und die Sedimentserien erst später in deren unmittelbare Nachbarschaft gerieten (BÖGEL, 1975).

Neben der Horizontalbewegung kommen auch erhebliche Vertikalbewegungen in Betracht, vor allem an der Insubrischen Linie im Westen (ca. 50 km seit der Oberkreide; AHRENDT, 1980). Diese Hebungsbeträge nehmen nach Osten (Pustertallinie, Gailtallinie) ab und verteilen sich auf mehrere, spitzwinkelig auf das Periadriatische Lineament zulaufende Scherzonen (Defereggan-Antholz-Vals-Linie, Kalkstein-Vallarga-Linie, Markinkelelinie und Drautallinie). Diese Scherzonen sind in Zusammenhang mit dem Periadriatischen Lineament zu sehen und wurden während der Kontinent-Kontinent-Kollision mit Krustenverdopplung angelegt oder reaktiviert (HEINISCH & SCHMIDT, 1984).

Von besonderem lokalem Interesse sind die petrographischen Arbeiten zu den periadriatischen Plutonen bei Hollbruck (SASSI & ZANFERRARI, 1971) und im Lesachtal (SASSI & ZANFERRARI, 1973) sowie die Arbeit über die Grödener Sandsteinlamelle im Liesinger Hochwald (ZANFERRARI, 1976).

1.5. Geologischer Rahmen

Zwischen dem Permomesozoikum des Drauzuges und dem südalpinen Paläozoikum der Karnischen Alpen liegt das steilgestellte, teilweise isoklinal gefaltete und nahezu E-W streichende Gailtalkristallin. Es reicht von Sillian bis Förolach bei Hermagor mit einer effektiven Mächtigkeit zwischen 2 und 6 km, im Untersuchungsgebiet zwischen 2.3 und 4.2 km. Diese polymetamorphe, maximal mittelgradig metamorphe Gesteinssequenz besteht vorwiegend aus Paragneisen und Glimmerschiefern mit vereinzelt Amphibolit- und Augengneiseinschaltungen. Untergliedert wird es in vier Größeneinheiten unterschiedlicher tektonometamorpher Entwicklung, die Granatglimmerschiefer-Oligoklasblastengneis-Zone im Norden, eine schmale intrakristalline Phyllonitzone, die Staurolith-Granatglimmerschiefer-Zone und das mittelgradig metamorphe Gailtalpaläozoikum im Süden (HEINISCH, 1987; HEINISCH & SPRENGER, 1988; siehe Kap. 2.2. und Abb. 8). Die Zonengrenzen liegen ca. 10° diskordant zum Verlauf des Periadriatischen Lineamentes.

Das Gailtalkristallin (Oberostalpin) wird nach Süden zu durch die Kataklastizone des Periadriatischen Lineamentes vom Paläozoikum der Karnischen Alpen (Südalpin) getrennt. Entlang des Periadriatischen Lineamentes sind variszische und tertiäre Granit- und Tonalitplutone sowie Einschüppungen permomesozoischer Sandsteine der Gröden-Formation aufgereiht. Im Bereich der westlichen

Gaillinie handelt es sich dabei um den Hollbruck-Granodiorit, den Lesachtal-Tonalit und die Grödener Sandsteinlamelle bei Liesing.

Das Gaillalkristallin bildet das ursprüngliche metamorphe Grundgebirge der transgressiven Permotrias des Drauzuges. Die Grenze zum Drauzug-Permomesozoikum wird entlang der Drauzug-Südrandstörung tektonisch überformt. Die Schuppentektonik ist nicht nur auf die Kontaktzone beschränkt. Auch innerhalb des Drauzuges wurden Kristallinspäne entlang E-W streichender kataklastischer Scherzonen beobachtet (HEINISCH, 1989). Der

Übergangsbereich zu den beiden großen Störungszonen zeichnet sich durch eine jeweils zur Störung hin zunehmende Diaphthorese unter Bildung diaphthoritischer Granatglimmerschiefer und Paragneise aus.

Nach Westen wird das Gaillalkristallin durch die Drautallinie vom Thurntaler Quarzphyllit und Altkristallin südlich des Tauernfensters abgetrennt. Im Osten grenzt es in tektonischem Kontakt an das Karbon von Nötsch, das zwischen Drauzug-Permomesozoikum und Gaillalkristallin eingeklemmt ist, und verschwindet anschließend unter dem Quartär des Klagenfurter Beckens.

2. Lithologie

2.1. Methodik

Im Aufschluß erfolgte die Aufnahme des mesoskopischen Gefügeinventars (Schichtung, Foliation, Mineralstreckungslineationen, δ -Lineare, Faltenachsen, Dehnungs- und Scherklüfte, Störungsflächen, Harnischflächen und -striemungen, mesoskopische Schersinnkriterien) und die orientierte Entnahme von 160 Handstücken für weiterführende gefügekundliche Untersuchungen. Die Darstellung und Interpretation der Gefügeelemente erfolgt weitgehend in Kap. 3. Die Orientierungsdaten der Handstücke sind aus Anhang A zu ersehen.

Da es sich bei einer Vielzahl von Proben um kataklastisch stark beanspruchtes Material handelte, mußten vor der Weiterverarbeitung verschiedene, vom Verfasser entwickelte Härtingsverfahren angewendet werden. Je nach Kataklastizität wurden Kunstharzlacke unterschiedlicher Viskosität verwendet. Anschließend wurden alle Hand-

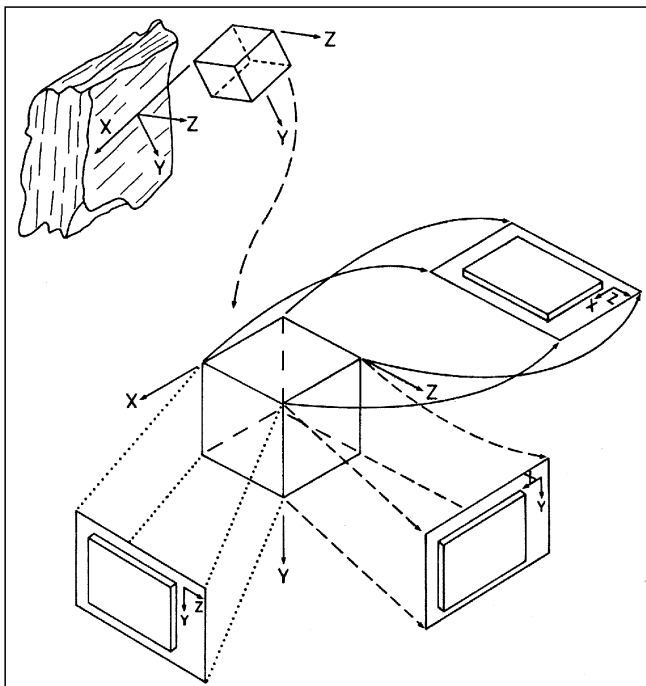


Abb. 7. Schliffforientierung und Gefügekoordinaten am orientiert entnommenen Handstück.

Die XY-Ebene entspricht der Foliation, die X-Richtung der Mineralstreckungslineation.

Orientation of thin sections relating to the oriented hand sample.

The XY plane corresponds to the foliation, the X direction to the mineral stretching lineation.

stücke in drei Raumrichtungen bezüglich Foliation und Mineralstreckungslineation gesägt (Abb. 7). Von ausgewählten Anschnitten (überwiegend XZ- und YZ-Schnitte) wurden ca. 290 Dünnschliffe, einschließlich ca. 40 Großschliffe, für die gefügeanalytische und petrographische Bearbeitung angefertigt.

Für die petrographische Bearbeitung konnte über die ca. 290 eigenen, orientiert entnommenen Dünnschliffe hinaus auf ca. 230 nicht orientiert entnommene Dünnschliffe und Modalanalysen aus den Arbeiten von SCHUH (1982), MÜLLER (1984) und BÜCHERL (1986) sowie auf ca. 60 orientierte Dünnschliffe und deren Modalanalysen aus der Arbeit von FERNECK (1989) zurückgegriffen werden.

Die mikroskopische Untersuchung erfolgte mit dem Polarisationsmikroskop LEITZ Laborlux 12 Pol; die Zusammensetzung einzelner Minerale, speziell von Hornblenden, Chloriten und Feldspäten, wurde auf der Basis der in TRÖGER (1982) beschriebenen lichtoptischen Eigenschaften näher bestimmt. Die Gefügeuntersuchungen wurden mit einem Polarisationsmakroskop WILD M 400 mit Photoaufsatz durchgeführt.

Die Nomenklatur der Metamorphite basiert im wesentlichen auf den Vorschlägen des von ALKER et al. (1962) und FRITSCH et al. (1967). Als Abgrenzungskriterium zwischen Glimmerschiefer und Gneis diente nicht der Feldspatgehalt von 20 Vol.-%, sondern der Schieferigkeitsgrad des Glimmerteilgefüges (WENK, 1963; WINKLER, 1979). Die Nomenklatur der Magmatite basiert auf der Klassifikation von STRECKEISEN (1976, 1980). Bei der Beschreibung der Tonalite und Granodiorite wurden auch die Beobachtungen von SASSI & ZANFERRARI (1971, 1973) berücksichtigt.

Der tektonometamorphen Gliederung lagen außerdem die petrographischen und gefügekundlichen Arbeiten von GROSSMANN (1983), SUTTNER (1983), WILKE (1983), BECKMANN (1985), BREUNINGER (1985a, 1985b), GEIGER (1985) und UEBERHORST (1985) zugrunde.

2.2. Gaillalkristallin

2.2.1. Tektonometamorphe Gliederung

Die Grundlage dieser Gliederung (Abb. 8) bilden die neu veröffentlichten geologischen Karten 1 : 50.000 ÖK 197 Kötschach, ÖK 198 Weißbriach und ÖK 199 Hermagor sowie die in Vorbereitung befindlichen Kartenblätter ÖK 195 Sillian und ÖK 196 Obertilliach, wofür die in Zusammenarbeit mit H. HEINISCH erfolgten geologischen Aufnahmen des Gaillalkristallins abgeschlossen sind.

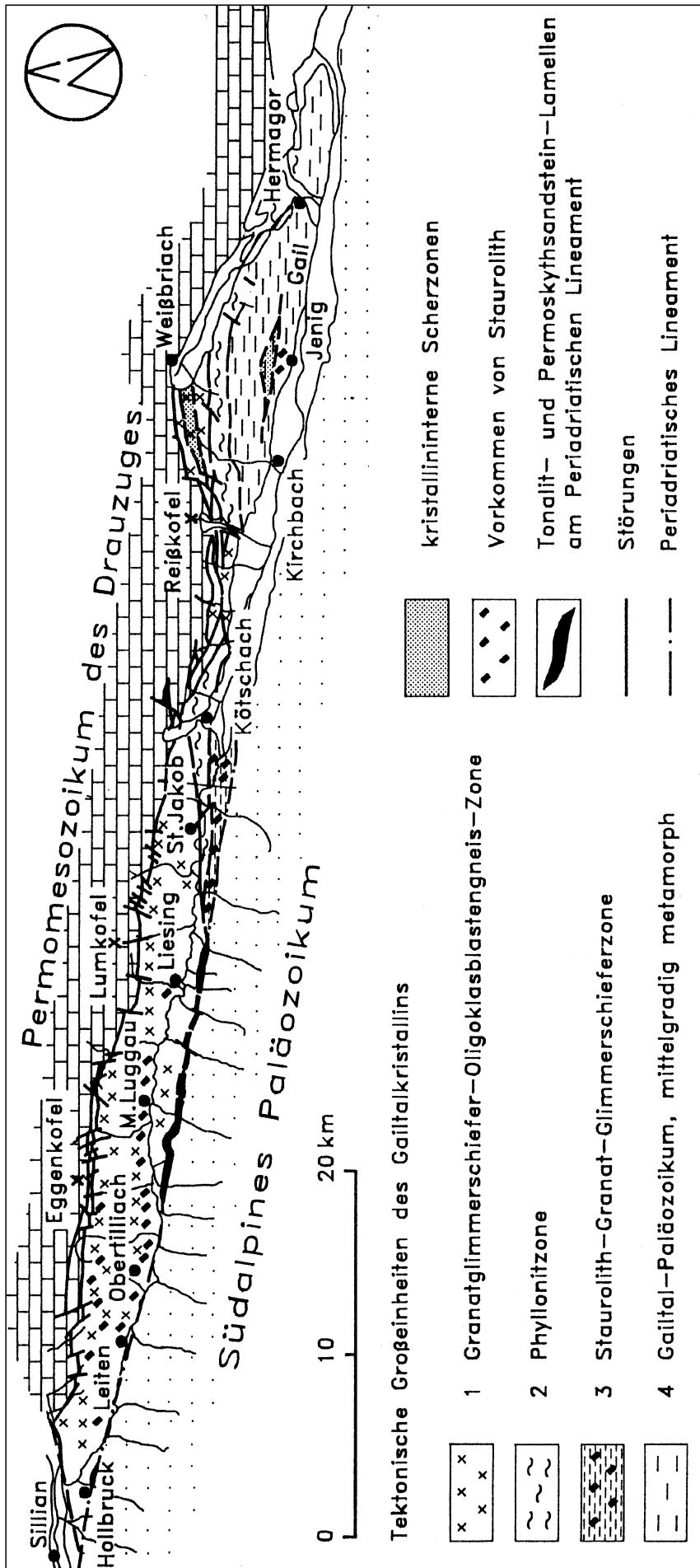


Abb. 8. Tektonische Gliederung des Gailtalkristallins und Verlauf des Periadriatischen Lineamentes und der Drauzug-Südrandstörung zwischen Sillian und Kötschach-Mauthen (nach HEINISCH & SPRENGER, 1988). *Fundamental tectonic structure of the Gailtal metamorphic basement and the trend of the Periadriatic Lineament and Drauzug Southern Fault between Sillian and Kötschach-Mauthen (after HEINISCH & SPRENGER, 1988).*

2.2.1.1. Granatglimmerschiefer-Oligoklasblastengneis-Zone (Zone 1)

Zone 1 besteht im Osten aus monotonen siliciklastischen Paraserien, die heute als Granatglimmerschiefer, Granatparagneise, Glimmerquarzite und Quarzite vorliegen. Eingeschaltet sind Grünschiefer und Augengneise, letztere vor allem am Südrand der Zone. Innerhalb dieser Einheit liegt auch ein neu entdeckter Orthogneiskörper (Granitgneis des Pfnegggs). Die Metamorphose erreicht hier die oberste Grünschieferfazies (almandine low grade nach WINKLER, 1979; Almandinzone nach BARROW, 1893). An ihrem Nordrand, z.B. nördlich von Kötschach-Mauthen und Obertillach, ist die Zone 1 in Kilometerdimension intensiv mit dem Permomesozoikum des Drauzuges verschuppt.

Im Westen bewirkt die Metamorphosezunahme einen kontinuierlichen lithologischen Übergang zu Oligoklasblastengneisen, die im Bereich östlich von Obertillach ihre größte Verbreitung haben. Gleichzeitig wird der Stabilitätsbereich von Staurolith und Kyanit erreicht (Staurolithzone, mittelgradige Metamorphose). Das rezente Erosionsniveau liefert also den diagonalen Anschnitt eines metamorphen Zonarbaues.

Kennzeichnend für die gesamte Zone 1 ist ein rotationales Deformationsereignis während der gefügeprägenden Hauptmetamorphose, welches sich in rotierten Oligoklas-, Staurolith- und Granatporphyroblasten und der Ausbildung des Schieferungsflächengefüges S_1 äußert. Statisches Weiterwachsen der Randzonen der Porphyroblasten belegt einen syn- bis postkinematischen Metamorphoseablauf. Die darauffolgende Diaphthorese unter niedriggradigen Metamorphosebedingungen bewirkte typische Mineralreaktionen, wie die randliche bis komplette Chloritisierung von Granat und Biotit (HEINISCH et al., 1984) und die Anlage von S_2 .

2.2.1.2. Phyllonitzone (Zone 2)

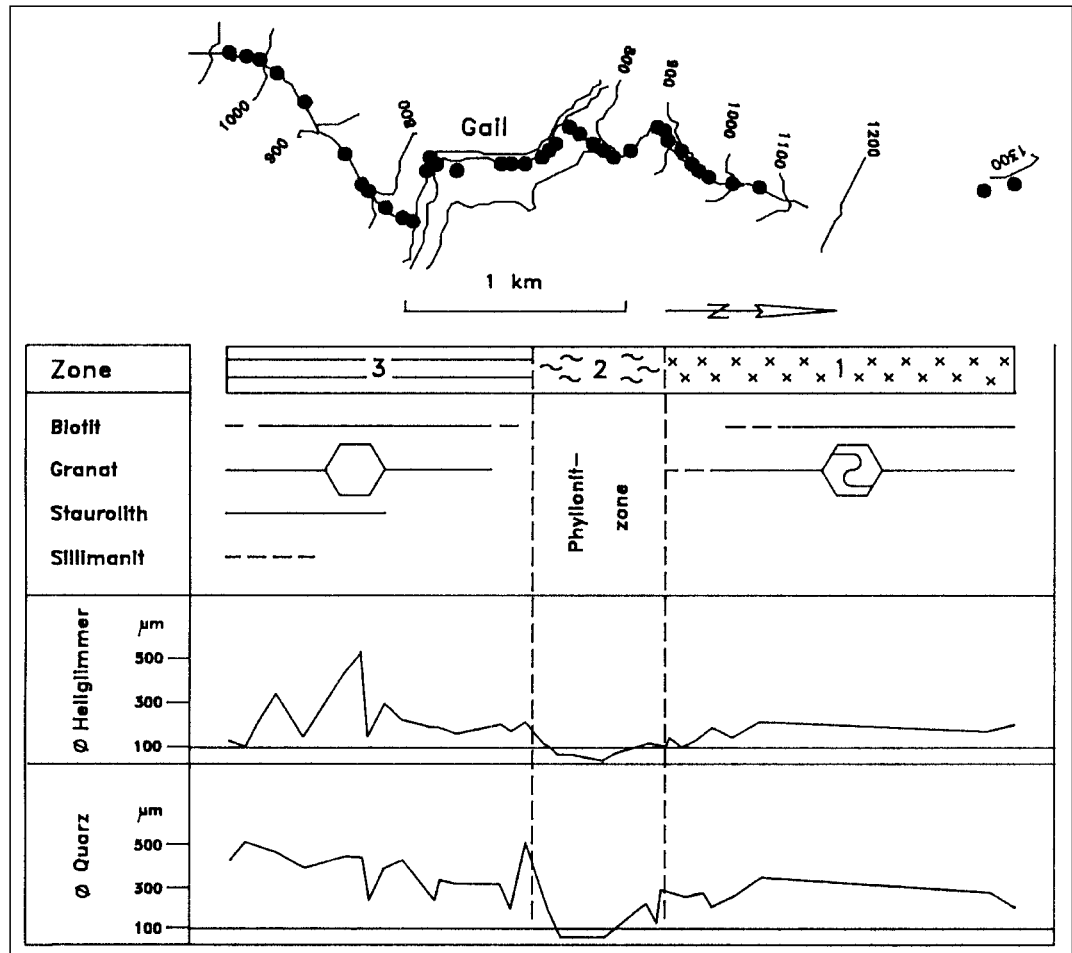
Diese in ihrer Mächtigkeit stark variierende Einheit läßt

Abb. 9.
Petrographisches Profil durch das Gailtalkristallin im unteren Lesachtal bei Gentschach.

Die syn- bis postkinematische Hauptmetamorphose in der nördlichen Einheit (Zone 1) erreicht die Stabilitätsbedingungen von Biotit und Granat. In der südlichen Einheit (Zone 3) zeigt sich postkinematisches Wachstum von Biotit, Granat, Staurolith und Sillimanit. Die Metamorphose in der trennenden Phyllonitzone (Zone 2) bewirkt retrograde Mineralumwandlungen (Chloritisierung von Granat und Biotit), verformungsinduzierte Korngrößenreduktion und Dominanz einer mylonitischen Scherbandfoliation (nach HEINISCH & SPRENGER, 1988).

Petrographic cross section through the Gailtal metamorphic basement in the lower Lesach valley near Gentschach.

The syn-kinematic to post-kinematic prograde metamorphism in the northern unit (zone 1) reaches the stability conditions of biotite and garnet. In the southern unit (zone 3) post-kinematic crystal growth of biotite, garnet, staurolite, and sillimanite is visible. The metamorphism in the separating phyllonite zone (zone 2) causes retrograde mineral changes (chloritization of garnet and biotite), strain-induced grain-size reduction, and a dominant mylonitic shear-band foliation (after HEINISCH & SPRENGER, 1988).



sich von wenig westlich St. Jakob im Lesachtal bis westlich Hermagor verfolgen. Durch kontinuierliche Zunahme der Deformation unter retrograden Bedingungen entwickeln sich aus den angrenzenden Glimmerschiefern und Paragneisen Gesteine, die mesoskopisch Phylliten ähneln. Dieses Phänomen führte zur Annahme einer Einfaltung schwachgradig metamorphen Paläozoikums mit erhaltener Winkeldiskordanz (SASSI & ZANFERRARI, 1972).

Es konnte jedoch gezeigt werden, daß es sich bei den genannten Gesteinen um Phyllonite handelt, die rein tektonisch innerhalb einer duktilen Scherzone entstanden sind (HEINISCH et al., 1984). Diese Phyllonitzone grenzt Gebiete unterschiedlicher tektonometamorpher Geschichte voneinander ab. Man könnte sie daher als rekristallisierte Deckengrenze oder als duktile Blattverschiebungszone (*wrench-fault zone*) mit beträchtlichen Lateralbewegungen interpretieren (HEINISCH & SPRENGER, 1988).

Das Mikrogefüge zeigt die Dominanz einer engständigen, mylonitischen Scherbandfoliation. Breite und Anzahl der Scherbänder nehmen zum Zentrum der Phyllonitzone hin zu, wodurch die Domänen älterer Teilgefüge zunehmend verschwinden.

Die Grenze zu den benachbarten Einheiten ist fließend. Deshalb wurde die Ausdehnung der Phyllonitzone durch Korngrößenmessungen in Dünnschliffprofilen festgelegt (SCHUH, 1982). Dynamisch rekristallisierte Neuquarze und Hellglimmer mit einer Korngröße unter 0.1 mm stellen den überwiegenden Anteil des Phyllonitgefüges (Einteilung nach ALKER et al., 1962).

Die Durchbewegung fand unter niedriggradigen Diaphthoresebedingungen unterhalb des Stabilitätsbereiches von Biotit statt (unterste Chloritzzone; Quarz-Albit-Muscovit-Chlorit-Subfazies; WINKLER, 1979). Auch die b_0 -Werte der K-Hellglimmer sprechen für eine Bildung unter diesen p-T-Bedingungen (SASSI & ZANFERRARI, 1972; VISONA, 1974; HEINISCH et al., 1984). Ebenfalls in Dünnschliffprofilen läßt sich zeigen, daß sich die retrograde Umwandlung der Minerale mittelgradiger Metamorphose (Staurolith, Sillimanit, Granat) und niedriggradiger Metamorphose (*almandine low grade*; Biotit, Granat) ausgehend von den benachbarten Einheiten kontinuierlich vollzieht (Abb. 9; HEINISCH et al., 1984; HEINISCH & SPRENGER, 1988). Die Phyllonitzone stellt folglich eine Fortsetzung der angrenzenden Einheiten dar, welche durch Deformation und dynamische Rekristallisation den Bedingungen niedriggradiger Metamorphose angepaßt wurden. Lokal sind intensiv deformierte Augengneiszüge eingeschaltet.

2.2.1.3. Staurolith-Granat-Glimmerschieferzone (Zone 3)

Diese Einheit ist westlich von St. Jakob bis Kötschach-Mauthen, im unteren Lesachtal, in unmittelbarer Nachbarschaft zum Periadriatischen Lineament aufgeschlossen. Lithologisch handelt es sich um grobkörnige Paragneise und Glimmerschiefer mit einzelnen Einschaltungen von Amphiboliten und Augengneisen. Die Hauptmetamorphose erreicht hier die niedriggradige (Staurolith-

zone), lokal sogar die höhergradige mittelgradige Metamorphose (Sillimanitzone nach BARROW, 1893). Das Wachstum der Porphyroblasten erfolgte hier eindeutig postkinematisch. Retrograde Umwandlungen sind sichtbar, dominieren jedoch nur im Übergangsbereich zur Zone 2 und in schmalen intrakristallinen Scherzonen.

Trotz der unmittelbaren Nähe zum Periadriatischen Lineament zeigt die Serie vergleichsweise geringe bruchhafte Deformation und demzufolge noch das gut erhaltene granoblastische Gefüge. Im Westen wird Zone 3 spitzwinklig vom Periadriatischen Lineament abgeschnitten.

Ihre Fortsetzung nach Osten ist unklar, da sie dort von holozänen Talfüllungen der Gail verhüllt wird. Damit bleibt auch die mögliche Beziehung zu Zone 4 offen.

2.2.1.4. Gailtal-Paläozoikum (Zone 4)

Diese Einheit stellt den größten Anteil des Gailtalkristallins im oberen Gailtal, westlich von Kirchbach bis Förolach bei Hermagor. Sie wird im Süden vom Periadriatischen Lineament, unter holozäner Talfüllung der Gail verborgen, begrenzt; im Norden geht sie kontinuierlich in die Phyllo-nitzzone (Zone 2) über.

Vereinzelte Funde von Conodonten in dolomitischen Bänderkalken und lithostratigraphische Korrelationen erlaubten den Nachweis eines paläozoischen Sedimentationsalters (Obersilur bis älteres Unterdevon; SCHÖNLAUB, 1979). Insgesamt handelt es sich um eine bunte Abfolge aus Peliten, Sandsteinen, vererzten Schwarzschiefern und Kieselschiefern, Karbonatgesteinen und mafischen Vulkaniten, die im Zeitraum vom Ordovizium bis Devon zur Ablagerung kam (Abb. 10; HEINISCH, 1987).

Die lithostratigraphisch charakteristischen Horizonte wiederholen sich mehrfach in N-S-Profilen. Es bietet sich daher die Abgrenzung von vier Teildecken an. Allerdings ergäbe sich derselbe lithologische Wechsel auch bei Annahme eines isoklinalen Großfaltenbaues um vertikale bzw. horizontale Faltenachsen. Die schlechten Aufschlußverhältnisse lassen jedoch keine Entscheidung zwischen den verschiedenen tektonischen Modellen zu (HEINISCH, 1987).

Der Metamorphosegrad ist in Zone 4 heterogen. Überwiegend wird der Stabilitätsbereich von Biotit, also niedriggradige Metamorphosebedingungen, erreicht. In einem schmalen Bereich nördlich Jenig, am Südrand des Gailtalkristallins, tritt Granat und im Zentrum auch Staurolith auf. Dies belegt die Verbreitung mittelgradiger Metamorphose innerhalb dieser paläozoischen Gesteinssequenz mit kontinuierlichen Übergängen aus fossilführendem Paläozoikum bis in die Zone mittelgradiger Metamorphose (Abb. 8; HEINISCH, 1987).

Staurolith- und Granatporphyroblasten überwachen hier postkinematisch sämtliche Deformationsgefüge einschließlich der retrograd gebildeten Scherbandfoliation.

Die Altersstellung dieser Metamorphose ist problematisch, Klarheit könnten nur isotopengeochronologische Untersuchungen bringen. Wahrscheinlich handelt es sich um einen erosiv angeschnittenen alpidischen Metamorphosedom in unmittelbarer Nachbarschaft des Periadriatischen Lineamentes (HEINISCH, 1987). Möglicherweise verhinderte auch die primäre chemische Zusammensetzung der Gesteine, wie Schwarz- und Kieselschiefer oder Marmore, die Bildung von Staurolith.

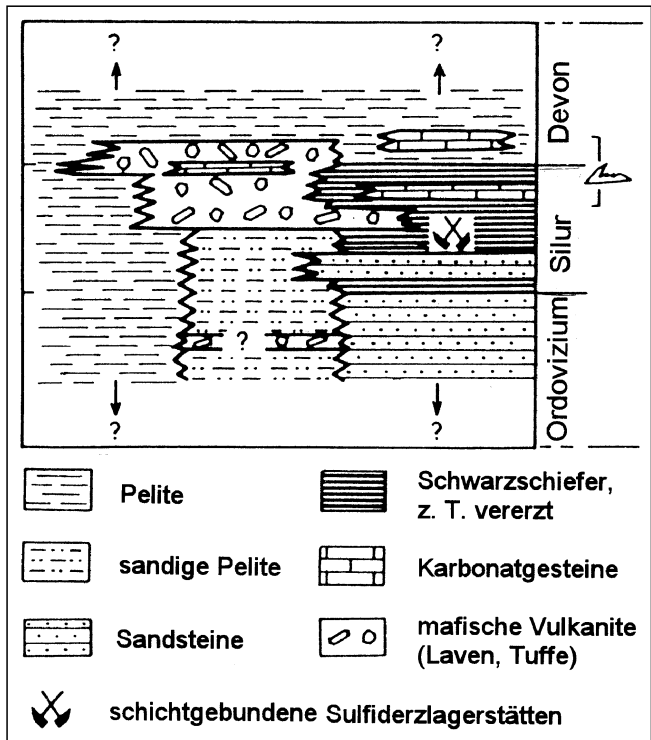


Abb. 10.
Hypothetisches stratigraphisches Modell für Zone 4 (Gailtal-Paläozoikum).

Basierend auf der lithostratigraphischen Korrelation und biostratigraphischen Einstufung mittels Conodonten (SCHÖNLAUB, 1979) können drei lateral verzahnende Faziesbereiche unterschieden werden (nach HEINISCH, 1987).

Hypothetical stratigraphic model for zone 4 (Gailtal Paleozoic). Based on lithostratigraphic correlation and biostratigraphic dating by means of conodonts (SCHÖNLAUB, 1979) three facies zones with lateral interfingering can be distinguished (after HEINISCH, 1987).

2.2.2. Petrographie der Paragesteine

Das Gailtalkristallin besteht überwiegend aus einer heterogen zusammengesetzten Paragesteinsfolge, in die lokal Metabasite und Orthogneise eingeschaltet sind. Der rhythmische lithologische Wechsel zwischen Glimmerschiefern, Gneisen und Quarziten hat wahrscheinlich eine primär sedimentäre Ursache. Als Ausgangsmaterial kommt eine monotone flyschoider Abfolge pelitischer bis psammitischer Siliciklastika in Betracht, die kurzzeitig in reduzierendem Milieu abgelagert wurden (Graphitschiefer). Die Glimmerquarzite sind genetisch als Quarzsandsteinlagen zu deuten.

Es soll hier eine kurze, keinesfalls umfassende Beschreibung der Gesteine des Gailtalkristallins gegeben werden. Der Mineralbestand der wichtigsten Gesteine ist Tab. 1 zu entnehmen. Für weitergehende Betrachtungen wird auf die sehr detaillierten petrographischen Arbeiten von SCHUH (1982), GEIGER (1985) und BÜCHERL (1986) verwiesen.

2.2.2.1. (Staurolith-) Granatglimmerschiefer und -paragneis

Diese Gesteine stellen den Hauptanteil einer mächtigen Wechselfolge aus quarz- und feldspatarmen Glimmerschiefern, Paragneisen und Glimmerquarziten (siehe gesonderte Beschreibung) der Zone 1. Es treten kontinuierliche Übergänge zu Glimmerquarziten und Oligoklasblastengneisen auf. Die Hauptmetamorphose erreichte die oberste Grünschieferfazies (*almandine low grade*; WINKLER,

1979). Die Diaphthorese hat dieses Gestein nur in geringem Maß erfaßt (vgl. diaphthoritischer Granatglimmerschiefer; Kap. 2.2.2.4.).

Auf den Schieferungsflächen aus überwiegend Hellglimmer (0.45–2.5 mm; Hydromuscovit oder Phengit) fallen kleine zerscherte Biotitkristalle, radialstrahlige Chloritaggregate sowie manchmal Staurolith-Durchkreuzungszwillinge auf. Die bis zu einigen mm mächtigen Hellglimmerlagen (S_1) sind oft isoklinal gefaltet. Als Folge postkristalliner Kaltdeformation sind Knickbänder ausgebildet und die Hellglimmerscheite oft zerbrochen. Innerhalb der Hellglimmerdomänen liegen einzelne Quarz-Glimmer-Aggregate, deren Hellglimmerorientierung schräg zu S_2 als reliktsch erhaltenes S_1 -Gefüge interpretiert wird. Das S_2 -Gefüge ist vereinzelt postkinematisch von Hellglimmer überwachsen.

Biotit (0.3–0.7 mm) scheint vor allem zwischen den beiden letzten Hellglimmergenerationen gewachsen zu sein, teilweise aber auch schon während S_1 . Chlorit (0.3 mm), vor allem Fe-reicher Chlorit, tritt als Alterationsprodukt von Biotit und Granat, sowie als radialstrahlige Aggregate (post- S_2) auf.

Granat (1.4–2.6 mm) zeigt syn- bis postkinematisches Wachstum bezüglich S_1 mit deutlich ausgebildeten heterokinetischen Höfen und rotiertem Interngefüge. Die helizitische und planare interne Schieferung S_1 wird von Quarz- und Ilmenitleisten dargestellt. Ein einschlußfreier Anwachssaum wird ausgespart. Schmale Chloritsäume umgeben die Granatporphyroblasten, weisen jedoch nicht auf Korrosion hin. Die Hauptdeformation fand vor der Granatblastese statt. Bei Annäherung an die Zone 2 (Phyllonitzone) wird Granat retrograd in Chlorit umgewandelt. Ein Zwischenprodukt stellt der Skelettgranat (0.6 mm) dar, der als Einschlüsse überwiegend Quarz, aber auch Hellglimmer, Biotit und Opakerz enthält.

Staurolith (0.4–1.2 mm; in Zone 3 bis maximal 5 cm, HEINISCH et al., 1984) überwächst postkinematisch bezüglich M_1/D_1 das Hellglimmergefüge. Vereinzelt sind Durchkreuzungszwillinge erhalten. Die Kristalle wurden anschließend während D_2 bzw. D_3 überwiegend zerbrochen, teilweise boudiniert, und von den Bruchflächen ausgehend sericitisiert.

In Zone 3 treten als petrographische Besonderheit lokal Biotit-Sillimanit-Fibrolith und in Plagioklas eingewachsene Sillimanitnadeln auf. Außerdem können hier zwei Generationen von Staurolith unterschieden werden (HEINISCH et al., 1984).

Turmalin (0.04–0.4 mm) zeigt einen Zonarbau mit einem blaugrünen Kern und einem hellgrünen Randbereich mit diffusem Übergang. Zirkon (0.05–0.08 mm) als Einschluß in Biotit verursacht radioaktive Höfe. Apatit (0.05–0.2 mm) liegt subidiomorph und klar vor, Rutil als Entmischung in Biotit in Form eines Sagenitgitters, Ilmenit (0.3–0.07 mm) weitgehend in Leukoxen umgewandelt und gut in S_2 eingeregelt.

Quarz ist nur schwach undulös mit Gleichgewichtskorngrenzen, die Umrisse werden von Hellglimmer und Biotit kontrolliert. Subkornbau ist selten, eine streifenförmige Trübung durch Flüssigkeitseinschlüsse häufig. Quarz und auch Plagioklas kommen nur xenomorph vor.

Bei der quarzreichen Variante bilden die Hellglimmer (0.2–0.3 mm) ein offenes Mikrogefüge. In Bereichen erhöhter Deformation, spitzwinkelig zu S_2 , findet eine Kornverkleinerung der Hellglimmer auf unter 0.1 mm (Sericit; ALKER et al., 1962) statt. Quarz (0.08–0.45 mm) zeigt stär-

kere Deformations- und Rekristallisationserscheinungen. Er ist undulös mit häufig scharfen Subkorngrenzen, die Korngrenzen sind verzahnt. Der unregelmäßig geformte Plagioklas (0.1–0.6 mm) zeigt nur selten deutliche Zwillinglamellen (An_{25-30}). Die Sericitisierung erfolgt selektiv entlang dieser Zwillinglamellen und an Spaltrissen. Er enthält Zirkon, Quarz und Hellglimmer als Einschlüsse.

2.2.2.2. Glimmerquarzit

Das hellgraue, plattig brechende Gestein mit deutlicher Glimmerführung stellt ein Endglied der sedimentär bedingten Mischungsreihe zwischen quarz- und phyllosilikatreichen Paragesteinen dar. Die Glimmerquarzite zeigen durchwegs Phänomene extremer koaxialer Deformation, wie Quarz-Drucklösung, Anlage konjugierter Scherflächen und Extensionskrenulationsschieferung (*extensional crenulation cleavage*, ECC). Riedel-Flächen bzw. S-C-Gefüge (S *schistosity*, Schieferung; C *cisaillement*, synthetische Scherfläche) sind wegen postkinematischer Temperung nur reliktsch erhalten.

Die stark elongierten Quarzkörner (0.1–0.8 mm) bilden meist ein Implikationsgefüge, z.T. gemeinsam mit Plagioklas eine Mosaiktextur. Entlang von Scherbändern schräg zur Schieferung kommt es vermehrt zu dynamischer Rekristallisation mit Bildung von feinkristallinem Nequarz (0.05 mm). Überwiegend zeigt Quarz suturierte Korngrenzen, an denen häufig Subkornbildung stattfindet. Bei zunehmender Temperung nimmt die undulöse Auslöschung ab, und es kommt zu verformungsinduzierter Grenzflächenwanderung (VOLL, 1982). Das Endstadium mit äquilibrierten Korngrenzen wird jedoch nicht ganz erreicht. Plagioklas (0.2–0.3 mm; An_{20-25}) und Alkalifeldspat sind selten. Letzterer ist gekennzeichnet durch Perthitentmischungen.

Hellglimmer (0.1–0.5 mm) sind die vorherrschenden Schichtsilikate. Sie bilden dünne, nicht immer durchziehende Glimmerbahnen parallel zur Foliation. Die Regelung ist, bedingt durch die starke Plattung, sehr gut. Biotit (0.07–0.5 mm) ist teilweise chloritisiert oder gebleicht, speziell bei Annäherung an die Phyllonitzone. Turmalin (0.3 mm) zeigt Zonarbau.

2.2.2.3. (Staurolith-)Oligoklasblastengneis und -glimmerschiefer

Dieses für Zone 1 typische Gestein ist von Kartitsch bis Liesing aufgeschlossen und erreicht im Raum Obertillach seine größte Mächtigkeit. Auffälligstes Merkmal, besonders auf angewitterten Bruchflächen, und wichtigstes Abgrenzungskriterium zur Granatglimmerschiefer- und Paragneis-Wechselfolge sind die zahlreichen, bis 5 mm großen Plagioklasporphyroblasten, die das Gefüge postkinematisch überwachsen. Größe und Häufigkeit der Porphyroblasten variieren erheblich, gleichermaßen der Quarz-, Biotit- und Hellglimmergehalt. Die Ausbildung der penetrativen Schieferung hängt in starkem Maß vom Glimmergehalt und der Anzahl der Oligoklasporphyroblasten ab. Eine stärkere Anreicherung der Porphyroblasten bewirkt die Ausbildung einer verzweigten Schieferung (*anastomosing cleavage*).

Der Aufbau der Oligoklasxenoblasten ist komplex, starke Korrosion häufig. Meist sind sie nach dem Periklinsgesetz – nach TRÖGER (1969) für diese Fazies zu erwarten – und relativ selten nach Albit- oder Karlsbader Gesetz verzwillingt. Vereinzelt sind zwei Gesetze kombiniert. Für den Kernbereich sind myrmekitische Verwachsun-

Tabelle 1.
 Mineralbestand der wichtigsten Gesteine des Gailtalkristallins, des Periadriatischen Lineamentes und der Drauzug-Südrandstörung.
Mineral content of the main rocks within the Gailtal metamorphic basement, Periadriatic Lineament, and Drau Range Southern Fault.

| Gestein | Zone | Mineralbestand |
|---|----------|---|
| Gailtalkristallin (Paragesteine) | | |
| Granatglimmerschiefer und -paragneis, Quarzglimmerschiefer | Z1/Z3 | Quarz, Plagioklas (An ₁₅₋₂₀), Hellglimmer, Biotit, Granat, Chlorit; akzessorisch Turmalin, Zirkon, Apatit, Rutil, Sericit, Sillimanit, Leukoxen, Ilmenit, Opakerz. |
| (Staurolith-) Granat-Glimmerschiefer und -Paragneis | Z1/Z3/Z4 | Quarz, Plagioklas (An ₁₅₋₂₀), Hellglimmer, Biotit, Granat, Chlorit, Staurolith; akzessorisch Turmalin, Zirkon, Apatit, Rutil, Sericit, Leukoxen, Opakerz. |
| Glimmerquarzit | Z1/Z4 | Quarz, Plagioklas, Hellglimmer, Biotit; akzessorisch Chlorit, Turmalin, Zirkon, Apatit, Granat, Opakerz. |
| (Staurolith-) Oligoklas-Blasten- und -Glimmerschiefer | Z1 | Plagioklas (Porphyroblasten, Matrix), Quarz, Hellglimmer, Biotit, Granat, Staurolith, Chlorit; akzessorisch Turmalin, Zirkon, Apatit, Rutil, Orthit, Limonit, Opakerz (u. a. Pyrit), Karbonat. |
| diaphthoritischer Granatglimmerschiefer und Granatparagneis | Z1/Z4 | Quarz, Plagioklas (An ₅₋₁₅), Hellglimmer, Biotit, Chlorit, Granat; akzessorisch Kalifeldspat, Turmalin, Apatit, Zirkon, Rutil, Limonit, Leukoxen, Opakerz, Graphit, Karbonat. |
| Phyllonit | Z2 | Quarz, Albit, Sericit, Chlorit; akzessorisch Turmalin, Apatit, Leukoxen, Opakerz, Zirkon, Rutil, Titanit, Limonit, Karbonat. |
| Graphitschiefer | Z4 | Quarz, Albit, Hellglimmer, Biotit, Graphit, Granat (lokal); akzessorisch Chlorit, Apatit, Titanit, Turmalin, Zirkon. |
| Bändermarmor | Z4 | Calcit, Dolomit; akzessorisch Plagioklas, Hellglimmer, Graphit, Opakerz. |
| Gailtalkristallin (Orthogesteine) | | |
| Augengneis | Z1/Z2/Z3 | Quarz, Albit (An ₀₋₇), Altpagioklas (An ₅₋₁₅), Kalifeldspat (z. T. Mikroklin), Hellglimmer, Chlorit, Biotit, Klinozoisit; akzessorisch Granat, Apatit, Zirkon, Rutil, Titanit, Sericit, Karbonat, Leukoxen, Opakerz. |
| Amphibolit und Granatamphibolit | Z1/Z3/Z4 | Hastingsit, Tschermakit (Barroisit), Aktinolith, Chlorit, Plagioklas, Karbonat, Klinozoisit, Sericit, Titanit, Biotit; akzessorisch Quarz, Apatit, Zirkon, Opakerz (Hämatit, Magnetit). |
| Grünschiefer (Prasinit) | Z2/Z4 | Albit, Chlorit, Klinozoisit, Karbonat; akzessorisch Quarz, Biotit, Apatit, Titanit, Opakerz. |
| Oligoklasblastenamphibolit | Z1 | Barroisit, Plagioklas (An ₁₅₋₂₅), Biotit, Chlorit; akzessorisch Granat, Quarz, Apatit, Zirkon, Opakerz. |
| Hornblendegneis | Z1 | Quarz, Plagioklas (An ₂₀₋₃₀), Gemeine Hornblende (Barroisit), Biotit, Titanit, Klinozoisit; akzessorisch Granat, Apatit, Zirkon, Sericit, Chlorit, Opakerz. |
| Malchit (Ganggestein) | Z2/Z4 | Gemeine Hornblende (Tschermakit?), Plagioklas, Quarz, Biotit, Chlorit, Karbonat, Opakerz; akzessorisch Epidot, Titanit. |
| Andesit (Ganggestein) | Z2 | Plagioklas (An ₅₋₁₅), Quarz, Chlorit, Karbonat, Granat (lokal), Titanit; akzessorisch Sericit, Klinozoisit, Biotit, Rutil, Opakerz. |
| Periadriatisches Lineament / Drauzug-Südrandstörung / Südalpines Paläozoikum | | |
| Tonalit | PL | Plagioklas, Quarz, Grüne Hornblende (Hastingsit), Biotit, Chlorit, Epidot, Hellglimmer (Muscovit und Sericit); akzessorisch Kalifeldspat, Granat, Apatit, Zirkon, Rutil, Titanit, Klinozoisit, Laumontit, Prehnit, Karbonat, ?Pumpellyit, ?Lawsonit, Leukoxen, Opakerz. |
| Grödener Sandstein | PL/DS | Quarz, Plagioklas, Kalifeldspat, Sericit; akzessorisch Hellglimmer, Turmalin, Zirkon, Apatit, Titanit, Karbonat, Opakerz. |
| Tonschiefer und Phyllit | PL/SAP | Quarz, Plagioklas, Sericit, Chlorit; akzessorisch Hellglimmer, Karbonat, Leukoxen, Opakerz. |
| Vulkanitschiefer | SAP | Quarz, Plagioklas, Aktinolith, Hellglimmer, Chlorit; akzessorisch Sericit, Kalifeldspat, Karbonat, Epidot, Opakerz. |

gen mit Quarz und eine Vielzahl von Mineraleinschlüssen typisch. Hellglimmer zeichnen z.T. eine planare interne Schieferung (S_1) nach. Die externe Hauptschieferung ($S_2 = S_e$) zeigt eine andere Orientierung und beeinflusst den Kernbereich nicht. Daraus ist abzuleiten, daß S_1 älter als S_e sein muß (BÜCHERL, 1986). An den unregelmäßig begrenzten Kern schließt sich ein meist einschlußfreier Anwachssaum mit einem geringfügig höheren Anorthitgehalt an (Kern: An_{18-27} ; Rand: An_{20-30} ; BÜCHERL, 1986). Dieser Saum komplettiert den Umriß der Xenoblasten zu einem manchmal idiomorphen Habitus. Ein weiterer Saum mit schwer zu definierenden Außengrenzen enthält S_e als poikilitische Textur. Die Glimmerbahnen greifen fächerförmig in den zweiten Saum ein und weisen damit auf ein synkinematisches Wachstum während eines Plättungsregimes hin. Noch während der Oligoklasblastese kam es zur Faltung. Dies belegen helizitische Einschlüsse aus Sericit und Erz, die ein gefaltetes $S_2 (= S_1 = S_e)$ abbilden. Diese helizitischen Einschlüsse sind vorwiegend in den Oligoklasblasten, vereinzelt auch in Anwachssäumen überliefert. Somit sind die Oligoklasporphyroblasten das Produkt einer starken posttektonischen Blastese (vgl. diaphthoritische Granatglimmerschiefer; Kap. 2.2.2.4.).

Entlang von Spaltrissen und Zwillingssebenen kam es zur Sericitprossung. Bei Abwesenheit solcher Flächen sind Sericit und Epidot gleichmäßig über das Wirtsmaterial verteilt.

Der Plagioklas der Matrix (0.2–0.5 mm) mit xenomorphen Umrissen liegt in Kornwickelräumen, ist sericitisiert und nur selten verzwillingt. Die Matrixplagioklase haben ähnliche Anorthitgehalte wie die Porphyroblasten (BÜCHERL, 1986). Aus der Verbiegung und Fächerstellung der Albitzwillingslamellen kann eine postkristalline Deformation abgeleitet werden.

Quarz (0.15–0.6 mm) ist deutlich undulös und zeigt Subkornfelderung. Die Rekristallisation mit verformungsinduzierter Korngrenzenwanderung nimmt nach Süden zu. In stärker beanspruchten Bereichen sind die Quarzklaster von dynamisch rekristallisierten Neuquarzen (0.04–0.06 mm) umgeben, die entlang von Quarz-Quarz-Korngrenzen und Subkornwänden angeordnet sind. Durch verformungsinduzierte Korngrenzenwanderung bildete sich das ausgeprägte Implikationsgefüge aus, wobei die Altquarze starke undulöse Auslöschung und enge Subkornfelderung zeigen. Die ungefähr äquidimensionalen Quarzblasten zeigen lagenweise eine Streckung bis 4:1. Der poikiloblastische Quarz in Oligoklas und Granat ist deutlich geringer tektonisch beansprucht; er zeigt nur schwache Undulation und keine Subkornbildung, Rekristallisation und Auslängung.

Als Hellglimmer (0.2–1.3 mm) kommen Hydromuscovit oder Phengit in Frage, die gemeinsam mit Chlorit ein lepidoblastisches Gefüge ausbilden. Biotit (0.3–2 mm), z.T. als gebleichter Biotit oder Hydrobiotit, ist meist in S_2 eingeregelt (BÜCHERL, 1986). In heterokinetischen Höfen von bezüglich S_2 präkinematischen Plagioklasporphyroblasten sind auch Glimmer in regelloser Orientierung (Querbiotite und -hellglimmer) anzutreffen. Die Kornverkleinerung auf den Schieferungsflächen reduziert die Größe der Hellglimmer auf unter 0.1 mm (Sericit). Wie alle Phyllosilikate zeigt Hellglimmer Knickbänder in unterschiedlich deutlicher Ausbildung.

Die Umwandlungsstadien von Biotit in Chlorit (Bauepimerisierung), nämlich völlig unveränderter Biotit und komplett pseudomorph ersetzter Biotit, liegen nahezu lückenlos vor. Zusätzlich zum retrograd gebildeten Fe-reichen

Chlorit erscheint fast immer ein posttektonisch gesproßter Mg-Al-reicher Chlorit (0.5–1 mm). Der Kontakt zu Biotit, Granat und Staurolith zeigt keinerlei Mineralreaktionen. Es handelt sich bei diesem Mg-Al-reichen Chlorit, der nach WINKLER (1979) bis in den Stabilitätsbereich von Staurolith stabil ist, wahrscheinlich um ein Produkt der prograden Metamorphose.

Granat (0.4–2.5 mm) zeigt einen Zonarbau mit bis zu zwei abgrenzbaren Anwachssäumen. Dies gilt auch für in Oligoklasporphyroblasten eingeschlossene Granate, lediglich S_1 fehlt. Somit muß die Granatblastese vor der Oligoklasblastese stattgefunden haben. Als poikilitische Einschlüsse treten Rutil, Zirkon, Opakerz und manchmal Quarz auf. Die retrograde Umwandlung des Granats vollzieht sich in zwei Phasen. Nach der Verdrängung der Granatidioblasten durch Biotit bis zur Biotit-Pseudomorphose erfolgt die Chloritisierung von Granat und Biotit durch Fe- und Mg-Al-reichen Chlorit. Beide Reaktionen liefen nach der Oligoklasblastese ab, da Einschlußgranate verschont blieben (BÜCHERL, 1986).

Staurolith (0.2–3 mm) wächst syn- bis postkinematisch bezüglich S_2 . Er wird lokal vollkommen umgewandelt, wie leicht zerscherte Formrelikte aus Sericit und Chlorit nach Staurolith beweisen. Die Metamorphosezonierung innerhalb von Zone 1 basiert auf dem Auftreten von Staurolith, die Grenze zwischen staurolithführendem und staurolithfreiem Bereich wird als Staurolith-Isograde interpretiert (Abb. 8). Eine Zunahme der Staurolithhäufigkeit innerhalb der Granat-Oligoklas-Blastengneise in westlicher Richtung ist festzustellen.

Turmalin (0.07–1.3 mm) zeigt fast immer Zonarbau mit einem olivbraunen, unregelmäßig begrenzten Kern und einem hellbraunen Anwachssaum, der das S_2 -Gefüge überwächst. Außerdem fehlt er in den Plagioklasporphyroblasten, was seine postkinematische Sprossung bestätigt.

Posttektonisch dringt auf Klüften Karbonat ein, das keinerlei Anzeichen einer Deformation aufweist.

2.2.2.4. Diaphthoritische Granatglimmerschiefer und -gneis

Diese Gesteinseinheit ist bevorzugt nahe der Drauzug-Südrandstörung und nahe des Periadriatischen Lineamentes zu finden. Der diaphthoritische Granatglimmerschiefer leitet sich von sandig-tonigen Sedimentiten ab. Einer ersten prograden Metamorphose M_1 folgte eine zweite, schwächere retrograde Metamorphose M_2 . Die begleitende starke duktile Deformation D_2 nimmt zur Störungszone hin zu. In der Nähe zur Drauzug-Südrandstörung bilden die diaphthoritischen Granatglimmerschiefer infolge zusätzlicher starker bruchhafter Beanspruchung D_4 keinen kompakten Gesteinsverband mehr und neigen zur Solifluktion.

Die mit der Deformation einhergehende Mobilisation fluidaler Phasen sorgt für die nahezu komplette Änderung der metastabilen Mineralparagenesen. Die Diaphthorese ist jedoch nicht homogen, sondern wahrscheinlich abhängig von der Kompetenz des Ausgangsgesteines. Charakteristisch ist das Auftreten von Granat, teilweise als komplett chloritisierte Formrelikte, teilweise mit einem chloritisierten Saum. Biotit zeigt gegenüber der Diaphthorese eine geringere Stabilität als Granat und wird deshalb schneller in Chlorit umgewandelt.

Folgende Mikro- und Makrogefügemerkmale werden der Diaphthorese (M_2, M_3) und zugehörigen Deformation (D_2, D_3) zugeschrieben:

- Chloritisierung von Biotit und Granat (Vergrünung);
- durchgehende feinschuppige Hellglimmerlagen, die einen silbrigen, speckigen Glanz auf den Schieferungsflächen bewirken;
- engständige Runzelung (*crenulation*) auf den Schieferungsflächen;
- stabförmige Quarzmobilisate (*quartz rods*);
- Flasertextur;
- dünnplattiger Bruch.

Die diaphthoritischen Granatglimmerschiefer weisen in Abhängigkeit vom Modalbestand eine Variation der Gefügemerkmale auf. Überwiegend zeichnet sie ein strenger Lagenbau mit quarzreichen und glimmerreichen Lagen aus. In der quarzreichen Varietät herrscht ein granoblastisches Quarzteilgefüge mit eingeregelteten Glimmerschuppen vor, in der glimmerreichen Varietät eine strenge Regelung der Phyllosilikate.

Quarz (0.1–0.7 mm) ist undulös, zeigt Deformationslamellen (BÖHMSche Streifung nach TRÖGER, 1969) und eine Trübung durch Opakerz-Mikrolithe und Flüssigkeits einschlüsse. In gering deformierten Bereichen zeigt er einen isomorphen Querschnitt und Gleichgewichtskorngrenzen, in stark deformierten Bereichen eine Plättung und suturierte Quarz-Quarz-Korngrenzen. Teilweise kristallisieren auf den suturierten Korngrenzen im Zuge der Erholung äquilibrierte Neuarze.

Plagioklas (An_{5-15} ; 0.1–0.6 mm) tritt in zwei verschiedenen Ausbildungen auf. Zum einen als klare bis leicht getrübe, selten nach dem Albitgesetz verzwilligte Kristalle in einem granoblastischen Quarzpflastergefüge, zum anderen als syn- bis postkinematisch gesproßte Kristalle in Hellglimmerlagen. Letztere zeigen eine bevorzugte Regelung parallel zur Foliation. Die Schieferung und auch die isoklinale Verfallung der Glimmerlagen wird in den Plagioklasblasten von Einschlüssen wie Hellglimmer, Quarz und Opakerz nachgezeichnet. Kalifeldspat (0.1–0.2 mm) ist durch perthitische Entmischungen oder undeutliche Mikroklingitterung gekennzeichnet.

Die Hellglimmer (0.1–0.3 mm) zeigen Merkmale einer postkristallinen Deformation, wie Knickfaltung oder Kataklyse. Innerhalb der Quarz-Plagioklas-Lagen zeichnen sie vereinzelt eine reliktsche ältere Schieferung (S_1) nach. Biotit (0.5 mm), nur in geringer Konzentration vorhanden, ist mindestens randlich in Chlorit umgewandelt und enthält manchmal Rutil in Form einer Sagenitgitterung. Biotit wurde wahrscheinlich zwischen den beiden Hellglimmergenerationen gebildet.

Granat (0.2–10 mm) spiegelt am besten die Deformationsentwicklung des Gesteines wider. Die Granatblaste ist prä- bis synkinematisch. Granat besitzt ein synkinematisch stark rotiertes helizitisches Interngefüge (*snowball texture*; SPRY, 1969) aus Quarz, Opakerz und Hellglimmer. Die Anzahl der Quarzeinschlüsse kann so groß werden, daß ein typischer Skelettgranat vorliegt. Manchmal zeigen die Granate auch einen Zonarbau mit gefülltem Kern und klarem Anwachsraum. Zuletzt wurde der Granat einer mehr oder weniger ausgeprägten retrograden Metamorphose unterzogen. Die Umwandlung begann randlich sowie auf Klüften und setzt sich fort, bis nur noch wenige Granatrelikte in einem feinschuppigen Filz aus Fe-reichem Chlorit, Sericit und entmischter Opakerzkomponente zurück blieben. Auf Klüften im Granat kommt es außerdem zur Bildung von Limonit und Karbonat.

Der häufig idiomorphe, kurzprismatische Turmalin (bis 0.3 mm; Schörl) mit Zonarbau ist parallel zur Foliation

und, falls vorhanden, parallel zur Faltenachse eingeregelt. Er bevorzugt die Anwesenheit von Hellglimmer und zeigt keinerlei Deformationserscheinungen. Apatit (0.1–0.2 mm) ist mit und ohne Zonarbau zu beobachten. Der Anwachsraum dokumentiert das metamorphe Weiterwachsen der sedimentären Apatitklasten (VOLL, 1969). Zirkon (0.02–0.05 mm) ist ebenfalls als ein sedimentäres Relikt mit xeno- bis hypidiomorpher Kornform anzusehen.

2.2.2.5. Phyllonit

Genetisch steht der Phyllonit in enger Beziehung zu den diaphthoritischen Granatglimmerschiefern. Durch die Phyllonitisierung werden alle primären Gefügemerkmale unkenntlich gemacht. Neben einer starken duktilen Deformationskomponente sind auch Anzeichen von Kataklyse, z.B. Harnischstriemungen auf den Schieferungsflächen, zu beobachten. Gegenüber den diaphthoritischen Granatglimmerschiefern macht sich eine intensive plastische Deformation mit Kornverkleinerung, vollkommener Umkristallisation und einem Anstieg des Chloritgehaltes (bis maximal 18 Vol.-%) bemerkbar.

Die Phyllonite haben eine hellgraue bis grünlichgraue Farbe. Das Hauptflächengefüge ist meist schwach wellig bis runzelig mit einem deutlichen Phyllitglanz. Im Querbruch ist die Flasertextur mit teilweise isoklinal verfalteten Quarzmobilisaten gut erkennbar. Der Phyllonit besteht aus einer feinen Wechsellagerung von quarzarmen, feinschuppigen Chlorit-Sericit-Lagen und glimmerarmen Quarzlagen. Bei stärkerer Deformation wird diese Paralleltexur durch ein richtungsloses Quarz-Sericit-Chlorit-Gewebe ersetzt (HEINISCH et al., 1984).

Die Modalanalyse ergibt die Mineralzusammensetzung eines Chlorit-Sericit-Phyllits (ALKER et al., 1962); wegen der eindeutigen retrograden Überprägung wird das Gestein deshalb als Chlorit-Sericit-Phyllonit bezeichnet (SCHUH, 1982).

Quarz zeigt an Deformationsphänomenen undulöse Auslöschung, Deformationslamellen (BÖHMSche Streifung), Subkornbildung, Rekristallisation und Sammelkristallisation. In geringmächtigen Lagen bildet Quarz eine mikrokristalline (0.05 mm), granoblastische Pflasterexur mit Phyllosilikaten auf den Korngrenzen, entstanden durch statische Rekristallisation (Temperung) stark deformierter Altquarze (0.3–0.5 mm), die vereinzelt noch reliktsch erhalten sind. Der Matrixquarz zeigt mit einer leichten Undulation nur geringe Anzeichen von Deformation. Auf Bewegungsbahnen setzt jedoch eine extreme Kornverkleinerung ein.

Sericit zeichnet die strenge Schieferung nach, bildet aber auch, vor allem in stark deformierten Bereichen, eine Intersertaltexur. Die Sericitlagen enthalten winzige Albit-Porphroblasten, teilweise mit einem rotierten Interngefüge aus Turmalin, Sericit und Opakerz. Chlorit tritt als Schuppen oder Rosetten auf, vorwiegend in Quarzlagen auf Quarz-Quarz-Korngrenzen, seltener innerhalb des Sericitteilgefüges.

Der Turmalin mit einem grünlichen Kern und mehreren Anwachsraumen zeigt Anzeichen einer Kataklyse. Aus den Bruchstücken entstand während einer Erholungsphase eine zweite Generation winziger Turmalinblasten in bis zu zentimetergroßen Aggregaten (SCHUH, 1982). Während dieser zweiten gefügeprägenden Kristallisation wurden neben der zweiten Turmalin generation auch die zweiten Generationen von Quarz und Albit, sowie Chlorit, Leukoxen und Apatit neu gebildet.

2.2.3. Petrographie der Orthogesteine

Innerhalb der paragenen Siliciklastika treten lokal lenticulare Körper aus Orthogneisen, Amphiboliten und Hornblendegneisen auf. Der z.T. enge lokale Zusammenhang läßt den Schluß auf einen alternierenden felsischen und mafischen Magmatismus zu, wie er in den Ostalpen häufig anzutreffen ist.

Für die Augengneise nimmt TEICH (1980) aus Vergleichen mit Augengneisen des Gleinalm-Stubalm-Gebietes einen rhyolithischen Protolith an. Möglicherweise bilden diese konkordant eingelagerten Augengneishorizonte das metamorphe Äquivalent zum oberordovizischen Porphyroid-Vulkanismus (HEINISCH & SCHMIDT, 1982; Datierung des Porphyroid-Vulkanismus auf Caradoc/Ashgill, FLAJS & SCHÖNLAUB, 1976). Es kann jedoch nicht mit letzter Sicherheit geklärt werden, ob es sich bei den Protolithen um Extrusiva oder Intrusiva mit ähnlichem Gesteinschemismus handelt. Nach der gefügekundlichen Bearbeitung sind es wahrscheinlich doch stark zerscherte Äquivalente der granitischen Intrusionen (vgl. HEINISCH & SCHMIDT, 1982; SCHULZ et al., 1993).

Als Ausgangsmaterial für die Amphibolite kommen basaltische Vulkaniteinschaltungen (Laven, Tuffe) mit unterschiedlichem Chemismus in Frage. Lokale Übergänge von Amphibolit in Granatchloritschiefer können als pyroklastische Gesteinssequenz interpretiert werden.

2.2.3.1. Augengneise

Die Augengneise treten als lenticulare Einschaltungen parallel zum Hauptflächengefüge innerhalb der Zonen 1 bis 3 auf. Im Strajacher Graben liegen sie im Übergangsbereich der diaphthoritischen Granatglimmerschiefer im Norden zu den Phylloniten im Süden. Die vier Augengneiszüge mit einer maximalen Mächtigkeit von 100 m und einer Längserstreckung von bis zu 2 km sind im Randbereich stark kataklastisch deformiert. Im Pallaser Bach liegen Augengneise innerhalb der paragenen Siliciklastika nahe der nördlichen Diaphthoresezone.

Das Mikrogefüge dieser graugrünen Mylonite besteht in der Regel aus einer granoblastischen Matrix mit Flasertextur, in der 5 bis 20 mm große Kalifeldspateinsprenglinge liegen. Im Strajacher Graben ist am Südrand des nördlichsten Augengneiszuges eine rotbraun verwitternde, bankig absondernde Varietät mit pseudosedimentärem Charakter zu beobachten, die SASSI et al. (1974) als variszische Transgressionsserie auf einem altpaläozoischen Grundgebirge interpretierten, was jedoch von HEINISCH et al. (1984) widerlegt wurde.

Die Matrix wird von einem granoblastischen bis lepidoblastischen, ungleichkörnigen Quarz-Plagioklas-Teilgefüge mit unterschiedlichen Phyllosilikatgehalten aufgebaut. Die lepidoblastische Textur wird unterbrochen von Domänen mit grobkörnigen, stark deformierten Quarzkörnern (0.2–0.6 mm) bzw. von Domänen mit granoblastischem Albit-Quarz-Pflastergefüge (0.1 mm) mit Gleichgewichtskorngrenzen und einem hohen Phyllosilikatanteil.

Die duktile Deformation führte zu gelängten Quarzklasten. Im Anschluß erfolgte Subkornbildung und an den suturierten Korngrenzen von Altquarzkörnern eine geringe Neukornbildung (bis 0.025 mm). Das mittelkörnige Plagioklas-Quarz-Teilgefüge entstand durch die verformungsbedingte Kornzerkleinerung der Kalifeldspatklasten und Altpagioklase und die Bildung geringdeformierter Neuquarze (SCHUH, 1982).

Die Hellglimmer treten einzeln oder in dünnen Lagen als kurze Schuppen (bis 0.15 mm) auf. Die Korngröße nimmt zum Zentrum der Phyllonitzone hin ab. Biotit zeigt mit steigender Diaphthorese eine zunehmende Vergrünung, bis er schließlich komplett durch Fe-reichen Chlorit ersetzt wird. Grüner Biotit ist ein typisches Mineral der Epizone, wobei durch überkritische wässrige Lösungen der Ti-Gehalt herausgelöst und auf Spaltflächen in Form eines Sagenitgitters oder körniger Titanitaggregate abgetrennt wird (TRÖGER, 1969). Große Biotitkristalle (bis 1.5 mm) liegen als Chloritpseudomorphosen mit einem Interngefüge aus Titanitmikrolithen vor. In den Glimmerdomänen reicherten sich Klinozoisit und Titanit an, die wahrscheinlich aus Ti- und Fe-reichem Biotit entstanden. In stark deformierten Augengneisen kommt es zu einer deutlichen Zunahme der Mg-Al-betonten Chloritblastese.

Akzessorisch vertreten sind hypidiomorpher, die Foliaction überwachsener Granat sowie idiomorpher Apatit und Zirkon. Idiomorphe Zirkone sprechen für eine magmatische Bildung und gegen eine sedimentäre Umlagerung. Karbonat wurde sekundär im Intergranularraum und auf Klüften gebildet.

Als Porphyroblasten treten vor allem perthitischer Kalifeldspat (Schachbrettalbit) und Altpagioklas auf. Die Augen aus komplex aufgebautem Kalifeldspat (bis 20 mm) werden von feinen Glimmertapeten umflossen. Diese reliktschen Kalifeldspäte sind oft nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt und im Zuge einer oder mehrerer metamorpher Überprägungen stark durch Rekristallisations- und Entmischungerscheinungen alteriert. Kalifeldspäte mit ausgeprägter Perthitentmischung, Spindel-, Flammen-, Band- und Fleckenperthit bis Schachbrettalbit, z.T. in Kombination, werden von rekristallisiertem Albit und Quarz umsäumt. Als Einschlüsse in den Kalifeldspäten fallen große Plagioklase mit idiomorphem, sericitisiertem und saussuritisiertem Kern und einem einschlußfreien Randbereich auf. Die Trennungslinie zwischen Kern und Rand wird durch eine Anreicherung von Sericitmikrolithen nachgezeichnet. Die Kataklastik der Kalifeldspäte, vor allem im Randbereich des Augengneiskomplexes, erfolgte gleichzeitig mit der Hauptdeformation und Anlage der penetrativen Foliaction.

2.2.3.2. Granit-Orthogneis des Pfnegggs

Eine Besonderheit stellt der Granit-Orthogneis des Pfnegggs dar. Es handelt sich um einen ca. 1.5 km großen, isolierten Körper aus hellem Granit. Im Zentralbereich zeigt er ein nahezu isotropes magmatisches Mikrogefüge ohne nennenswerte Deformation. Lediglich Quarz ist schwach undulös, und in Hellglimmer und Plagioklas sind vereinzelt Anzeichen für Kaltdeformation (z.B. Knickfaltung) vorhanden. Im Übergangsbereich zur umgebenden Paragesteinsserie ist er allerdings stark mylonitisiert und anschließend bruchhaft deformiert worden.

2.2.3.3. Amphibolite

Amphibolite treten als mehrere Meter mächtige, teilweise lang aushaltende, parallel zur Hauptfoliation eingeregelt Körper in den Zonen 1, 3 und 4 auf. Die dunkelgrünen, rostig anwitternden, massigen Gesteine sind mittel- bis grobkörnig und bilden meist nur eine unvollkommene Schieferung aus. Die kurzstengeligen, nematoblastischen Hornblendekristalle liegen sowohl parallel als auch quer

zur Foliation, häufig umgeben von einem Plagioklas-Karbonat-Gewebe oder im Lagenwechsel mit granoblastischen Plagioklaslagen.

Zwei Hornblendearten können unterschieden werden: Mg-betonte Gemeine Hornblende (Hastingsit, kurzprismatisch, bis 3 mm) und Fe-betonte Gemeine Hornblende (Barroisit, faserig, 0.2–1.3 mm) aus der Tschermakitreihe. Die barroisitische Hornblende ist mit Einschlüssen (Titanit, Klinozoisit, Opakerz) durchsetzt und wird randlich von Fe-reichem Chlorit umgeben. HERITSCH (1957) deutet diese Hornblenden mit getrübttem Kern als vulkanogene Relikte. Ein Teil der Hornblenden ist retrograd in aktinolithische Hornblende umgewandelt. Die einzelnen Individuen durchdringen sich gegenseitig. Als letzte Generation sproßten Hornblenden, welche die Mineralstreckungslinieation darstellen. Sie unterlagen einer postkristallinen Kataklyse mit Quarz und Mg-Al-reichem Chlorit auf den kristallinternen Bruchflächen.

In Extensionsbereichen tritt Quarz unter Ausbildung von Rißsiegelstrukturen (*crack-seal structures*) hinzu, die bei anschließender Kompression intensive Drucklösung zeigen (z.B. im Granatamphibolit, Pallaser Bach, 1220 m ü. NN).

Plagioklas (ca. An_{25} ; bis 0.6 mm) ist häufig nach dem Karlsbader, seltener nach Albit- und Periklingesetz verzwillingt. Die Plagioklastafeln sind stark korrodiert. Möglicherweise sind sie ebenfalls primär vulkanogener Natur.

In der Matrix befinden sich Klinozoisit, Titanit, mikrokristalliner Quarz, sericitisierter Plagioklas und Chlorit. Karbonat (0.2–0.8 mm) ist wahrscheinlich authigen gebildet, weist jedoch Deformationslamellen auf, die in Anbetracht der leichten Mobilisierbarkeit von Karbonat einen Hinweis auf das jüngste Deformationsgeschehen geben können.

An Zone 1 treten innerhalb der Oligoklasblastengneise mehrfach sehr feinkristalline, dunkelgrüne bis schwarze, massige Amphibolite mit großen, hellen Oligoklasporphyroblasten, sogenannte Oligoklasblastenamphibolite auf. Die 0.1 bis 2 m mächtigen Amphibolite sind häufig um F_3 verfaltet und in S_2 boudiniert. In einer pan-bis hypidiomorphen Textur aus barroisitischer Hornblende (0.2–0.75 mm) liegen große poikiloblastische Oligoklasblasten (0.6–2 mm). Der Oligoklas ist invers zoniert mit einem einschlußarmen Kern (An_{25}) und einem breiten, einschlußreichen Anwachssaum (An_{30}). Zwillingbildung nach dem Karlsbader und Albitgesetz ist verbreitet. Biotit (0.3–1.5 mm) ist postkinematisch diskordant zur Foliation gesproßt, z. T. ersetzt er die Hornblende. Entlang von Spaltrissen und Klüften kommt es zur Sprossung von Chlorit.

2.2.3.4. Ganggesteine (Malchit, Tonalit, Andesit)

Es handelt sich um massige, meist feinkristalline Gesteine. Zu unterscheiden sind graugrüne, dunkle Gänge (Malchite; HERITSCH & PAULITSCH, 1958) und hellgraue Gänge (Tonalite, Andesite).

Die Malchite, 0.5 bis 1 m mächtige Gänge, besitzen ein richtungslos porphyrisches Mikrogefüge mit vermutlich tschermakitischer Hornblende in einer feinkristallinen Matrix aus stark alteriertem Plagioklas, Opakerz und Aktinolithkristalliten. Es handelt sich hierbei um Äquivalente der gabbrodioritischen Ganggesteine, die im Raum Reischach und Kirchbach (oberes Gailtal) vermehrt auftreten (ALKER et al., 1952). EXNER (1976) faßt diese Malchite ge-

meinsam mit den Tonalitporphyritgängen südlich des Wörthersees und den auf 32 ± 2 Ma datierten, granatführenden Quarzporphyriten der Kreuzeckgruppe zu einer Ganggesteinsgesellschaft zusammen. Sie sind folglich oligozänen Alters, und somit ist ihre Genese in Zusammenhang mit den hellen Ganggesteinen und den Tonalitplutonen am Periadriatischen Lineament zu sehen. Trotz ihres geringen Alters sind die Malchite eindeutig unter retrograden Metamorphosebedingungen deformiert, stark sericitisiert und manchmal im Randbereich verschiefert.

Die Tonalit- bzw. Andesitgänge, 0.1 bis 0.5 m mächtig, zeigen ein porphyrisches Mikrogefüge mit stark korrodierten Plagioklaseinsprenglingen und Schuppen aus Mg-Al-reichem Chlorit in einer feinkörnigen Matrix aus Plagioklas, Quarz, Karbonat, Sericit und Opakerz. Die Plagioklaseinsprenglinge (0.2–1 mm) mit einer hypidiomorphen Kornform und lobaten Korngrenzen sind meist nach Albit-, Periklin- oder Karlsbader Gesetz verzwillingt. Sie weisen ein poikiloblastisches Interngefüge aus Sericit-, Klinozoisit-, Biotit-, Chlorit- und Karbonatmikrolithen auf, die manchmal an kristallographischen Flächen orientiert sind. Quarz tritt, außer in der Matrix, als große Einsprenglinge mit deutlichen Anzeichen von Kaltdeformation auf.

Der Zusammenhang zwischen der Position der hellen Ganggesteine und der Phyllonitzone ist offensichtlich. Wahrscheinlich diente diese alte krustale Schwächezone, die bei Niedergail spitzwinkelig in das Periadriatische Lineament einmündet, als Wegsamkeit für die intrudierenden Tonalit- bzw. Andesitgänge. Für eine genetische und zeitliche Beziehung zu Tonalitlamellen entlang des Periadriatischen Lineamentes und speziell zum Lesachtal-Tonalit sprechen die isotopengeochronologischen Untersuchungen von DEUTSCH (1984), welche ein Alter von etwas über 30 Ma erbrachten, und eigene geochemische Untersuchungen (siehe Kap. 6.3.5.).

2.3. Permomesozoikum des Drauzuges und Drauzug-Südrandstörung

2.3.1. Drauzug-Permomesozoikum

Die permoskythische Transgressionsserie setzt im Untersuchungsgebiet im unteren Rotliegenden mit Brekzien und Konglomeraten ein. Diese Basisserie enthält aufgearbeitete Bestandteile des variszischen Grundgebirges (VAN BEMMELEN, 1957; HERITSCH & PAULITSCH, 1958) und wird durch das Quarzporphyr-Ereignis mit assoziierten Tuffen abgeschlossen. Der Quarzporphyr zeigt häufig bereits mesoskopisch für Ignimbrite typische Gefügephänomene, wie Reste kollabierter Bimslapilli, sekundäre Fluidaltextur und Verschweißung lithischer Fremdkomponenten. Im Tuffbach findet man innerhalb der Ignimbrite Blöcke aus Transgressionsbrekzie, die bereits verfestigt in den pyroklastischen Strom integriert wurden.

Darüber folgt mit der Gröden-Formation (Permoskyth) ein bis 200 m mächtiger roter Sandsteinkomplex. Abgelagert in einem terrestrisch-fluviatilen Milieu, enthält er im unteren Abschnitt Quarzporphyrgerölle als sedimentäre Komponenten. Die Quarzporphyrgerölle fehlen in den braunen bis gelblichen Sand- bis Tonsteinen der hangenden Werfener Schichten (BAUER, 1980). Einschaltungen von Gips und Rauhwacke sprechen für einen marin-lagunären Sedimentationsraum im Skyth.

Über den Werfener Schichten folgen die mächtigen Karbonatserien (Riff- und Lagunenfazies) der mittleren bis

oberen Trias. Mit den Kössener Schichten (Rät) nimmt der terrigene Einfluß wieder zu. Lokal reicht die Schichtfolge in den Lienzer Dolomiten bis in die Unterkreide (Neokomkalke und Turbidite der Amlacher Mulde). Die Gesamtmächtigkeit der postvariszischen Serie beträgt im westlichen Drauzug ca. 4000 bis 5000 m (BECHSTÄDT, 1978; Gliederung nach SCHNABEL, 1980).

Auf die Gesteine des Drauzug-Permomesozoikums wird nicht im Detail eingegangen. Eine Ausnahme bilden die Sandsteine der Gröden-Formation, da sie als Basis der postvariszischen Serie bevorzugt in die Störungstektonik an der Drauzug-Südrandstörung und am Periadriatischen Lineament sensu stricto einbezogen sind.

2.3.2. Sandsteine der Gröden-Formation

Makroskopisch zeigen die roten Sandsteine und Konglomerate eine schalige Absonderung und völliges Fehlen eines Flächengefüges. Sedimentäre Gefügemerkmale, z.B. gradierte Schichtung, sind nur ausnahmsweise erhalten. Im Bereich des Basiskonglomerates zeigen die Komponenten nur geringe Anzeichen duktiler Deformation (schwach gelängte Gerölle). Das Gestein ist von einem gut ausgebildeten Kluftsystem durchzogen.

Der Sandstein zeigt im Schlibfbereich eine deutlich bimodale Kornverteilung, die zu einer Unterscheidung von Komponenten und Matrix führt. Der Matrixanteil liegt bei 50 bis 80 Vol.-%. Die sehr feinkörnige Matrix besteht aus einem dichten Filz von Sericit, Illit, Kaolinit, Chlorit und Mikroklin (NIEDERMAYR & SCHERIAU-NIEDERMAYR, 1982), durchsetzt von einem mikrokristallinen Quarz-Feldspat-Pflaster. Die Korngröße liegt zwischen 1.5 bis 4 µm. Die Rotfärbung rührt von einer Ummantelung der Komponenten mit einem feinen Hämatitsaum her.

Die Klaster aus Quarz (0.25–1 mm), Kalifeldspat (0.35 mm) und detritischem Hellglimmer (0.2 mm) sind normalerweise schwach geregelt (Pseudofluidaltextur). In Scherzonen sind sie je nach Verformungsintensität parallel X geregelt. Quarz wird deutlich undulös und zeigt BÖHMISCHE Streifung. Lokal kommt es zu Subkornbildung, die bei 270°C einsetzt (VOLL, 1982), und in den heterokinetischen Höfen der Klaster beginnt Quarz zu rekristallisieren. Abgeleitet aus der geringen Anzahl von Korn-Korn-Kontakten der Komponenten (matrixgestütztes Gefüge), wird für den überwiegenden Anteil der Matrix ein detritärer Ursprung angenommen. Vereinzelt treten auch Quarzklaster mit Korrosionsbuchten auf, die auf eine vulkanogene Entstehung (Quarzporphyr) hinweisen.

Alkalifeldspat zeigt unregelmäßige Perthitentmischung und undeutliche Mikroklingitterung (Schachbrettalbit, Fleckenperthit), entstanden durch die Grenzflächenreduktion bei der lamellaren Entmischung in Kalifeldspat und Albit (VOLL, 1982). Die Umriss sind angular bis subangular.

Die Akzessorien, vorherrschend Turmalin, Apatit und Zirkon, liegen nur als Bruchstücke vor. Karbonat tritt als sekundäre, diagenetische Erscheinung auf.

In Scherzonen kommt es zur Ausbildung einer penetrativen Schieferung, die durch unterbrochene Lagen aus Hellglimmer und Opakerz gekennzeichnet ist. Diese Lagen repräsentieren Lösungsflächen, auf denen die Phyllosilikate, bedingt durch den Abtransport von Quarz, passiv angereichert werden (GRAY, 1982). Die Quarzklaster zeigen am Kontakt mit der Schieferungsfläche Drucklösungserscheinungen. Im Druckschatten größerer Klaster bilden sich Quarz-Phyllosilikat-Bärte, die sich streng par-

allel zur Schieferungsfläche anordnen. Die Quarzneubildungen zeigen die gleiche optische Orientierung, wie sie die alten, detritären Klaster aufwiesen. Bei den Phyllosilikaten handelt es sich um Sericit und Chlorit (BOULTER, 1982).

Durch Untersuchungen zur Illitkristallinität in der Gröden-Formation konnte der Einfluß einer alpidischen Anchimetamorphose nachgewiesen werden (NIEDERMAYR et al., 1984). Innerhalb der Kataklastite des Periadriatischen Lineamentes konnte nur die feinklastische Fazies der Gröden-Formation gefunden werden. In diesen Kataklastiten treten lokal Pseudotachylite auf, die in Kap. 7. gesondert beschrieben werden.

2.4. Periadriatisches Lineament und Paläozoikum der Karnischen Alpen

Hier werden die Gesteine der Lesachtal- und Hollbrucklamelle, die Gesteine des Paläozoikums und die durch Sprödeformation gebildeten Kataklastite im Grenzbe- reich zum Periadriatischen Lineament sensu stricto be- handelt. Die Phänomene bruchhafter Deformation sind selbstverständlich nicht auf das Periadriatische Linea- ment beschränkt, sondern im gesamten Gailtalkristallin und Drauzug-Permomesozoikum in unterschiedlicher In- tensität zu beobachten. Sie sollen jedoch an dieser Stel- le exemplarisch behandelt werden (siehe auch Kap. 4.3. und 5.).

2.4.1. Tonalite

Als Überbegriff wurde der Terminus „Tonalit“ beibehal- ten, der in der Literatur für Biotit-Hornblende-Granodiori- te und speziell für die Periadriatischen Magmatite dieses Lithotyps eingeführt ist. Dies erschien gerechtfertigt, da nach Auswertung der leukokraten Komponenten die re- präsentativen Gesteinsproben, abgesehen von seltenen Dioriten und pegmatoiden Gängen, in die Felder D (Gra- nodiorit) und I (Quarz-Monzodiorit) der Klassifikation nach STRECKEISEN (1976, 1980) fielen (siehe Kap. 6.2.1., Abb. 74).

Die Foliation ist erkenntlich an bis zu 6 mm großen Do- mänen gelängter Quarzkristalle mit lobaten bis gezäh- nten Korngrenzen, die sich dachziegelartig überlagern und undulöse Auslöschung zeigen. Die Foliation umfließt die Plagioklasporphyroklaster. Es entstand eine augengneis- ähnliche Textur mit Feldspatkristallen als Augen, umge- ben von einer Matrix aus laminierten, extrem duktil defor- mierten Quarzkristallen, ähnlich beschrieben bei Tonalit- en und Granodioriten der Judicarienlinie (MALARODA, 1948). Die Anwesenheit der heterogen verteilten, lentiku- laren Quarzdomänen läßt den Schluß zu, daß die Tektoni- sierung nur eine geringe Mobilisation von Quarz zur Folge hatte. Die Ausbildung der Foliation ist jedoch von der Prä- senz von Quarz abhängig. Sie ist nur in Bereichen sichtbar, wo Quarz durch duktile Deformation angereichert wurde. Durch das Auftreten femischer Minerale wird die Parallel- textur noch zusätzlich hervorgehoben. Es ist nicht ausge- schlossen, daß die Tonalite zumindest lokal bereits von Anfang an ein planares Mikrogefüge besaßen. Im wesent- lichen ist die Ausbildung des planaren Mikrogefüges je- doch an eine starke Deformation, die zeitgleich oder im Anschluß an die Intrusion wirksam war, und an mehr oder weniger tiefgreifende Änderungen im Mineralbestand ge- bunden.

In den seltenen gering deformierten Bereichen ist das prätektonische Plutonitgefüge mit meist hypidiomorphem Plagioklas und Hornblende sowie xenomorphem Quarz und Kalifeldspat in den Zwickelräumen konserviert. In isotropen Bereichen liegt die Dimension der Plagioklas-, Hornblende- und Biotitkristalle zwischen 0.5 und 7 mm. In deformiertem Zustand tendiert es zu einer porphyrischen Textur mit einer weißlichen Matrix und grünen Flecken. Der überwiegende Teil dieser Gesteinskörper ist gründlich tektonisiert und alteriert, was in einer Häufung sekundärer Minerale und in einem mehr oder weniger maskierten magmatischen Originalgefüge zum Ausdruck kommt. In den geschonten Bereichen treten vereinzelt bis 8 cm lange mafische Xenolithe auf.

Die subidiomorphen Plagioklase (bis 2 mm) sind meist polysynthetisch nach dem Albit-Gesetz verzwillingt und im Kern von Sekundärmineralen durchsetzt. Außerdem gibt es vereinzelt kleinere Plagioklaskristalle (An_{40} - An_{50}), bei denen man, falls sie nicht komplett sericitisiert und saussuritisiert sind, oft noch einen mehrfach rekurrenten Zonarbau erkennen kann. Für den Tonalit des Lesachtalplutons variiert der Anorthitgehalt von 60 bis 65 Vol.-% im Kern (Labradorit) bis 35 bis 40 Vol.-% am Rand (Andesin). In den Plagioklasen des Hollbruckplutons erreicht der Rand einen Anorthitgehalt von 15 bis 27 Vol.-% (SASSI & ZANFERRARI, 1971). Nach KARL (1966) sind Gesteine mit derartig zonierten Plagioklasen als Tonalite zu klassifizieren. In Plagioklas sind manchmal Kalifeldspatmischungen (Antiperthit) zu beobachten. Kalifeldspat liegt in der Regel als Mikroperthit vor. Die Ränder von Plagioklas, mit denen Kalifeldspat in Kontakt kommt, zeigen Myrmekitbildung und Korrosionserscheinungen.

Die grüne Hornblende (Hastingsit) zeigt einen hypidiomorphen Habitus, bildet keine Endflächen aus und ist manchmal nach (100) verzwillingt. Manchmal umschließt sie kleine idiomorphe Kristalle von Plagioklas, d.h. lokal begann in diesen Magmatiten die Kristallisation von Plagioklas vor der Hornblendekristallisation. Die Hornblende ist häufig randlich in Chlorit oder Epidot umgewandelt, aber auch Pseudomorphosen von Epidot nach Hornblende können beobachtet werden. Außerdem kann noch Aktinolith bzw. braune Hornblende (?Oxyhornblende) abgegrenzt werden.

Erwähnenswert ist die relative Häufigkeit von Epidot, der meist als Alterationsprodukt interpretiert werden kann, da er mit typischen Sekundärmineralen vergesellschaftet ist. Die Individuen sind 1.4 bis 1.7 mm groß, entweder farblos, pleochroitisch mit rotbrauner Farbe oder zoniert mit einem rotbraunen Kern und einem farblosen Rand. In einigen dieser zonierten Kristalle hat man Zwillingbildung festgestellt (SASSI & ZANFERRARI, 1973). In Ausnahmefällen ist Epidot auch als primäre Bildung in den Periadriatischen Plutonen vorhanden (SASSI & ZANFERRARI, 1971; Hollbruck; EXNER, 1972; Karawanken).

Wichtig ist auch noch das lokale Auftreten von Granat im Bereich des Schwenderecks. Die seltenen Kristalle sind in der Regel zerbrochen und in unterschiedlichem Maße chloritisiert.

Die Plagioklase werden zuerst trüb, im fortgeschrittenen Stadium entsteht Sericit. Nur selten gesellt sich zu Sericit auch mikrokristalliner Epidot und Klinozoisit (Saussuritisierung). Sericit lagert sich zuerst an Spaltflächen des Plagioklaswirts-kristalls an. Dieser Prozeß kann sich bis zur völligen Sericitisierung von Plagioklas fortsetzen.

Biotit ist in große, Opakerz führende Chloritlamellen umgewandelt, während sich in der ursprünglichen Horn-

blende Chloritapeten sowie andere Akzessorien, z.B. polygranulare Aggregate von Epidot und manchmal Titanit, auf Spaltflächen bilden. Vereinzelt sind diese Umwandlungsprodukte von Hornblende mit einer engen Wechselagerung aus Hellglimmerlamellen und Chlorit vergesellschaftet. Außerdem tritt noch Prehnit als fibroblastisches Umwandlungsprodukt von Biotit auf. Er ist parallel zu (001) in Biotit oder Chlorit eingelagert. Dazu gesellen sich nicht selten sehr flache Täfelchen von vermutlich Laumontit. Die Zwickelräume werden mit einem Filz aus Chlorit, Rutil und Opakerz ausgefüllt.

Die Alterationsphänomene sind die Auswirkung einer intensiven kataklasebedingten Metasomatose des Tonalits mit mechanischer Kornverkleinerung. Der Einfluß der Kataklase ist überall deutlich feststellbar, auch außerhalb extrem deformierter Bereiche mit Proto- bis Ultrakataklasen. In den extrem kataklastisch deformierten Domänen kommt es auf schieferungsparallelen Scherbahnen zu friktioneller Aufschmelzung und damit zur Bildung bis 5 cm mächtiger Pseudotachylitgänge (siehe Kap. 7).

Besonders von der postkristallinen Kataklase betroffen sind Plagioklas, Granat und Epidot. Plagioklas zeigt ein ausgeprägtes Scherklufsystem und eine Knickung der Zwillinglamellen. Auch Chlorit neigt zu Verbiegungen und Anlage von Knickfalten. Quarz erleidet eine starke plastische Deformation. Die primär magmatischen Einkristalle werden in Subkörner zerlegt und ausgelängt. Sie zeigen eine extreme undulöse Auslöschung, deformierte und suturierte Subkorn Grenzen sowie lokal dynamische Rekristallisation. Vereinzelt bilden sich auf Rissen in den Quarzklasten winzige Quarzrekristallisationskörner als Einfluß der retrograden Metamorphose.

Bei extremer diaphthoreseinduzierter Alteration sind die feldischen Minerale komplett in Chloritflecken umgewandelt, in denen winzigste Körner von Titanit und Epidot erkennbar sind. Ursprünglich handelte es sich wahrscheinlich um Biotit, dessen Relikte jedoch selten erhalten sind, und Hornblende, von der manchmal noch der Habitus und basale Spaltflächen zu erkennen sind.

Bemerkenswert sind bis zu 25 cm mächtige Aplite, die den Tonalit diskordant durchsetzen, und ein ausgeprägtes Klufsystem. Die Gänge sind sowohl prä- als auch postkinematisch bezüglich der gefügeprägenden Schieferung. Die Aplite zeigen unabhängig von ihrem Deformationsgrad und Entstehungszeitpunkt keine Unterschiede in den Mineralparagenesen. Die duktil deformierten Quarzdomänen werden von einer jüngeren Quarzgeneration auf Fiederklüften durchschlagen. Als Klufmineralisationen treten vor allem Quarz, verschiedene Kieserze, Epidot, Karbonat und Zeolithminerale (Laumontit) auf. Diese letzte Umwandlung mit der Bildung mikrogranularer Zeolithminerale, vorwiegend auf Klüften, liefert einen Hinweis auf ein niedrigstgradiges metamorphes Ereignis (Zeolithfazies und Pumpellyit-Prehnit-Fazies; ZECK, 1971), verknüpft mit der Aktivierung pneumatolytischer und/oder hydrothermalen Phasen.

2.4.2. Paläozoikum der Karnischen Alpen

Hier soll nur kurz die Petrographie der in die Bewegungen entlang des Periadriatischen Lineamentes einbezogenen Anteile des südalpinen Paläozoikums umrissen werden. Es handelt sich um eine Abfolge von hell- bis dunkelgrauen, manchmal gebänderten Phylliten, in die geringmächtige Quarzite und Vulkanitschiefer eingeschaltet sind. Die Phyllite sind am Nordrand des Südalpins stark in die Kataklase am Periadriatischen Lineament einbezogen.

SCHÖNLAUB (1985) unterscheidet eine kataklastisch beeinflusste Meerbach-Formation (?Silur) und eine relativ undeformierte Nostra-Formation mit Tuff-, Lydit- und Karbonateinschaltungen (Devon bis ?Karbon). Die Übereinstimmung der stratigraphischen Gliederung mit dem Deformationsgrad ist jedoch eher zufällig und sicherlich nicht konsequent durchführbar. Die genannten paläozoischen Serien bilden die Basis der mesozoischen Siliklastika und Karbonatkomplexe.

2.4.3. Kataklastite am Periadriatischen Lineament

Kataklase und friktionelle Aufschmelzung (Pseudotachylitbildung) sind die vorherrschenden Deformationsmechanismen entlang der steilstehenden transpressiven Störungsflächen des Periadriatischen Lineamentes. In geringerem Maße begleiten Kataklastite den Südrand des Drauzuges und lokale Anhäufungen durchziehen auch das Gailltalkristallin. Der Störungscharakter reicht von einzelnen, diskreten Gleitflächen ohne nennenswertes Gesteinsmehl (*fault gouge*) bis zu Zonen mit bis 20 cm mächtigem Gesteinsmehl und Mikrobrekzien. Das Auftreten dieser extremen Kataklase einschließlich friktioneller Aufschmelzung ist auf einen Bereich bis zu 300 m Breite beschränkt. Darüber hinaus ist lokal ebenfalls noch Kataklaseeinfluß spürbar, tritt jedoch generell gegenüber den sedimentären bzw. duktilen Gefügemerkmalen in den Hintergrund.

Die Variationsbreite der kataklastischen Gesteine reicht von Kakiriten (Störungsbrekzien mit einem Matrixanteil bis zu 10 Vol.-% oder Gesteinsmehl mit bis zu 50 Vol.-%) bis zu Ultrakataklastiten (Matrixanteil von 90 bis 95

Vol.-%). Das Gros ist jedoch als Kataklastit im engeren Sinne (Tab. 2, HEITZMANN, 1985; WISE et al., 1984) zu bezeichnen. Die Ultrakataklastite treten vornehmlich in sekundären schmalen, wenige cm mächtigen Scherzonen innerhalb der Kataklastite auf.

Bei den kataklastisch deformierten Gesteinen handelt es sich um Granatglimmerschiefer und -paragneise, Glimmerquarzite, Grünschiefer (aus dem Gailltalkristallin), Sandsteine der Gröden-Formation (aus der sedimentären Bedeckung), Tonalite, Tonschiefer, Phyllite und Vulkanitschiefer (aus dem südalpinen Paläozoikum; Tab. 3). Im Nahbereich des Periadriatischen Lineamentes ist der Protolith, paläozoischer Phyllit oder Glimmerschiefer, nicht mehr eindeutig identifizierbar.

In den Glimmerschiefern und Paragneisen enthält die Matrix ultrafeinkörnigen Quarz, Feldspat, Sericit, Limonit und Leukoxen sowie Opakerz. Die gut gerundeten bis subangularen, schlecht sortierten Komponenten bestehen vorwiegend aus zerbrochenem bzw. duktil deformiertem und undulös auslöschendem Quarz, vereinzelt aus Quarz-Feldspat-Hellglimmer-Aggregaten. Wegen dieser reliktsch erhaltenen metamorphen Teilgefüge werden Glimmerschiefer und Paragneise als Protolithen angenommen. Es existieren auch Domänen reduzierter Kataklase. Hier wird die Korngrößenreduktion weniger durch Zerbrechen, als vielmehr durch bruchlose Rekristallisation, speziell von Quarz, erreicht. Die Verformung erfolgt im spröde-duktilen Übergangsbereich. Der Lösungsumsatz, z.B. erkennbar an der Alteration der Feldspäte, ist eher gering.

Als Anzeichen extremer Deformation ist die lokale Ausbildung einer Paralleltexur, hervorgerufen durch katakla-

Tabelle 2.

Terminologie von Gesteinen in Störungszonen und ihre Entstehungsbedingungen (nach HEITZMANN, 1985).

Nomenclature of rocks in fault zones and their formation conditions (after HEITZMANN, 1985).

| | Lockergesteine | Festgesteine | | |
|-----------------------|--|---|---|--|
| Gefüge | kohärent, isotrop | glasige Matrix, isotrop | isotrop, selten mit Planartextur | mit Planartextur, oft mit Mineralstreckungslinear |
| Gesteinsbezeichnung | Kakirit | Pseudotachylit | Kataklastit | Mylonit |
| Matrixanteil [Vol.-%] | — 10 — tektonische Brekzie Mikrobrekzie — 50 — Gesteinsmehl — 90 — | | Protokataklastit Kataklastit Ultrakataklastit | Protomylonit Mylonit Ultramylonit |
| Entstehung | Zerbrechen im Mikro- bis Makrobereich — extrem sprödes Verhalten keine friktionell bedingten thermischen Effekte | friktionelle Aufschmelzung Kristallisation oder extreme Kataklase, Injektion, Rekristallisation | Kataklase Ausbildung inter- und intrakristalliner Mikrorisse (<i>microcracking</i>); Rekristallisation, kataklastisches Fließen | duktil bis spröde-duktiler Verformung Bildung von Mikrorissen, Versetzungskriechen, superplastisches Fließen, dynamische Rekristallisation |

Tabelle 3.

Mineralbestand der Kataklastite am Periadriatischen Lineament und an der Drauzug-Südrandstörung.

Mineral content of the cataclasites at the Periadriatic Lineament and Drau Range Southern Fault.

| Kataklastit | Komponenten | Matrix |
|-------------------------------|---|--|
| Glimmerschiefer und Paragneis | Quarz, Quarz-Feldspat, Quarz-Feldspat-Hellglimmer | Quarz, Feldspat, Sericit, Limonit, Leukoxen, Opakerz |
| Amphibolit* und Grünschiefer* | Quarz, Feldspat, Epidot | Quarz, Feldspat, Chlorit, Epidot, Klinozoisit, Karbonat, Opakerz |
| Grödener Sandstein* | Quarz, Feldspat | Quarz, Feldspat, Sericit, Opakerz (spätdiagenetisch Karbonat, Chlorit) |
| Tonalit* | Quarz, Quarz-Feldspat, Feldspat | Chlorit, Sericit, Karbonat, Leukoxen, Opakerz |

* mit Pseudotachylit.

stisches Fließen, bemerkenswert. Diese Fluidaltextur ist auf ultrakataklastische Domänen beschränkt. Im allgemeinen besteht keine bevorzugte Einregelung. Es wurden jedoch lokal, besonders an der Drauzug-Südrandstörung im Badbach, Kataklastite mit einer ausgeprägten Foliation beobachtet, von denen man annehmen muß, daß sie im QP-Regime (*quasi-plastic regime*; SIBSON, 1986) gebildet wurden. Das Mikrogefüge der foliierten Kataklastite weist dagegen eindeutig auf eine Deformation im F-Regime hin (*frictional regime*). Neueren Untersuchungen von HOUSE & GRAY (1982) und CHESTER et al. (1985) zufolge entwickelt sich die beobachtete Foliation durch Kornrotation während des kataklastischen Fließens. Die bevorzugte Kornorientierung wird durch Drucklösung noch verstärkt.

Im Tonalit des Archerlebaches läßt sich im Anschluß an die duktile Deformation eine mehrphasige Kataklastose belegen (vgl. Schwendereck-Tonalit). So wurde das relik-tisch erhaltene, extrem deformierte Quarzteilgefüge einer starken penetrativen Kataklastose unterzogen. Generell ist der Tonalit hier als Protokataklastit bis Kataklastit mit einzelnen ultrakataklastischen Scherzonen zu bezeichnen. Die Alteration durch fluide Phasen, wie beispielsweise die Sericitisierung und Saussuritisierung der Plagioklastose, ist erheblich. Die Kataklastose der paläozoischen Tonschiefer ist am besten makroskopisch nachweisbar. Auffällig sind bruchhafte S-C-Strukturen und die damit zusammenhängende Ausbildung von Kakiriten. Die Scherdeformation parallel zur Schieferung ist wegen der Gleitung auf Glimmerflächen und der anschließenden Rekristallisation nur in Ausnahmefällen verifizierbar.

2.5. Strukturgeologische Profile

Hier soll kurz auf die lithologischen Besonderheiten der aufgenommenen Profile und die damit in Zusammenhang stehenden Untersuchungsschwerpunkte eingegangen werden. Die Lage der Profile und Detailkartierungen ist der Abb. 6 (Kap. 1.3.) zu entnehmen.

2.5.1. Profile durch das Gailtalkristallin

Als typische Beispiele für das westliche Gailtalkristallin wurden die Profile entlang des Radegunder und Pallaser Baches ausgewählt, um die Kinematik während der duktilen Deformationsereignisse näher zu untersuchen. Die na-

hezu lückenlos aufgeschlossenen Profile reichen vom Gailtalkristallin über die Drauzug-Südrandstörung bis in den Wettersteindolomit. Der tektonische Bau ist charakterisiert durch ein E-W streichendes, steil nach Norden einfallendes bzw. um die Saigerstellung pendelndes Hauptflächengefüge. Die Faltenachsen tauchen flach bis steil nach Westen ab. Eine Vielzahl kristallininterner Störungen parallel zur Hauptfoliation konnte beobachtet werden.

2.5.1.1. Radegunder Bach

Das Profil ist durch mächtige Oligoklasblastengneise und diaphthoritische Granatglimmerschiefer der Zone 1 gekennzeichnet (Abb. 11a). Die retrograden Mineralphasen beschränken sich weitgehend auf die Zone der nördlichen Granatglimmerschiefer.

Das Profil beginnt im Norden mit Sandsteinen der Gröden-Formation, deren Kontakt zum Gailtalkristallin tektonisch überprägt und insofern mit der Drauzug-Südrandstörung gleichzusetzen ist. Am Nordrand des Gailtalkristallins liegt eine ca. 900 m mächtige Diaphthoreszone mit bis zu 2 cm großen chloritisierten Granatporphyroblasten und einer Vielzahl stabförmiger Exsudationsquarze. In diese diaphthorischen Granatglimmerschiefer sind ein ca. 20 m mächtiger Amphibolitkörper und eine ca. 30 m mächtige Quarzitabfolge eingeschaltet.

Am Übergang von diaphthorischen Granatglimmerschiefern zu Oligoklasblastengneisen liegt ein Oligoklasblastenmylonit. Das Gestein fällt mesoskopisch durch große Härte, mikroskopisch durch elongierte undulöse Quarzklasten, geringe Muscovit- und Biotitkonzentration sowie besonders durch spröde deformierte Oligoklasblasten auf.

Im Mittel- und Südabschnitt durchschneidet der Radegunder Bach eine 2000 m mächtige Folge von Oligoklas-Granat-Blastengneisen mit geringmächtigen Einschaltungen quarzitischer Granatgneise. Sehr auffällig sind die bis 4 mm großen, herauswitternden, metablastischen Oligoklaskristalle und der posttektonisch gesproßte Staurolith. Im Unterlauf enthalten die Oligoklas-Granat-Blastengneise helle Glimmerquarzite und eine ca. 100 m mächtige, z.T. staurolithführende Granatglimmerschiefer-Abfolge.

An der Mündung in die Gail treten Muscovit-Biotit-Granat-Gneise mit spröde-duktilen Deformationsmerkmalen auf, die bereits auf die Annäherung an das Periadriatische Lineament hinweisen. Es handelt sich um Protomylonite mit gut ausgebildeten S-C-Strukturen, extrem gelängten undulösen Quarzkörnern und zerbrochenen Plagioklasten.

Der Schwerpunkt der strukturgeologischen Untersuchungen liegt auf der Quarzgefügeanalyse (Kap. 4.2.) und der Auswertung duktiler mikrokinematischer Indikatoren (Kap. 4.3.).

2.5.1.2. Pallaser Bach

Dieses Profil zeichnet sich durch eine insgesamt monotone Paraserie aus Granatglimmerschiefern- und gneisen, Oligoklasblastengneisen und Glimmerquarziten aus, die keine Rekonstruktion des polyphasen Großfallenbaues erlaubt (Abb. 11b).

Der Kontakt zum permoskythischen Basiskonglomerat ist nicht aufgeschlossen; er liegt ca. 1260 m ü. NN. Das Kristallin nahe der Drauzug-Südrandstörung besteht überwiegend aus diaphthorischen Granatglimmerschiefern mit bruchhaften S-C-Strukturen, die lokal in graue bis schwarze Kataklastite übergehen. Bemerkenswert ist 1220 m ü. NN ein geringmächtiger orthogener Kalifeld-

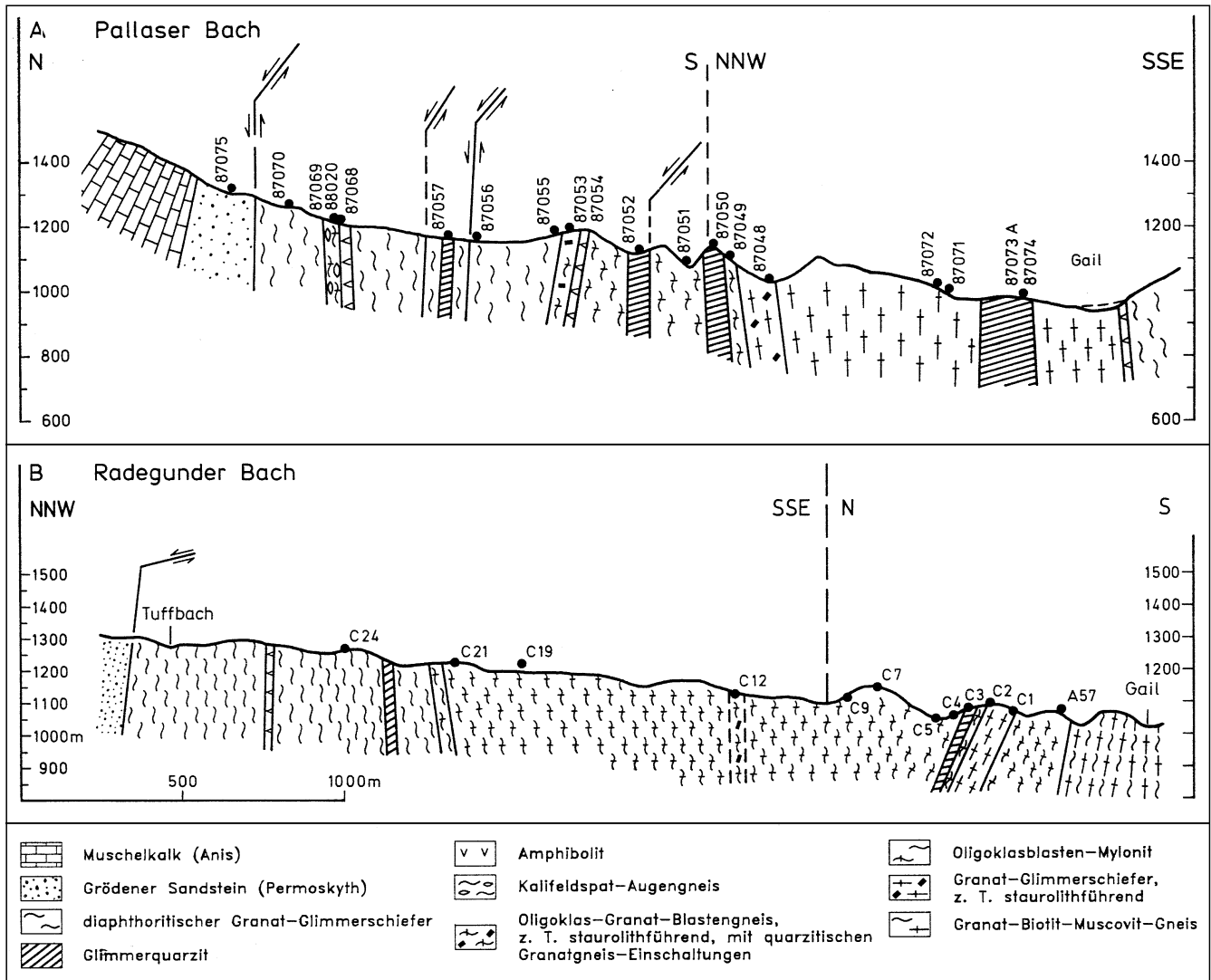


Abb. 11. Schematische Profile durch das Gailtalkristallin entlang des Radegunder Baches und Pallaser Baches (Lienzer Dolomiten). Die Pfeile geben die vorwiegende vertikale bzw. horizontale Bewegungskomponente im spröden Deformationsregime an. Schematic cross sections through the Gailtal metamorphic basement along the Radegunder Bach and Pallaser Bach (Lienz Dolomites). Arrows indicate the predominant vertical or horizontal displacement under brittle deformational conditions.

spat-Augengneis, vergesellschaftet mit einer Amphiboliteinschaltung. Die Diaphthorose ist weitgehend auf den Nordabschnitt des Profils beschränkt. Eine kontinuierliche Zunahme von Norden nach Süden über den gesamten Kristallinabschnitt hinweg, wie sie von MÜLLER (1984) beschrieben wurde, konnte nicht bestätigt werden. Im Mittelabschnitt gesellen sich Oligoklasblastengneise und Glimmerquarzite zu den Granatglimmerschiefern und Paragneisen, die vereinzelt auch Staurolith als Nebengemengteil führen. Der Südabschnitt weist einen engen Lagenwechsel zwischen Paragneisen und Glimmerquarziten auf.

In der permoskythischen Folge, im darüberfolgenden Wettersteindolomit (1480 m ü. NN) und im Kristallin des oberen Pallaser Baches sind als Folge einer Kompression mit sinistraler Scherung, je nach Raumorientierung der Hauptfoliation, Schrägaufschubung des Südblockes bzw. Schrägabschiebung des Nordblockes der vorherrschende Deformationsmechanismus. Im Unterlauf des Pallaser Baches, sowie im gesamten Archerlebach einschließlich des Periadriatischen Lineamentes sensu stricto, dominiert eine dextrale Lateralkomponente bei gleichzeitiger Aufschiebung des Südblockes nach Norden (siehe auch Kap. 4.3.2.).

Neben den Untersuchungen zur Auswirkung der duktilen Deformation, wie Auswertung von Schersinnindikatoren, Quarzgefügeanalyse sowie Quarz- und Kalifeldspat-Verformungsanalyse (Kap. 4.1. bis 4.3.), konnten in diesem Profil auch punktuell Harnischmessungen für die Paläospannungsanalyse erhoben werden (Kap. 5.2.).

2.5.1.3. Strajacher Graben

Zwischen Gentschach und Strajach ist entlang der Le-sachtal-Bundesstraße das Gailtalkristallin in einem 400 m langen Profil lückenlos aufgeschlossen (Abb. 12). Im Süden stehen eng geschieferte, silbrig glänzende Phyllonite an, die nach Norden kontinuierlich in diaphthoritische Granatglimmerschiefer übergehen. In diese Granatglimmerschiefer sind vier Augengneiszüge eingeschaltet, deren Gefüge eine unterschiedlich starke, überwiegend duktile Deformation erkennen läßt. Diese Augengneiszüge wurden herangezogen, die Deformationsgeschichte des Gailtalkristallins, insbesondere die Kinematik im duktilen Krustenniveau, näher zu ergründen.

Das Profil beginnt im Norden mit quarzitischen Granatglimmerschiefern. Anschließend tritt ein mächtiger, rotbraun verwitternder Augengneiszug auf, der nach Süden

Abb. 12.
Schematisches Profil durch das Gailtalkristallin entlang der Bundesstraße im Strajacher Graben.
Schematic cross section through the Gailtal metamorphic basement along the main road in the Strajacher Graben.

zu in stark diaphthorische Granatglimmerschiefer übergeht. Dieser Augengneis unterscheidet sich von allen übrigen durch einen geringeren Helliglimmergehalt und die rotbraune Farbe. Wegen der weiten Verbreitung dieses diskreten Horizonts und der randlichen Lage bezüglich der Einschaltungen von Augengneis handelt es sich eventuell um einen im Chemismus abweichenden Metarhyolith, abgelagert am Anfang oder Ende eines vulkanischen Zyklus. Die pseudosedimentäre Schichtung wird auf schwankende Förderaten oder einzelne Magmenschübe zurückgeführt (SCHUH, 1982).

Nach Süden schließt sich eine Wechselfolge von diaphthorischen Granatglimmerschiefern und Augengneisen an. Biotit ist mesoskopisch sehr selten. Die Zunahme des Chloritgehaltes nach Süden ist offensichtlich. Der Übergang von den diaphthorischen Granatglimmerschiefern zu Phylloniten wird durch den zunehmend schlechteren Erhaltungszustand der chloritisierten Granate und die Korngrößenabnahme der Helliglimmer charakterisiert (SCHUH, 1982). Granat zeigt alle Umwandlungsstadien retrograder Metamorphose:

- Chlorit auf Klüften im Granat;
- gering deformierte Chloritpseudomorphosen mit reliktsch erhaltenen Granatdomänen;
- stark deformierte Chloritaggregate mit entmischter, fein verteilter Erzphase im Zentrum.

Auch die Augengneise unterliegen der zunehmenden duktilen Deformation, die sich in einem langsamen Verschwinden der Augentextur äußert. Der südlichste Augengneiskörper, in direkter Nachbarschaft zu den südlich anschließenden Phylloniten, enthält nur noch wenige kleine, abgerundete und alterierte Kalifeldspatporphyroklasten in einer homogenen, feinkristallinen Matrix.

Die Augengneise waren wegen ihrer deutlich ausgebildeten Kalifeldspatklasten besonders geeignet für diverse Verformungsanalysenmethoden (vgl. UNZOG, 1989; Kap. 4.1.3.). Zusätzliche

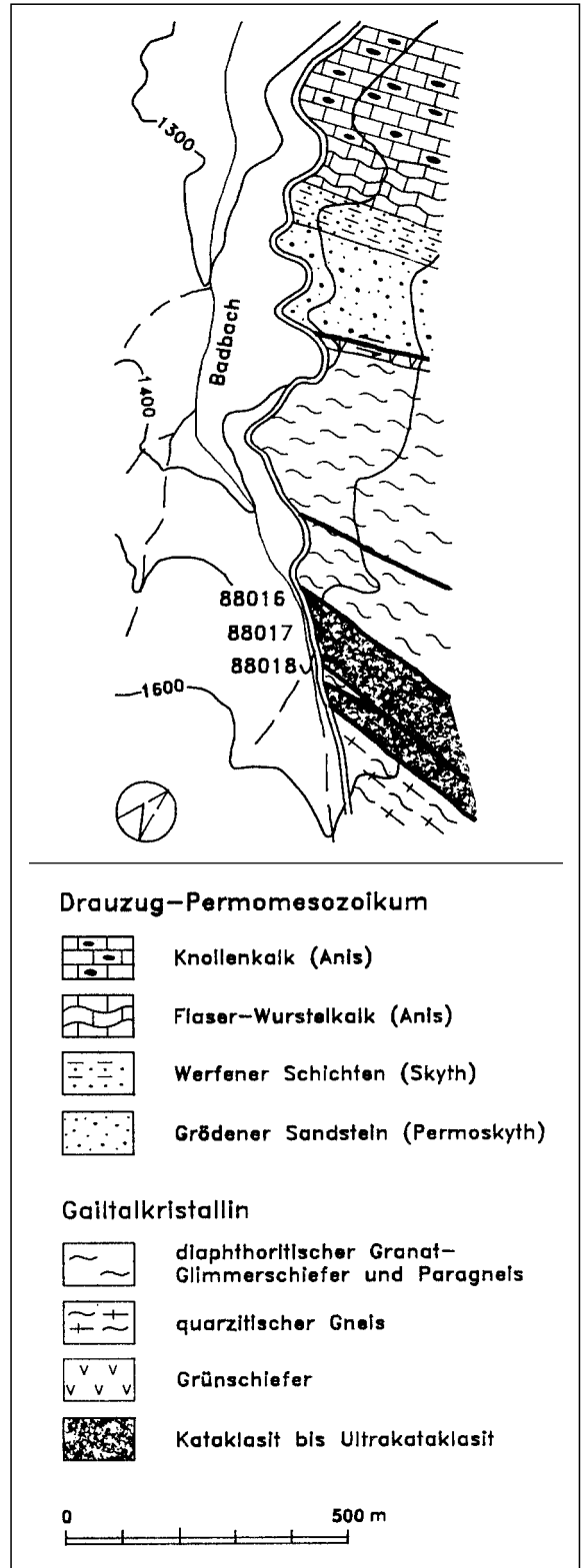
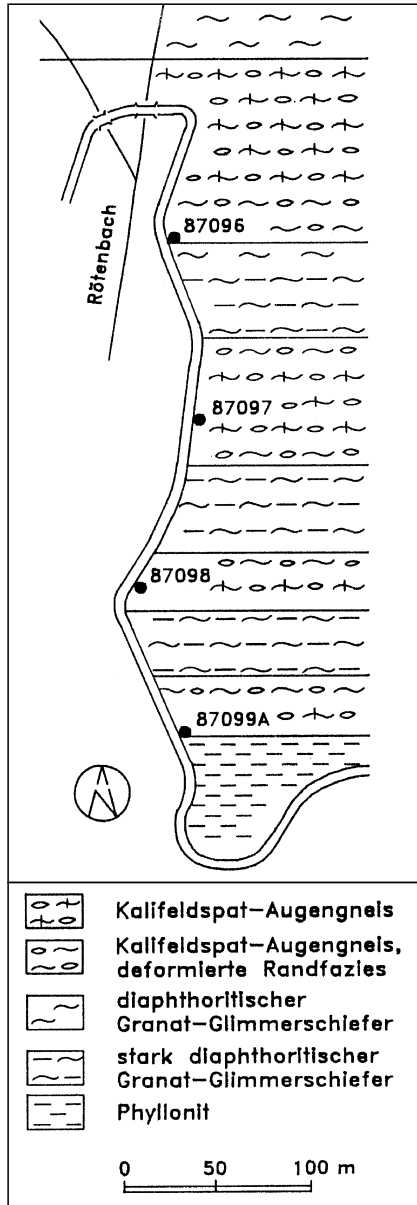


Abb. 13.
Schematisches Profil durch die Drauzug-Südrandstörung entlang der Forststraße nordwestlich des Badbaches (südlich Abfaltersbach).
Schematic crosssection through the Drau Range Southern Fault along the forest road northwest of the Badbach (south of Abfaltersbach).

Untersuchungsschwerpunkte waren die Quarzgefügeanalyse, die Interpretation mikrokinematischer Indikatoren und die Paläospannungsanalyse (siehe Kap. 4.2., 4.3. und 5.2.).

2.5.2. Profile durch die Drauzug-Südrandstörung

2.5.2.1. Badbach

Die Aufschlüsse an der Drauzug-Südrandstörung liegen nördlich des Kartitscher Sattels längs eines Straßenprofils nordöstlich des Badbaches, 1440 bis 1610 m ü. NN. Das idealisierte Profil reicht von mächtigen Sandsteinen und Konglomeraten der Gröden-Formation im Nordwesten bis zu einem quarzitischem Gneis des Gailtalkristallins im Südosten (Abb. 13). Die Gesteinseinheiten streichen generell SW–NE (30–40°) mit steilem Einfallen nach Nordwesten bzw. Südosten oder stehen saiger.

Der Nordrand des Gailtalkristallins wird hier ebenfalls von diaphthoritischem Granatglimmerschiefern und Paragneisen gebildet, in die ein 4 m mächtiger Grünschiefer und mehrere Quarzitkörper eingeschaltet sind.

Am Südostende des Profils, südöstlich eines massigen Quarzitkörpers steigt die bruchhafte Deformation sehr stark an. Bei den Gesteinen innerhalb der südöstlich anschließenden, ca. 150 m mächtigen Scherzone handelt es sich um dunkelgraue bis schwarze Proto- bis Ultrakataklasite kristallinen Ursprungs mit bis zu 2 cm großen Porphyroklasten. In die Ultrakataklasite ist in 1600 m ü. NN eine 20 m mächtige Schuppe aus verfalltetem diaphthoritischem Granatglimmerschiefer eingeschaltet. Die Hauptschieferung streicht innerhalb dieser Schuppe E–W und steht saiger, die Faltenachsen streichen ebenfalls E–W und pendeln geringfügig um die Horizontalrichtung.

In diesem Profil wird die extreme Kataklase an der Drauzug-Südrandstörung offensichtlich. Anzeichen für friktionelle Aufschmelzung konnten jedoch nicht bestätigt werden (vgl. HEINISCH & SPRENGER, 1988). In den permosky-

thischen Sandsteinen gibt es ebenfalls deutliche Anzeichen von Kataklase. Deshalb lag hier der Schwerpunkt auf der Paläospannungsanalyse, welche auf der Auswertung der Harnischflächen und -lineare in den Sandsteinen und kristallinen Kataklasiten basiert (siehe Kap. 5.2.).

2.5.2.2. Tuffbach

Dieses Profil stellt die nördliche Fortsetzung des Radeugnder Bachprofils dar. Es folgt dem mittleren Abschnitt des Tuffbaches und reicht vom Gailtalkristallin über die Drauzug-Südrandstörung bis in das Drauzug-Permomesozoikum (postvariszische Transgressionsserie; BECHSTADT, 1978). Die Hauptfoliation des Gailtalkristallins, die Schichtung des Grödener Sandsteines sowie die Hauptstörungsrichtung streichen E–W und fallen steil nach Norden ein (Abb. 14).

Die Gesteinsfolge beginnt im Süden mit phacoidisierten, diaphthoritischem Granatglimmerschiefern mit stabförmigen Exsudationsquarzen und lokal bis 1 cm großen geplätteten und chloritierten Granaten. Die Foliation streicht 70 bis 80° und fällt steil nach Norden ein bzw. steht saiger. Die Faltenachsen und Mineralstreckungslineare des isoklinalen Faltenbaues tauchen mittelsteil nach Westen bis Nordwesten ab. Innerhalb der diaphthoritischem Granatglimmerschiefer liegt ein großräumig gefalteter Amphibolitkörper mit deutlichem, tektonisch überprägtem Kontakt. Anzeichen für die bruchhafte Deformation in Zusammenhang mit der Drauzug-Südrandstörung ist eine intensive Knickfaltung mit steil nach Westen abtauchenden Knickfaltenachsen.

Die diaphthoritischem Granatglimmerschiefer stehen in tektonischem Kontakt mit dem Permomesozoikum des

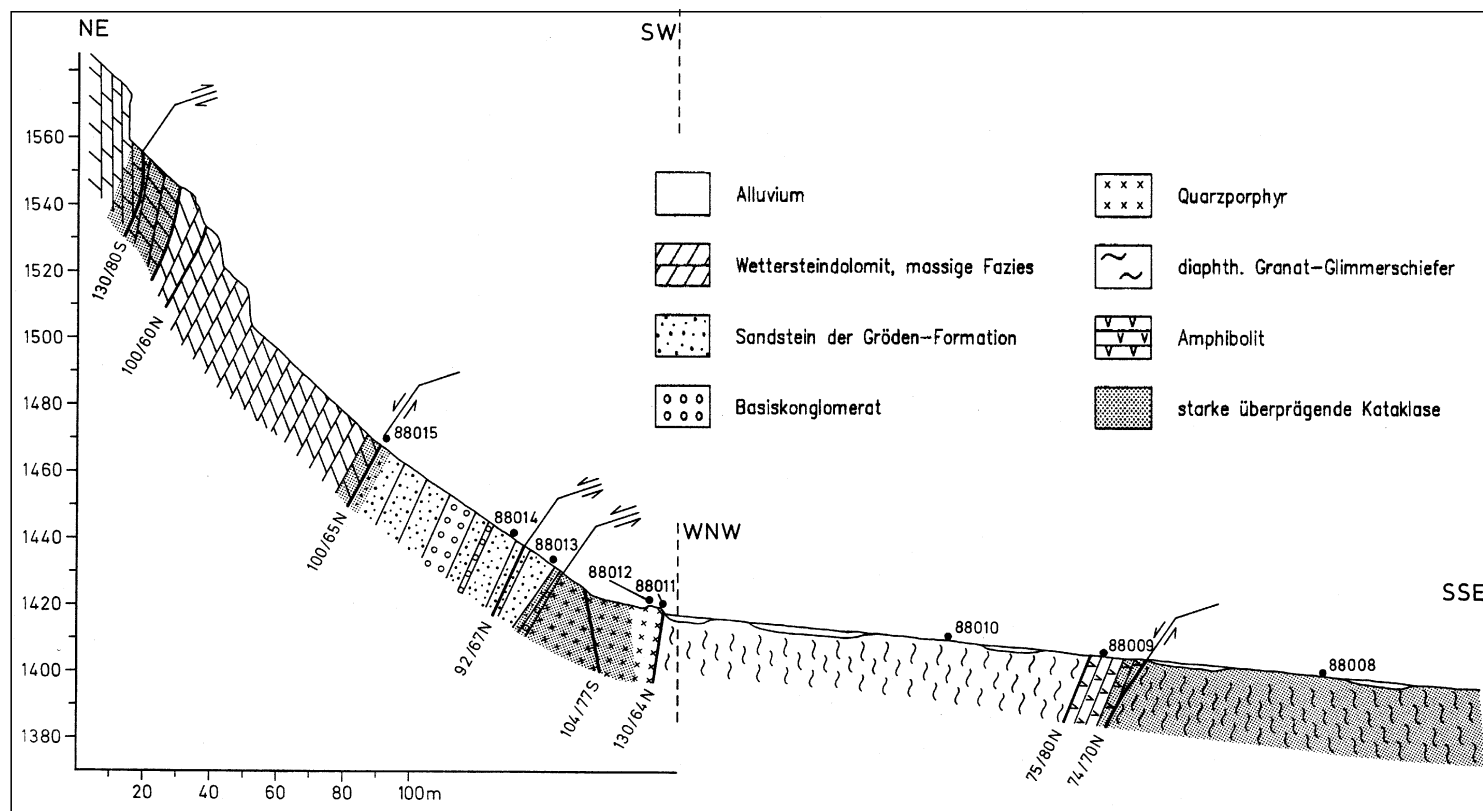


Abb. 14.

Profil durch die Drauzug-Südrandstörung entlang des Tuffbaches (Lienz Dolomiten).

Die Pfeile geben die vorwiegende vertikale bzw. horizontale Bewegungskomponente im bruchhaften Deformationsregime an.

Cross section through the Drau Range Southern Fault along the Tuffbach (Lienz Dolomites).

Arrows indicate the predominant vertical or horizontal displacement under brittle deformational conditions.

Drauzuges, hier beginnend mit einem ca. 30 m mächtigen roten Quarzporphyrzug. Darüber folgen mit ebenfalls tektonisch überprägtem sedimentärem Kontakt 65 m mächtige anchimetamorphe rote Grödener Sandsteine, die mit einem Basiskonglomerat einsetzen. In den Sandsteinen ergab die Harnischauswertung eine sinistrale Seitenverschiebung entlang der E-W streichenden Drauzug-Südrandstörung. Dies stimmt gut mit dem jungen N-S-Störungsmuster in dieser Region überein, das als Schar antithetischer dextraler RIEDEL-Brüche bezüglich der E-W-Hauptscherrichtung interpretiert werden kann.

Der ab 1470 m ü. NN einsetzende Wettersteindolomit steht in tektonischem Kontakt zu den unterlagernden Sandsteinen. Im Kontaktbereich sind geringmächtige brekziierte Kalke, vermutlich Raibler Schichten, eingeschuppt. Der Wettersteindolomit wird gegenüber den Grödener Sandsteinen an der steilen, nach Norden einfallenden Störungsfläche abgesenkt, wie dies auch innerhalb der triassischen Serien mehrfach zu beobachten ist.

Das ausgeprägte Scherklufsystem der permoskythischen Sandsteine in diesem Profil wurde ebenfalls für die Paläospannungsanalyse herangezogen (siehe Kap. 5.2.). Weitere Schwerpunkte, wie Quarzgefügeanalyse und Granat-Verformungsanalyse, betrafen die duktile Deformation (Kap. 4.1.3. und 4.2.).

2.5.3. Profile durch das Periadriatische Lineament

Diese Profile sollen als Beispiele für die extreme Kataklase und friktionelle Aufschmelzung am Periadriatischen Lineament sensu stricto dienen, dessen Verlauf essentiell

mit einer Reihe Tonalitkörpern, hier dem Hollbruck- und Lesachtalpluton, und Sandsteinlamellen in Verbindung zu bringen ist. Tonalitprofile sind nahe Hollbruck und Leiten, im Seebach, am Schwendereck und im Archerlebach geochemisch und gefügekundlich untersucht worden. Lokal sind auch Sandsteine der Gröden-Formation in die Störungszone involviert, welche den Lesachtalpluton auf der nördlichen Seite begleiten. Beispiele hierfür sind der Unterlauf des Obergailbaches und der Liesinger Hochwald mit dem Archerlebach. Eine kleine Sandsteinlamelle westlich des Schwenderecks wurde nicht durch ein Profil erfaßt.

2.5.3.1. Hollbruck

Die Aufschlüsse liegen südlich der Straße Kartitsch-Hollbruck zwischen Faschingshöfe und Walcher. Hier ist der Kontakt einer Tonalitlamelle zu den Tonschiefern des Südalpins gut aufgeschlossen (SASSI & ZANFERRARI, 1971; Abb. 15). Der 12 m mächtige Tonalitkörper ist im Zentralbereich mäßig deformiert, jedoch im Übergangsbereich innig mit den Tonschiefern verschuppt, ultrakataklatisch deformiert und mit Pseudotachylitapophysen und -bändern durchsetzt (Abb. 16).

Der überwiegende Anteil der Scherbewegung ist offensichtlich im Grenzbereich zwischen südalpinen Tonschiefern und Tonalit abgelaufen, die über einen Bereich von mindestens 100 m stark kataklatisch überprägt sind. Im Zuge dieser starken Kataklase kam es zu intensiver Pseudotachylitisierung. Im Anschluß daran folgte eine weitere Phase schwächerer Kaltdeformation, mesoskopisch abgeleitet aus der Versetzung der vorher gebildeten Pseudotachylitbänder. Die exakte Grenzziehung zwischen den eng verzahnten Tonalit- und Tonschieferdomänen konnte erst im Dünnschliff vorgenommen werden.

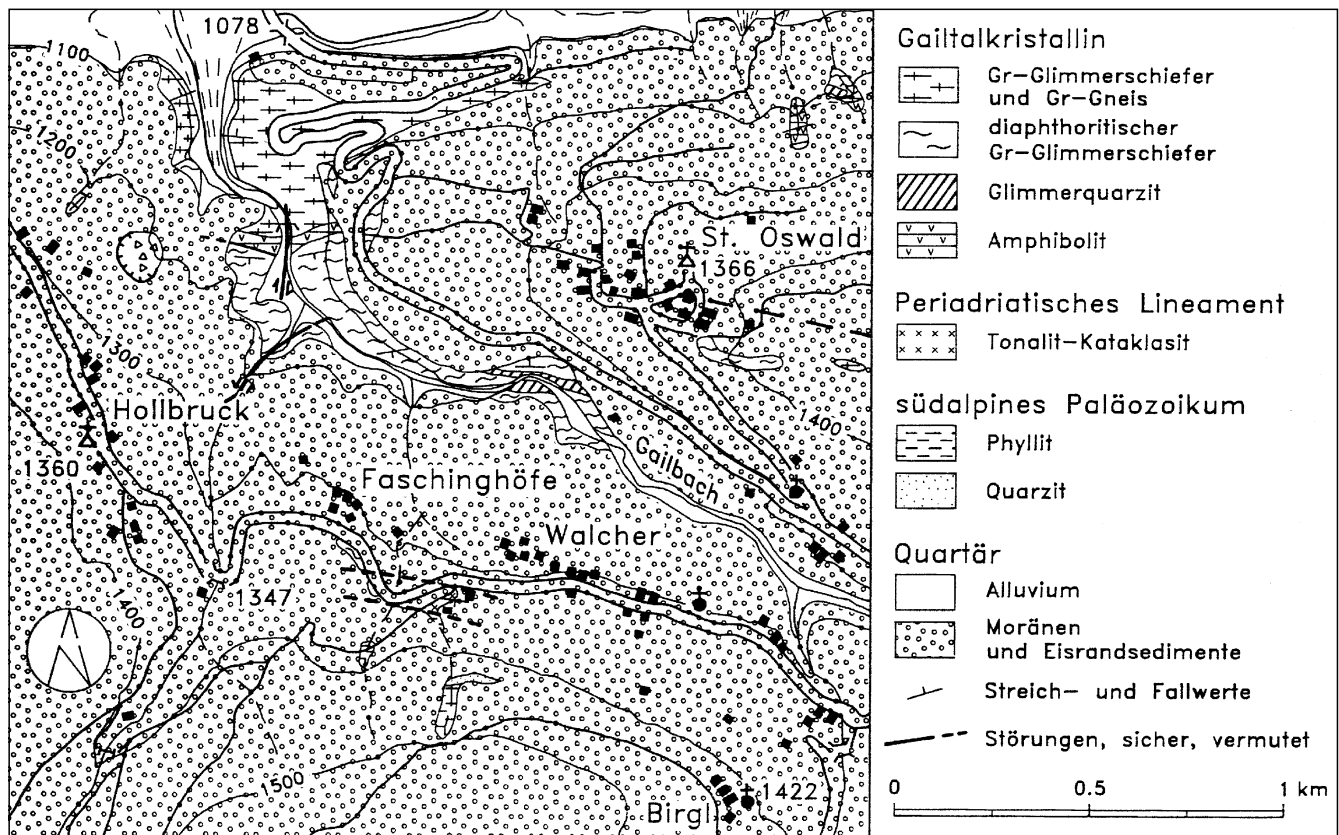


Abb. 15.
Geologische Karte des Gailtalkristallin-Westendes im Raum Hollbruck-St. Oswald.
Geological map of the westernmost part of the Gailtal metamorphic basement near Hollbruck-St. Oswald.

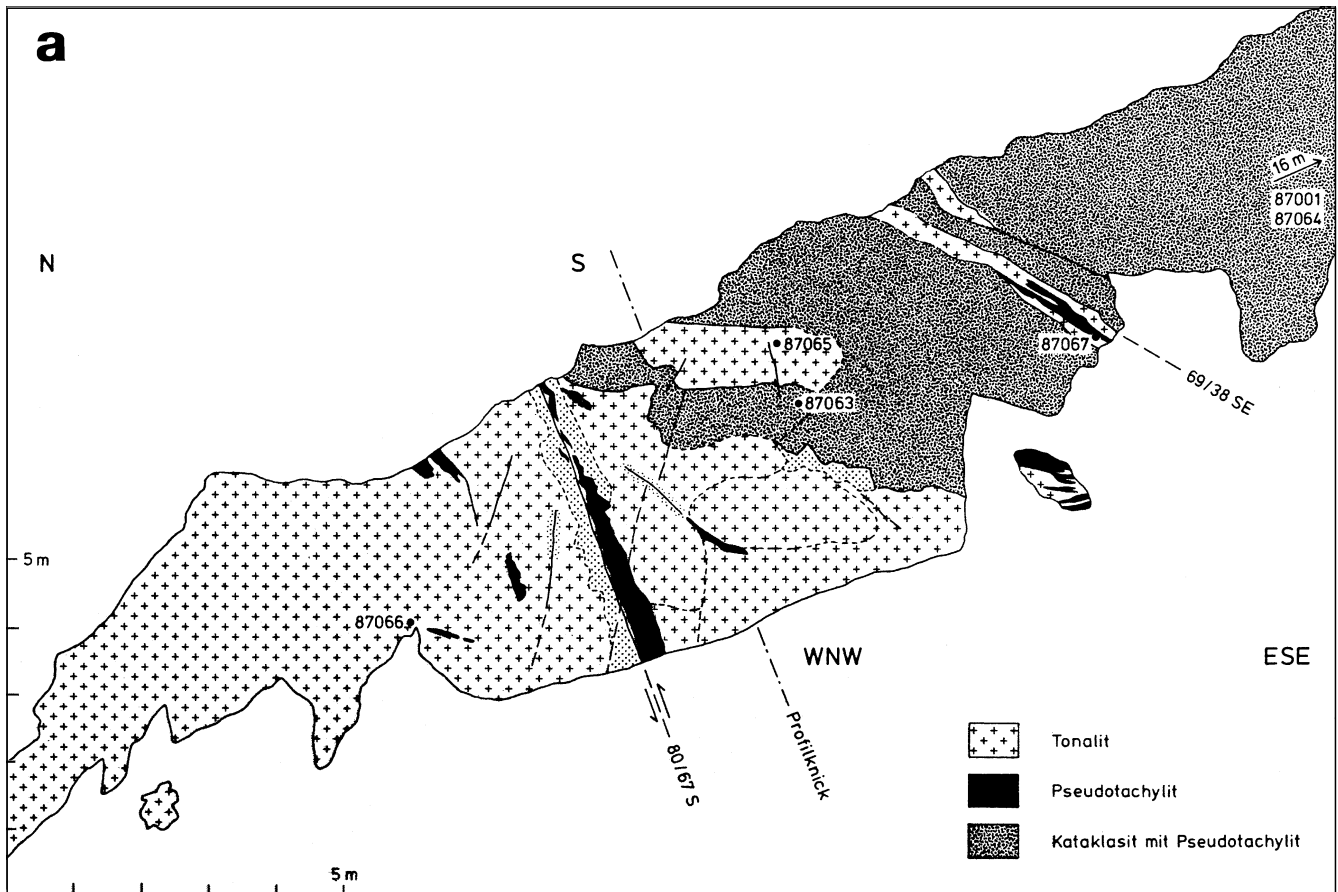


Abb. 16. Strukturgeologisches Aufschlußprofil durch das Periadriatische Lineament bei Hollbruck (Forststraße südlich der Bundesstraße zwischen Faschinghöfe und Walcher, 1340 m ü. NN).

- a) Kataklastezone im Kontaktbereich Tonalit/paläozoische Tonschiefer des Südalpins.
 b) Pseudotachylit in Tonalitkataklastit auf einer steil nach Süden einfallenden Störungfläche; die extreme Kataklaste ist klar erkennbar (Ausschnitt aus Abb. 16a).

Schematic cross section through the outcropping Periadriatic Lineament near Hollbruck (forest road south of the road between Faschinghöfe and Walcher, 1340 m).

- a) brittle shear zone in the contact area between tonalite and paleozoic phyllites.
 b) pseudotachylite in cataclastic tonalite on a steep south-dipping fault surface; extreme cataclasis is evident (selective enlargement of Fig. 16a).

Im Mittelpunkt standen die geochemischen Untersuchungen des Tonalits und der Pseudotachylite (Kap. 6.3.1.) sowie die Datenerhebung für die Paläospannungsanalyse (Kap. 5.2.).

2.5.3.2. Leiten

Die Aufschlüsse liegen am Südufer der Gail, südlich der Kapelle von Leiten. Es handelt sich hier um einen einheitlichen, kataklastisch deformierten Gesteinskomplex, der von einem dichten Netz von Pseudotachyliten durchzogen ist. Der Gesteinskörper streicht E-W mit einer Länge von 130 m und einer Mindestmächtigkeit von 12 m. Im Westteil ist der Übergang zu den südlich liegenden, mittelsteil nach Süden einfallenden Tonschiefern aufgeschlossen (Abb. 17). Aus der geologischen Detailkarte ist ersichtlich, daß erst 200 m nördlich das Gailtalkristallin aufgeschlossen ist. Es handelt sich dabei um steilstehende, NW-SE streichende Staurolith-Granat-Gneise und -Glimmerschiefer sowie Granat-Biotit-Muscovit-Gneise.



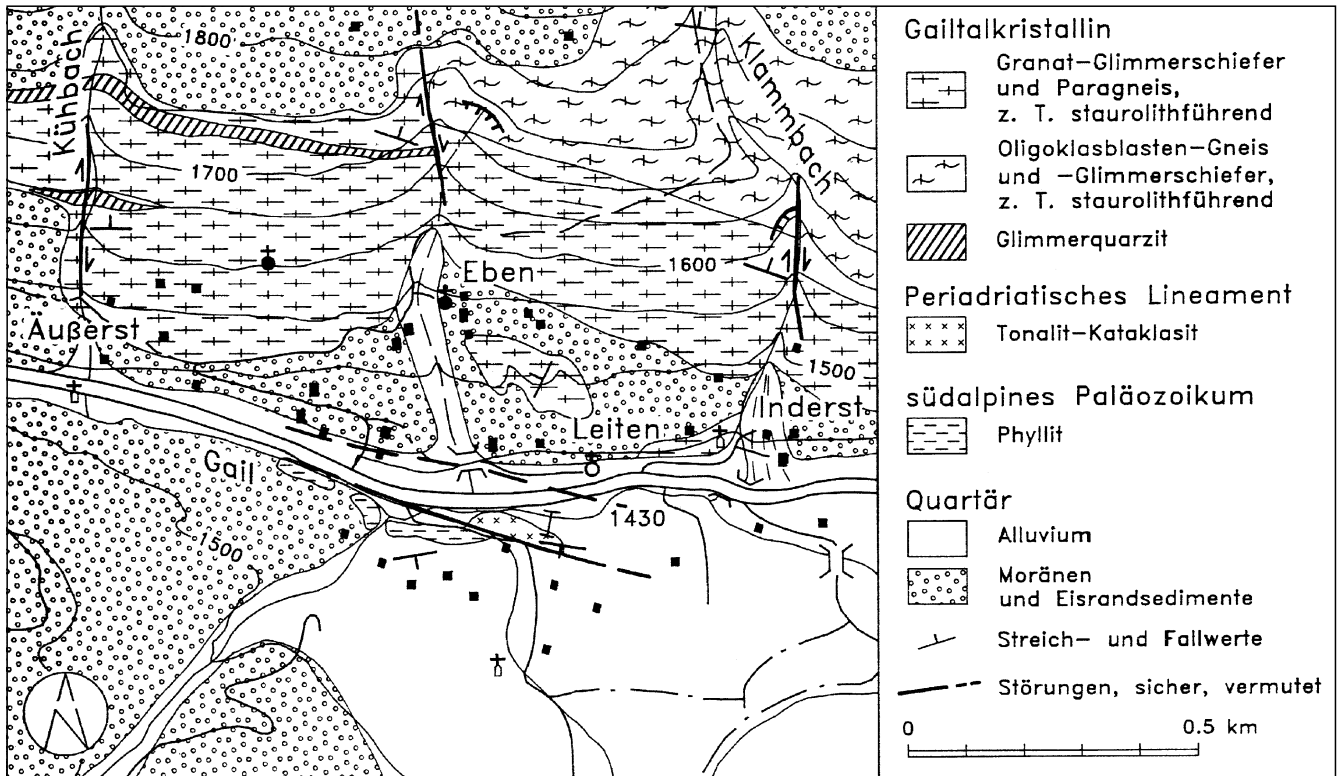


Abb. 17. Geologische Karte des Periadriatischen Lineamentes im Bereich des Pseudotachylitkörpers von Leiten. *Geologic map of the Periadriatic Lineament near the pseudotachylite of Leiten.*

Ziel der geochemischen Untersuchungen war die Bestimmung des Ausgangsgesteines dieses extrem deformierten Komplexes.

Als Protolithe der Kataklasite und Pseudotachylite kamen die nahegelegenen paläozoischen Tonschiefer, die etwas entfernteren Paragneise des Gailtalkristallins oder auch Tonalite bzw. Granodiorite in Frage.

Für letztere spricht die Tatsache, daß mehrfach entlang des Periadriatischen Lineamentes Tonalite eingeschuppt sind, welche Pseudotachylite enthalten (siehe Kap. 6.3.2.).

2.5.3.3. Seebach

In diesem Tal südöstlich von Untertilliach ist von 1335 bis 1370 m ü. NN eine Tonalitlamelle aufgeschlossen, die bereits von SASSI & ZANFERRARI (1973) beschrieben wurde (Abb. 18).

Durch den 120 m mächtigen, E-W streichenden Tonalitkörper wurde ein strukturgeologisches und geochemisches Profil aufgenommen.

Im Übergangsbereich zum Gailtalkristallin liegt eine 25 m mächtige Zone ultramylonitisierter Glimmerschiefer und Gneise, in die cm- bis m-mächtige Tonalitscherkörper

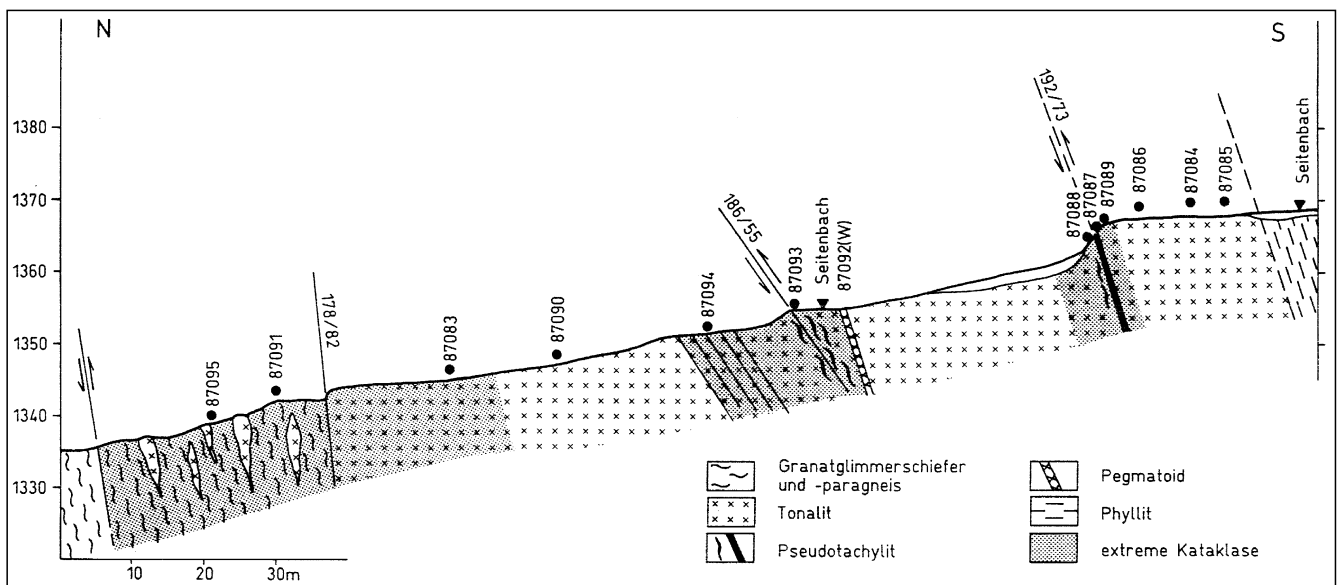


Abb. 18. Schematisches lithologisches Profil durch den Lesachtalpluton entlang des Seebaches (1337 bis 1368 m ü. NN). *Schematic lithologic section through the Lesachtal tonalite along the Seebach (1337 to 1368 m).*

(*tonalite pods*) eingeschuppt sind. Der Kontakt zum Südalpin ist im Profil nicht aufgeschlossen. Der Tonalitkörper ist jedoch am Südrand extrem deformiert, was auf den nahen Kontakt zum südalpinen Paläozoikum schließen läßt. Innerhalb der Tonalitlamelle sind Bereiche unterschiedlich intensiver Deformation abzugrenzen. Im geschonten Zentralbereich ist das magmatische Gefüge mit Xenolithen noch perfekt erhalten. Daneben treten wiederum Zonen extremer Kataklyse mit lokalen Pseudotachylitgängen auf. Diese erreichen eine Mächtigkeit von bis zu 7 cm, streichen E-W und fallen steil nach Süden ein oder aber liegen als Apophysen im Nebengestein vor.

Der Schwerpunkt lag auf folgenden Untersuchungen:

- Verformungsanalyse an den Quarzdomänen im Tonalit (Kap. 4.1.4.1.);
- Quarzgefügeanalyse (Kap. 4.2.);
- Paläospannungsanalyse (Kap. 5.2.);
- Geochemie, REM- und TEM-Untersuchungen an den Pseudotachyliten im Tonalit (Kap. 6.3.3. und 7.);
- Geochemie eventueller Elementmigrationen im Tonalit während Kataklyse und friktioneller Aufschmelzung (Kap 6.4.).

2.5.3.4. Schwendereck

Die Aufschlüsse der hier 200 m mächtigen Tonalitlamelle liegen am Südhang des Schwenderecks, südwestlich von Maria Luggau, und im E-W verlaufenden Seitengraben des Luggauer Baches (Abb. 19).

Im Zentralbereich der Tonalitintrusion überwiegt duktile Deformation. Es sind ausgelängte Xenolithe, die in die E-W streichende Schieferung einrotiert sind und stark bruchhaft deformierte Granate erhalten. Der Randbereich des Granat-Tonalit-Augengneises ist besonders im Norden durch eine extreme Kataklyse überprägt. Der Tonalitkörper ist dort einheitlich hellgrün und von einem dichten Netz von Quarz-Extensionsklüften durchzogen. Zusätzlich ist eine Vielzahl kleiner N-S-Störungen mit sinistralen Lateralversatz ausgebildet. Das dominante koaxiale Spannungsfeld wird durch konjugierte Scherflächen mit

dem spitzen Winkel in N-S-Richtung (σ_1) angezeigt (Abb. 20).

Vier verschiedene Ereignisse können mesoskopisch beobachtet werden:

1. Intrusion der Tonalite in die Störungszone
2. Schieferung im duktil-bruchhaften Übergangsbereich, welche ein augengneisähnliches Gefüge bedingt (Quarz duktil, Plagioklas rigid);
3. Extensionsklüftung, verheilt mit Quarz, Calcit, Laumontit oder Epidot;
4. Kataklyse.

Die Konsequenzen der Mesogefüge für die Kinematik am Periadriatischen Lineament werden in Kap. 8. diskutiert.

Folgende Untersuchungen standen im Mittelpunkt:

- Verformungsanalyse an den Quarzdomänen im Tonalit (Kap. 4.1.4.1.);
- Quarzgefügeanalyse (Kap. 4.2.);
- Paläospannungsanalyse (Kap. 5.2.);
- Geochemie eventueller kataklaseinduzierter Elementmigrationen im Tonalit (Kap 6.4.).

2.5.3.5. Obergailbach

Die Aufschlüsse durch das Periadriatische Lineament liegen auf 1275 m ü. NN zu beiden Seiten des Obergailbaches südwestlich Liesing. Die Hauptfoliation streicht E-W und fällt steil nach Süden ein (Abb. 21).

Die Gesteinsfolge von Norden nach Süden:

Gailtalkristallin

Diaphthoritische Granatglimmerschiefer mit hellen Glimmerquarzit-Einschaltungen gehen nach Süden in schwarze Ultrakataklasite und subrezent durchbewegte Kakirite über. In diesen Gesteinen konnte eine Anzahl von Harnischflächen und -lineationen gemessen werden, deren Bildung offenbar in Zusammenhang mit der NNE-SSW-Störung steht, die auch für den kartierbaren dextralen Versatz der weiter südlich gelegenen Tonalitlamelle verantwortlich zu machen ist. Die Interpretation dieser Störung als antithetische sinistrale RIEDEL-Fläche läßt für

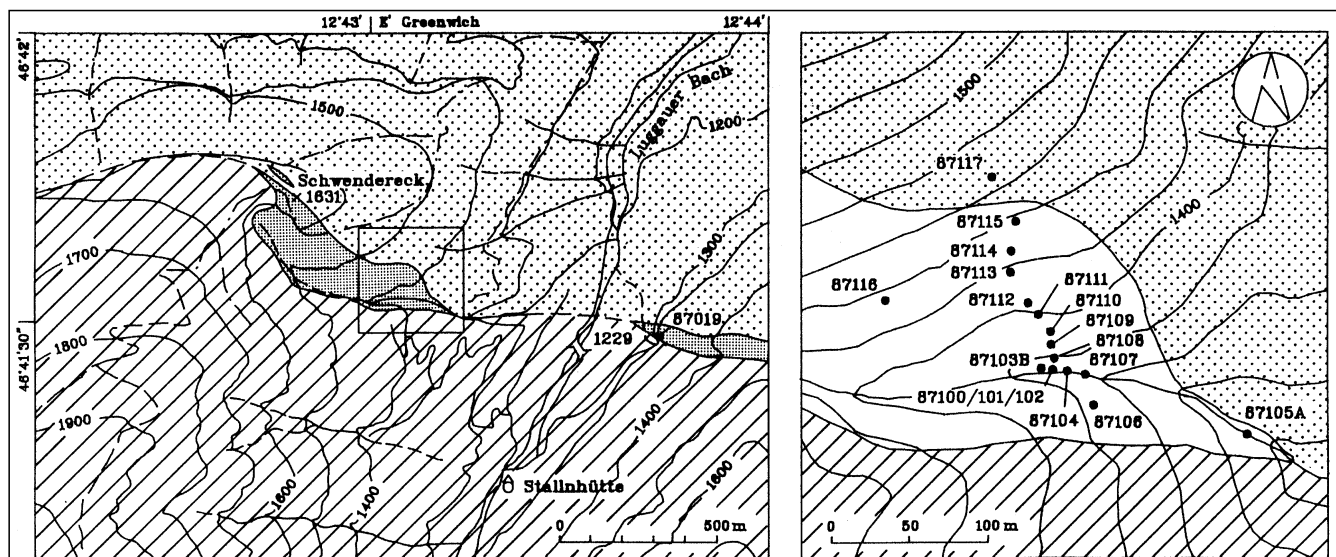


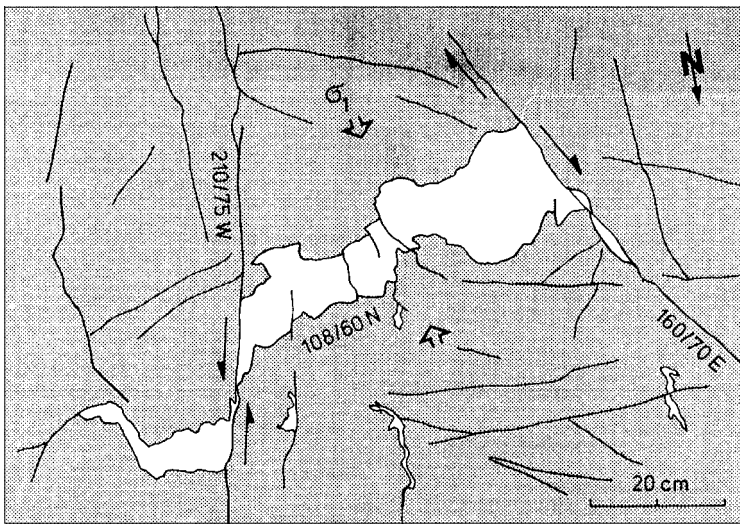
Abb. 19.

Das Periadriatische Lineament am Schwendereck mit der Lage der Probenpunkte für das geochemische Profil durch den Lesachtalpluton. Der gekrümmte Verlauf des Tonalitkörpers wird durch postglaziale gravitative Massenbewegungen verursacht (Gailtalkristallin grob gerastert, Lesachtal-Tonalitkörper fein gerastert, südalpines Paläozoikum schraffiert).

The Periadriatic Lineament at the Schwendereck containing the sample positions of the geochemical section through the Lesachtal tonalite. The curved trend of the tonalite body is caused by post-glacial slope tectonics (Gailtal metamorphic basement dotted, Lesachtal tonalite bodies shaded, South-Alpine Paleozoic hatched).



Abb. 20.
Ein konjugiertes Scherflächenpaar versetzt einen Quarzgang im Tonalit (Graben südlich des Schwenderecks, 1365 m ü. NN; Blick nach Süden).
 σ_1 liegt im spitzen Winkel und steht nahezu senkrecht auf der penetrativen Foliation (N–S-Kompression).
Conjugate shear planes displacing a quartz vein in the tonalite (trench south of the Schwendereck, 1365 m; view to the south).
 σ_1 lies in the acute angle, nearly perpendicular to the penetrative foliation (N–S compression).



das Hauptstörungssystem des Periadriatischen Lineamentes auf eine dextrale Scherbewegung schließen. Dieser Befund stimmt gut mit den Ergebnissen der kinematischen Analyse in den Tonaliten des nahegelegenen Archerlebaches überein, wo aufgrund von Harnschmessungen von einer Schrägaufschubung nach Nordwesten ausgegangen werden muß.

Tonalitlamelle

Der Tonalit mit einer Mindestmächtigkeit von 4 m zeigt westlich des Gailbaches ein noch gut erhaltenes grobkristallines magmatisches Gefüge mit kleinen Domänen geplätteter Quarzkristalle. Der Tonalit auf der Ostseite wurde einer extremen Kataklyse mit lokaler Bildung von Pseudotachylit unterzogen. Am Südrand ist er innig verschuppt mit ultrakataklastischen paläozoischen Tonschiefern.

Grödener Sandsteinlamellen

Innerhalb dieser ultrakataklastisch deformierten südalpinen Tonschiefer liegen auch mehrere 1 bis 3 m mächtige permomesozoische Schuppen aus brekzierten Kalken und Dolomiten, Zellendolomit und Gips.

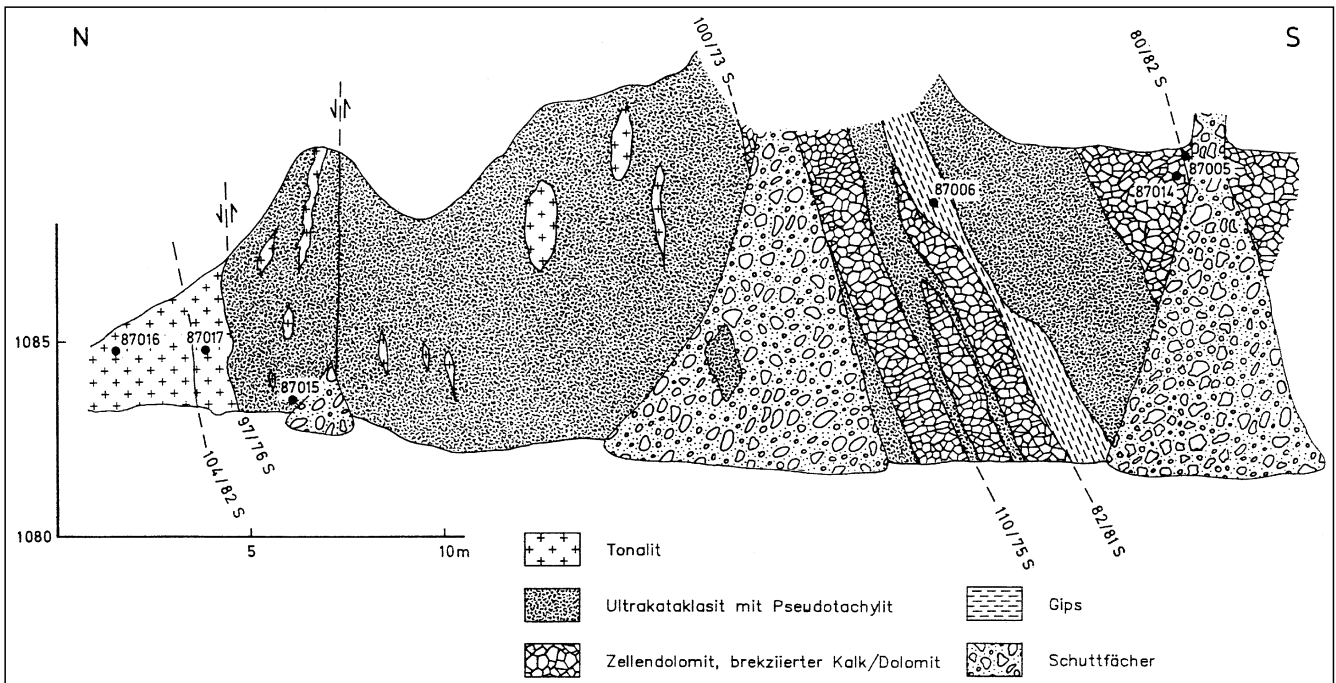


Abb. 21.
Schematisches Aufschlußprofil durch das Periadriatische Lineament entlang des Obergailbaches (1080 m ü. NN). Dargestellt ist nur die kataklastische Schuppenzone, die nördlich und südlich angrenzenden tektonischen Großeinheiten (Gailtalkristallin und südalpines Paläozoikum) sind nicht berücksichtigt.
Schematic cross section through the outcropping Periadriatic Lineament along the Obergailbach (1080 m), depicting only the imbricated brittle shear zone, not considering the adjacent tectonic units (Gailtal metamorphic basement and South-Alpine Paleozoic).

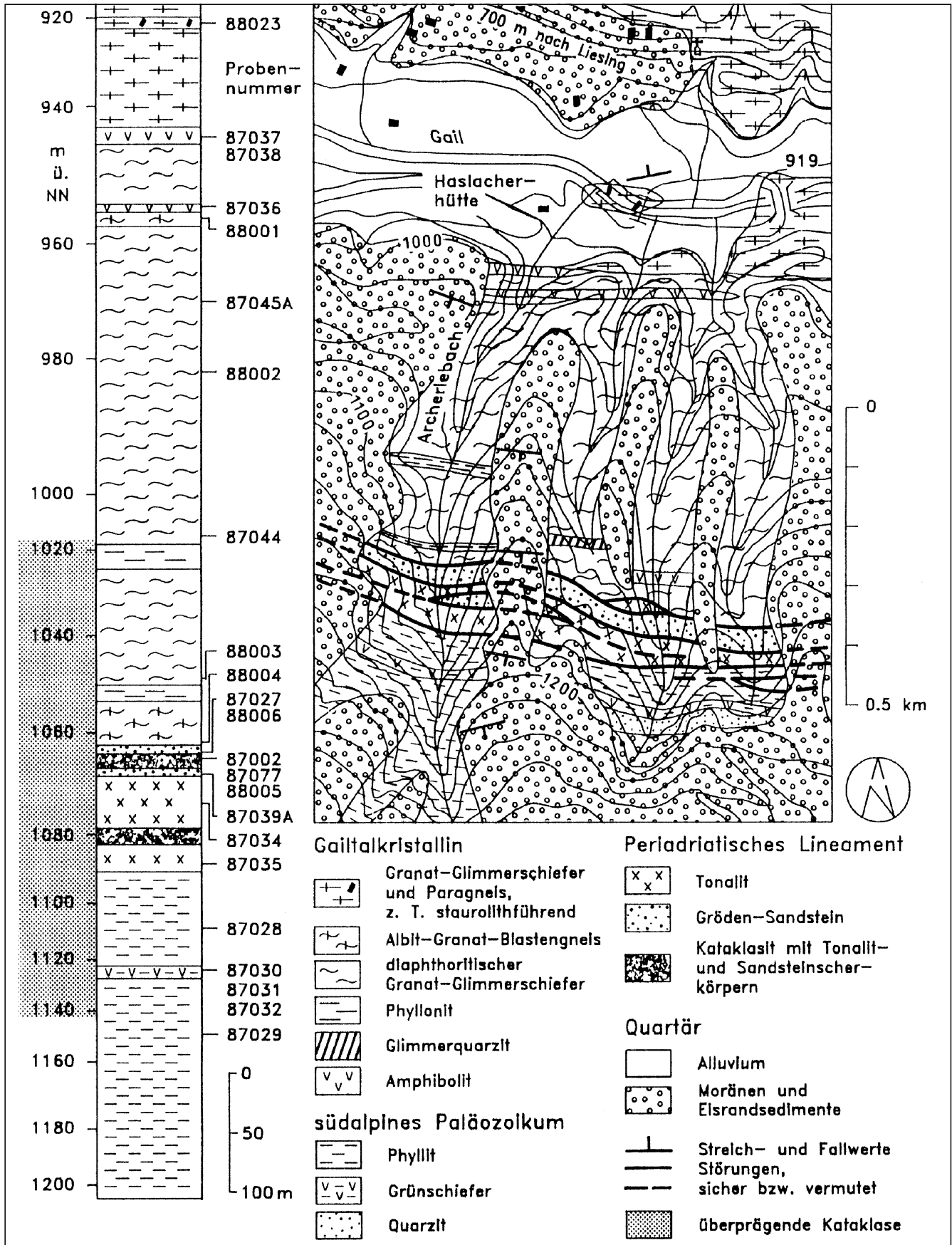


Abb. 22. Schematisches Profil durch die Kataklastezone mit intensiver Schuppentektonik am Periadriatischen Lineament entlang des Archerlebaches, ergänzt durch eine Detailkartierung des Liesinger Hochwaldes (südöstlich von Liesing) mit Darstellung der strukturellen Verteilung der Tonalit- und Sandstein-Scherkörper.
Schematic cross section through the intensely imbricated brittle shear zone at the Periadriatic Lineament along the Archerlebach, completed by a geologic map of the Liesinger Hochwald (southeast of Liesing) with the structural position of tonalite and sandstone shear pods.

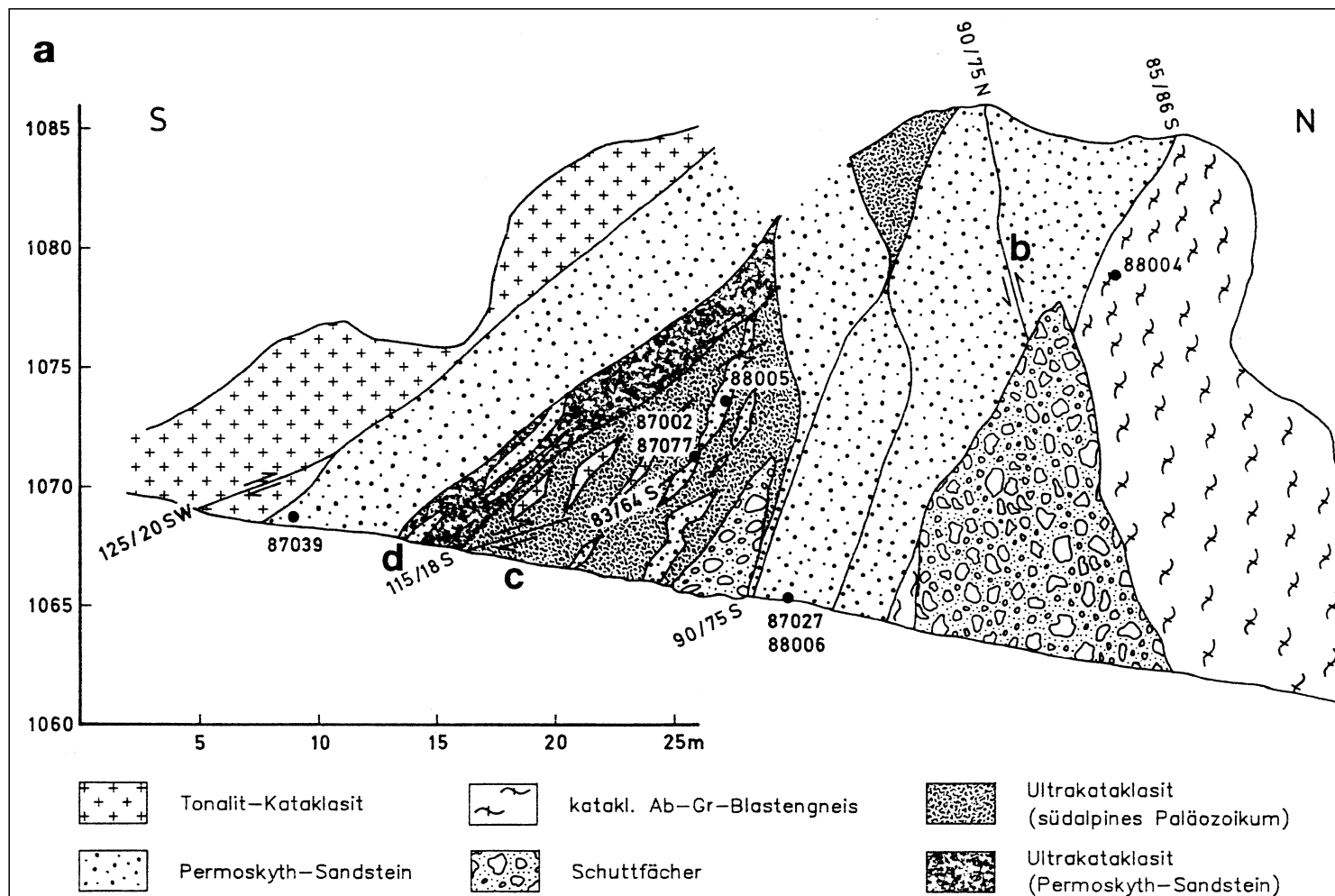


Abb. 23.
 Schematisches Aufschlußprofil durch das Periadriatische Lineament entlang des Archerlebaches (1065 m ü. NN).
 Dargestellt ist ein Ausschnitt aus der 300 m mächtigen Kataklastezone mit einer bemerkenswert intensiven Zerschierung der Tonalit- und Sandsteinlamellen.
 a) Aufschlußskizze Archerlebach, 1065 m.
 b) Geringmächtige Scherzone im Grödener Sandstein: lokale Unterschiebung des Südblockes in Zusammenhang mit der jüngsten nordgerichteten Überschiebung.
 c) Beispiel für die jüngste, flache Überschiebung des Südblockes.
 d) Vertikale Schuppenzone mit Scherkörpern aus Grödener Sandstein in kataklastischer Matrix (die Position der Aufschlußphotos ist der Aufschlußskizze Abb. 23a zu entnehmen).

Schematic cross section through the outcropping Periadriatic Lineament along the Archerlebach (1065 m).
 Depicted is a part of the 300 m thick brittle shear zone with a remarkably intensive imbrication of tonalite and sandstone shear pods.
 a) Schematic outcrop Archerlebach, 1065 m.
 b) Small brittle shear zone in Gröden sandstone: local underthrusting of the southern block in connection with the youngest north-directed overthrusting.
 c) Example for the youngest overthrusting of the southern block.
 d) Vertical imbrication zone with shear pods of Gröden sandstone in cataclastic matrix (the position of the photographs is marked in Fig. 23a).

Südalpines Paläozoikum

In den dunklen Tonschiefern und Phylliten sind deutliche bruchhafte S-C-Strukturen ausgebildet. Die Hauptfoliation streicht E-W (60–90°) und fällt im Scherzonenbereich sehr steil, in größerer Entfernung mittelsteil bis flach nach Süden ein; die Faltenachsen tauchen flach nach Osten ab.

Der Schwerpunkt der strukturgeologischen Untersuchungen lag auf der Paläospannungsanalyse (siehe Kap. 5.2.).

2.5.3.6. Liesinger Hochwald

Neben der Kartierung des Liesinger Hochwaldes südlich von Liesing im Maßstab 1 : 5.000, um den exakten Verlauf der Tonalit- und Sandsteinlamelle zu ermitteln, stand hier die Aufnahme eines gefügekundlichen Profils entlang des Archerlebaches im Vordergrund. Das Profil bot sich für eine eingehende Untersuchung an, da hier das Südalpin der Karnischen Alpen, der Lesachtal-Tonalit, die Grödener Sandsteinlamelle und das Gailltalkristallin in direktem tektonischem Kontakt und nahezu lückenlos aufgeschlossen sind (Abb. 22; Abb. 23).

Die Gesteinsfolge von Norden nach Süden:

Gailltalkristallin

An der Basis liegen gering deformierte Granatglimmerschiefer und Granatgneise mit häufig auftretenden stabförmigen Quarzmobilisaten und einem eingeschalteten Amphibolitkörper. Die Amphibolite weisen deutliche Anzeichen bruchhafter Deformation bis hin zu Pseudotachylitbildung auf. Der Kontakt des Gailltalkristallins zur Grödener Sandsteinlamelle wird von ultramylonitisierten Glimmerschiefern gebildet.

Grödener Sandsteinlamelle

Sie besteht aus maximal 10 m mächtigen Silt- und Sandsteinen sowie Mikrokonglomeraten, die intensiv kataklastisch deformiert und mit Pseudotachyliten durchsetzt sind. Die genetische Zuordnung dieser Pseudotachylite wird eingehend in Kap. 6.3.4. behandelt. Der Kontakt zum südlich liegenden Tonalitscherkörper wird durch eine nordgerichtete mittelsteile Aufschiebung auf die Sandsteinlamelle dargestellt (Abb. 23).

Tonalitlamelle

Der Tonalit besitzt eine Mindestmächtigkeit von 15 m. Im Kontaktbereich zum südalpinen Paläozoikum fällt eine enge Verschuppung von ultramylonitisiertem Tonschiefer und Tonalit auf (Abb. 24). Die Färbung des Tonalits ändert sich bei zunehmendem Deformationsgrad von grün nach fast weiß. Vereinzelt sind schwarze Pseudotachylitgängen und -apophysen enthalten.

Südalpines Paläozoikum

Es besteht hier aus einer Wechselfolge dunkler Tonschiefer und Siltsteine mit ausgeprägten bruchhaften S-C-Strukturen. Die Schieferung bzw. Schichtung fällt nahe der Störungszone mittelsteil, in größerer Entfernung flach nach Süden ein. In der Kataklysezone südlich der Tonalitlamelle sind nordgerichtete Auf- bzw. Überschiebungen zu beobachten. Es handelt sich um die jüngsten beobachteten kataklastischen Gefügeelemente, welche ein älteres subvertikales E-W streichendes Störungssystem überlagern, das zu der intensiven Schuppentektonik in diesem Raum geführt hatte (Abb. 24). Ca. 60 m südlich dieser Tonalitlamelle ist in die südalpinen Tonschiefer ein 5 m mächtiger Vulkanitschiefer eingeschaltet, der ebenfalls noch deutliche Anzeichen spröder Deformation zeigt, wie z.B. friktionelle Aufschmelzung (siehe Kap. 7.2., Abb. 91).

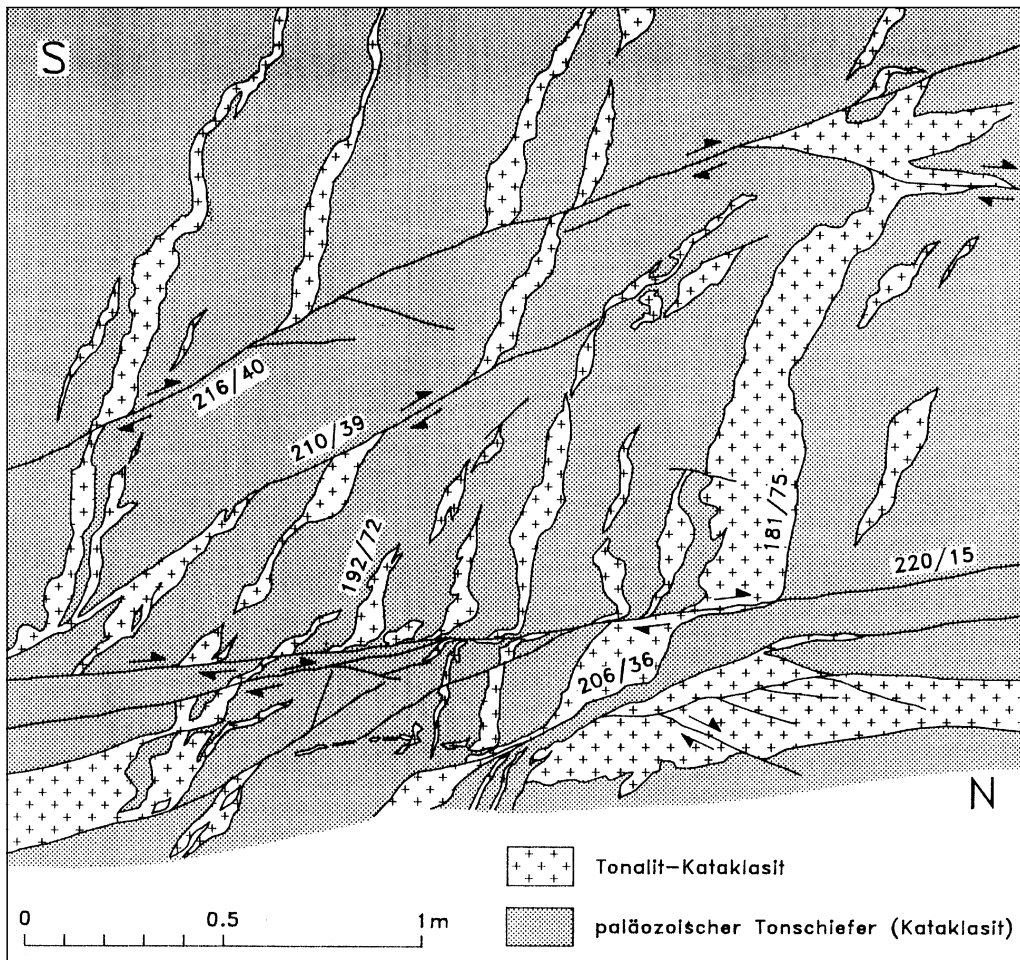


Abb. 24. Aufschlußskizze der Kataklysezone südlich der Tonalitlamelle (Archerlebach, 1110 m ü. NN).

Ein älteres subvertikales E-W streichendes Störungssystem, das zu einer intensiven Schuppentektonik führte, wird von jüngsten nordgerichteten Auf- bzw. Überschiebungen überlagert (vgl. auch Abb. 23, in welcher der Tonalitscherkörper analog nach Norden auf die Sandsteinlamelle aufgeschoben wurde).

Sketch of the brittle shear zone south of the tonalite shear pod (Archerlebach, 1110 m). An older subvertical E-W trending fault system, which lead to intensive imbrication, is overprinted by youngest north-directed reverse dip slip and overthrusting (compare Fig. 23, where even the tonalite shear pod is upthrust upon the sandstone pod).

Die Schieferung, Längserstreckung der Tonalit- und Grödener Sandsteinlamellen sowie die Hauptstörungsrichtung streicht im gesamten Profil E-W und fällt steil nach Süden ein. Außerdem konnte ein System sehr junger, senkrecht stehender E-W-Störungen aufgenommen werden, das erst nach Anlage der Schuppentektonik aktiv wurde und das tektonische Bild zusätzlich kompliziert. Ein sehr junges, N-S gerichtetes Störungssystem ist ebenfalls von Bedeutung. So werden Drauzug-Südrandstörung und Periadriatisches Lineament an diesen N-S-Störungen mehrfach versetzt und das Permomesozoikum des Drauzuges wird nach Westen sukzessive tektonisch reduziert (siehe Kap. 5.1.2.).

Folgende strukturgeologischen und geochemischen Untersuchungen wurden durchgeführt:

- Verformungs- und Quarzgefügeanalyse an Quarzklasten im Grödener Sandstein (Kap. 4.1.4.2.);
- Verformungsanalyse an Quarz- und Granatporphyroklasten im Gailtalkristallin (Kap. 4.1.3.);
- Paläospannungsanalyse im Tonalit, Grödener Sandstein, Tonschiefer und Vulkanitschiefer (Kap. 5.2.);
- Geochemie der Tonalite bezüglich eventueller kataklasebedingter Elementmigrationen (Kap. 6.4.);
- Geochemie der Pseudotachylite in der Grödener Sandsteinlamelle (Kap. 6.3.4.);
- REM- und TEM-Untersuchungen an Pseudotachyliten in einer Sandsteinlamelle und in einem Amphibolit (Kap. 7.).

2.6. Metamorphose und Deformation

Im Zuge der Krustenhebung während der Kontinent-Kontinent-Kollision änderten sich die p-T-Bedingungen.

Ausgehend von mittelgradigen Metamorphosebedingungen (Amphibolitfazies) durchliefen die Gesteine des Gailtalkristallins zunächst mehrphasige Diaphthoresen unter niedriggradigen Bedingungen, bis zuletzt im flachen Krustenniveau eine intensive bruchhafte Deformation wirksam wurde. Das rezent vorliegende penetrative duktile Deformationsgefüge kann der intensiven Schertektonik unter retrograden Metamorphosebedingungen zugeordnet werden.

Die Betrachtung der Metamorphose und Deformation konzentriert sich im engeren Untersuchungsgebiet auf die hochdeformierten Bereiche in den Kristallinzonen 1 bis 3, insbesondere auf die intrakristallinen Scherzonen, und auf das Periadriatische Lineament sensu stricto. Hier lassen sich Deformations- und Metamorphosephasen am ehesten korrelieren. Hinweise auf ältere Deformations- und Metamorphoseereignisse (M_1/D_1 und M_2/D_2) sind reliktilisch in geschonten Kristallinaren erhalten. Der Festlegung der Metamorphosebedingungen und Mineralparagenesen liegen neben eigenen Untersuchungen die Arbeiten von SCHUH (1982), BÜCHERL (1986) und HEINISCH (1987) zugrunde. Der wesentliche Mineralbestand der Gesteine wurde bereits in Tab. 1 dargestellt. Wichtige Daten für die Abschätzung der Metamorphosehöhe und die Deformationsentwicklung sind in den Tabellen 4 bis 7 zusammengestellt. Auf die Deformationsgefüge wird in den Kap. 2.2.2., 2.2.3. und besonders 4.3. eingegangen.

2.6.1. Metamorphose und Deformation in Zone 1 des Gailtalkristallins

Die prograde und polyphase Metamorphose (M_1) hat im Ostabschnitt von Zone 1 die niedriggradigen p-T-Bedingungen (almandine low grade nach WINKLER, 1979) nicht überschritten (Tab. 4; Abb. 25).

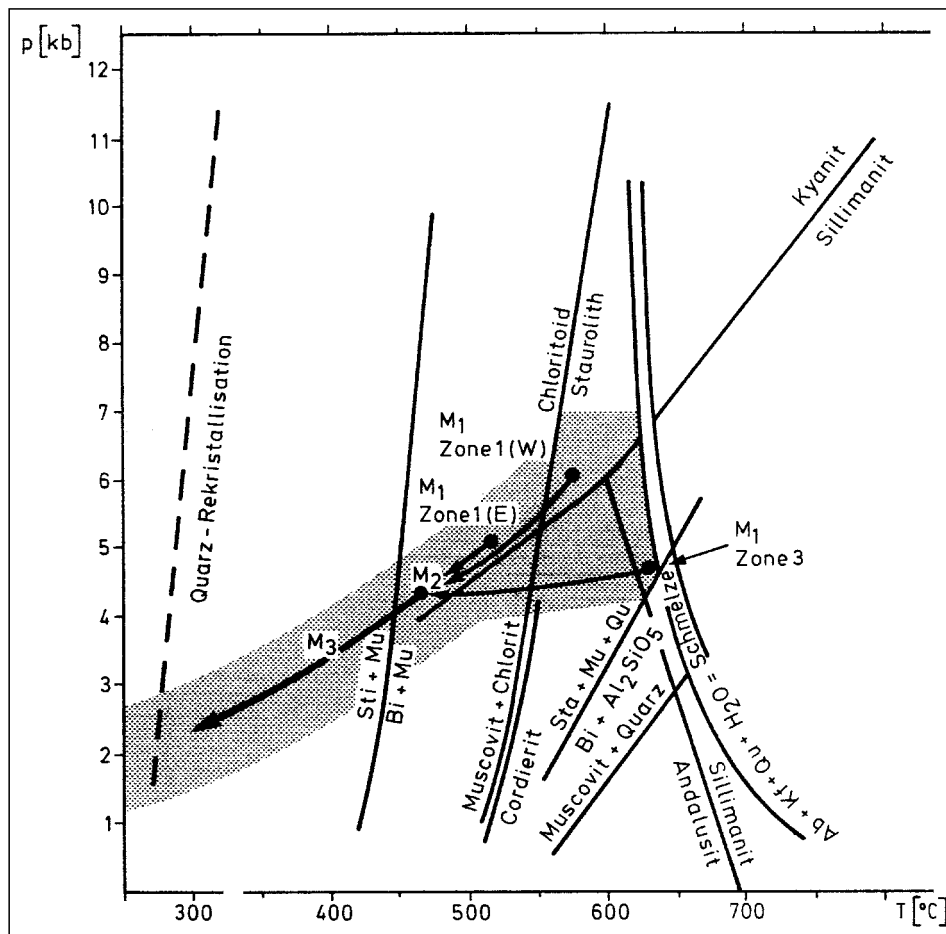


Abb. 25.
P-T-Pfad für die Metamorphoseereignisse M_1 bis M_3 , abgeleitet aus Mineralparagenesen in den Metapeliten und Metapsammiten des Gailtalkristallins.
Ausgehend von verschiedenen p-T-Bedingungen während der Hauptmetamorphose M_1 münden die p-T-Pfade in einen Pfad für die retrograden Metamorphoseereignisse M_2 und M_3 (die Gleichgewichtsreaktionen der Mineralphasen sind aus WINKLER, 1979).
P-T path for the metamorphic events M_1 to M_3 , derived from mineral assemblages in metapelites and metapsammites of the Gailtalkristallins.
Starting from different p-T conditions during the main metamorphic event M_1 , the p-T paths converge into one path for the retrograde metamorphic events M_2 and M_3 (equilibrium conditions for mineral reactions from WINKLER, 1979).

Tabelle 4.

Deformations- und Metamorphoseereignisse in der Granatglimmerschiefer-Oligoklasblastengneis-Zone (Zone 1) des Gailtalkristallins (basierend auf BÜCHERL, 1986, HEINISCH, 1987, sowie eigenen Untersuchungen).

Deformational and metamorphic events in zone 1 (garnet-mica-schist and porphyroblastic-oligoclase-gneiss zone) of the Gailtal metamorphic basement (based on BÜCHERL, 1986, HEINISCH, 1987, and own investigations respectively).

| Alter | Metamorphose (Magmatismus, Sedimentation) | Deformation | Mineralentwicklung (Paragenesen) | Deformations- mikrogefüge |
|--|--|--|--|---|
| Rezent bis Oligozän | | D₄ mehrphasige Kataklaste K ₁ -K ₄ (Bruchtektonik): | | |
| <i>alpidische Orogenese</i> | | dextrale Transpression (K ₄); Harnische, Gesteinsmehl; rezente Seismizität | | RIEDEL-Scherflächen |
| | | sinistrale Transpression (K ₃); Harnische, Gesteinsmehl, Ultrakataklase, asymme- trische Knickfaltung F ₄ | | RIEDEL-Scherflächen, Knickbänder |
| Oberkreide (?Gosau) | M₃ niedriggradige, syn- bis postkinematische Diaphthorese (Hp, LT) | D₃ Reaktierung S ₃ und Faltung F ₃ ; Reaktivierung von Scherzonen; Verformungsaufteilung | Chloritisierung von Granat und Biotit | Quarz-<C>-Achsen- regelung (Photometer); Rotation und Zersche- rung von Granat und Feldspat, Knickung in Hellglimmer. |
| ?eoalpidische Orogenese | | | | |
| ?Perm bis Karbon | M₂ niedriggradige, syn- bis postkinematische Diaphthorese | D₂ mylonitische Scherband- foliation S ₂ und Faltung F ₂ ; Deckentektonik oder transpressive Schertektonik | Metapelite: Qu + Ab + Chl + Ser Grünschiefer: Ab + Ak + Chl + Zo/Kzo + Tit | Knickbänder in Kali- feldspat und Plagioklas; Rekristallisation der Scherzonen |
| | | | Chloritisierung von Granat und Biotit; Sericitisierung von Plagioklas | |
| Karbon bis Oberdevon (?) oder ?Ober- ordovicium | M₁ prograde niedrig- bis mittelgradige, synkinematische Hauptmetamorphose (Lp, HT): | D₁ Foliation S ₁ und Faltung F ₁ (synkristallin) | Metapelite: Alm + Chl + Bi + Hgl + Qu | rotierter Kalifeldspat und Granat |
| <i>variszische oder ?panafrikanische Orogenese</i> | im <i>Osten</i> oberste Grünschieferfazies (<i>almandine low grade</i> ; WINKLER, 1979): p _{max} = 5 kb (Kyanit; HERITSCH, 1949); T _{max} = 530° C (Chloritoid; HERITSCH, 1949); T _{min} = 500° C (Mineralparagenesen der Almandinzone in Metapeliten und Amphi- boliten; SCHUH, 1982; HEINISCH, 1987); im <i>Westen</i> untere Amphibolitfazies (<i>almandine-kyanite medium grade</i> ; WINKLER, 1979): p _{min} = 5-5.5 kb (Sta - Ky; WINKLER, 1979); T _{max} = 620° C (Sta - Mg-Chl; WINKLER, 1979); p = 5.5 ± 1 kb, T = 575 ± 30° C (Geothermobarometrie; STÖCKHERT, 1985) | | Amphibolit: Hbl (Fe + Mg) + Zo + Pl + Bi + Chl + Tit ± Qu | synkinematische Bla- stese von Biotit und Hellglimmer, prä- bis synkinematische Bla- stese von Granat, syn- bis postkinematische Blastese von Staurolith, Plagioklasblastese |
| Devon bis Silur (?Kambrium) | flyschoide Sedimentation mariner Siliciklastika und mafischer Magmatismus | | | |
| Ashgill/Caradoc (?Kambrium) | Porphyroid-Vulkanismus oder granitoide Intrusiva und Metarhyolithe (mögliche Edukte der Augengneise, z. B. im Pallaser Bach) | | | |

Charakteristische Mineralparagenesen von M₁ in der östlichen Zone 1:

- Metapelite: Almandin + Chlorit + Biotit + Hellglimmer + Quarz ± Chloritoid ± Kyanit;
- Amphibolite: Hornblende + Zoisit + Plagioklas + Biotit + Chlorit + Titanit ± Quarz.

Turmalin mit deutlichem, postkinematisch ausgebildetem Zonarbau belegt, daß die Grenze der Selbstdiffusion noch nicht erreicht wurde und somit die maximale Metamorphosetemperatur unter 560°C lag (VOLL, 1969). Vereinzelt Apatite mit schwach erhaltener Pigmentierung zwischen Kern und Anwachssaum sprechen dafür, daß die

p-T-Bedingungen der mittelgradigen Metamorphose nicht erreicht wurden. Apatit verliert diesen Pigmentsaum zwischen 450 und 550°C (VOLL, 1969).

Nach Westen ist eine kontinuierliche Metamorphosezunahme festzustellen, welche die Bildung von Oligoklasblastengneisen zur Folge hat. Während im östlichen Abschnitt der Zone 1 noch Chloritoid und Kyanit stabil sind (HERITSCH, 1949), wird im westlichen Abschnitt der Stabilitätsbereich von Staurolith und Kyanit erreicht (PAULITSCH, 1960). Folglich sind hier die p-T-Bedingungen der mittelgradigen Metamorphose (*almandine-kyanite medium grade* nach WINKLER, 1979) bzw. der Staurolith- und Kyanit-Zone nach BARROW (1893) erfüllt (Tab. 4). Aus der Vergesellschaftung von Staurolith und Kyanit kann ein Metamorphosedruck von mindestens 5 bis 5.5 kb abgeleitet werden (WINKLER, 1979).

Charakteristische Mineralparagenesen von M_1 in der westlichen Zone 1:

- Staurolith-Granat-Glimmerschiefer und -Paragneise: Staurolith + Almandin + Muscovit + Biotit + Plagioklas + Quarz ± Mg-Al-reicher Chlorit ± Kyanit;
- Amphibolite: Gemeine Hornblende + Plagioklas + Biotit + Titanit.

Erstere Paragenese wurde ebenfalls in Paragneisen südlich der Defereggan-Antholz-Vals-Linie von STÖCKHERT (1985) und SCHULZ (1988) beobachtet. Für diese prograde Hauptmetamorphose kann ein Druck von 5.5 ± 1 kb und eine Temperatur von $575 \pm 30^\circ\text{C}$ angenommen werden (Granat-Biotit-Muscovit-Plagioklas-Geothermobarometer; STÖCKHERT, 1985). Die Paragenese zwischen Staurolith und Mg-reichem Chlorit besteht nach WINKLER (1979) nur bis 50 bis 60°C oberhalb der unteren Stabilitätsgrenze von Staurolith, also bis ca. 620°C bei 7 kb bzw. 595°C bei 4 kb. Neben den entsprechenden p-T-Bedingungen ist die Staurolithführung essentiell vom Gesteinschemismus abhängig. Al_2O_3 -Überschuß, geringe Konzentrationen an K_2O , Na_2O und besonders CaO sowie ein hohes Fe/Mg-Verhältnis sind nach MATTHES (1983) die Voraussetzungen für die Bildung von Staurolith. Die Anwesenheit der Mineralparagenese „Kalifeldspat + Muscovit + Quarz“ bzw. „Cordierit + Muscovit + Quarz“ kann als Ausschlußkriterium für die Bildung von Staurolith gelten (HOSCHKE, 1969).

Für die gesamte Zone 1 war ein rotationales Deformationsereignis D_1 während der gefügeprägenden prograden Hauptmetamorphose (M_1) kennzeichnend. Dies äußert sich in rotierten Oligoklas- und Staurolithporphyroblasten sowie einer synkinematischen Granatblastese. Letztere kann durch die teilweise erhaltene helizitische Internstruktur in den Kernbereichen zonierter Granate belegt werden. Die Kernbereiche der Oligoklasblasten schließen meist Relikte einer planaren Foliation ($S_1 = S_1$) ein. Daraus kann man ableiten, daß die Blastese während bis nach Anlage von S_1 erfolgte. Die Granatblastese war zu diesem Zeitpunkt bereits abgeschlossen, da in Oligoklas eingeschlossene Granatblasten die gleiche Zonierung wie die außerhalb gelegenen Blasten aufweisen. In den Randbereichen der zonierten Oligoklasxenoblasten weist das S_1 auf synkinematisches Wachstum gegen Ende von D_1 hin. Der komplexe Aufbau der Kalifeldspäte spricht für veränderte Deformationsbedingungen während der Hauptmetamorphose M_1 . Staurolith wächst syn- bis postkinematisch. In geschonten Domänen sind Reste der penetrativen Foliation S_1 , des metamorphen Lagenbaues und einer engen bis isoklinalen Faltung F_1 erhalten, was ebenfalls einen Hinweis auf eine polyphase Deformation D_1 gibt.

Weitere retrograde Metamorphoseereignisse (M_2 , M_3) betrafen alle Gesteine, allerdings in unterschiedlicher Intensität. Typische Mineralreaktionen dieser Diaphthorese sind die Sericitisierung von Plagioklas, die Chloritisierung von Biotit und Granat oder die Bildung von Aktinolith zu Lasten von tschermakitischer Hornblende und die Titanitabscheidung an Biotit. Die Chloritisierung ist teils nur randlich ausgebildet, teils entstanden reine Chloritpseudomorphosen, die lokal noch das ehemalige helizitische Interngefüge erkennen lassen.

Charakteristische Mineralparagenesen der Diaphthoreseen M_2 und M_3 sind:

- Metapelite: Quarz + Albit + Sericit + Chlorit;
- Grünschiefer: Albit + Aktinolith + Chlorit + Zoisit/Klinozoisit + Titanit ± Quarz.

Die Diaphthoreseereignisse stehen in Zusammenhang mit der Anlage der penetrativen Schieferungen S_2 bzw. S_3 und den Deformationsphasen D_2 bzw. D_3 unter niedriggradigen Bedingungen. Indizien für die Zweiphasigkeit der Diaphthorese sind Pseudomorphosen von Biotit nach Granat, die ihrerseits wieder chloritisiert sind (BÜCHERL, 1986). Folglich müssen zu Beginn von M_2 p-T-Bedingungen geherrscht haben, bei denen Biotit stabil war (minimal 400°C ; WINKLER, 1979).

Da die Basisserie des Drauzug-Permomesozoikums nur anchimetamorph ist (270°C , 1.5–2 kb; NIEDERMAYR et al., 1984), kann für das nördliche Gailtalkristallin bei einem mittleren geothermischen Gradienten von 27°C km^{-1} (vgl. SCHOLZ, 1988) ein Hebungsbeitrag von ca. 10 km seit der Oberkreide abgeleitet werden.

2.6.2. Metamorphose und Deformation in Zone 2 des Gailtalkristallins

Das entscheidende Abgrenzungskriterium für diese Zone war die extreme duktile Deformation und damit verbundene Korngrößenverkleinerung während des Metamorphoseereignisses M_2 . Unter retrograden Metamorphosebedingungen sind so die Phyllonite durch dynamische Rekristallisation aus Granatglimmerschiefern und Paragneisen hervorgegangen. Strukturen der vorangegangenen Metamorphose M_1 und Deformation D_1 werden durch mehrere Schieferungsgenerationen sowie anti- und synthetische Scherbänder überprägt und sind damit weitgehend ausgelöscht (Tab. 5; Abb. 25).

Charakteristische Mineralparagenesen der retrograden Metamorphose M_2 sind:

- Metapelite: Quarz + Albit + Sericit + Chlorit;
- Grünschiefer: Albit + Aktinolith + Chlorit + Zoisit/Klinozoisit.

Die Umwandlung der Minerale der höchsten niedriggradigen Metamorphose (Granat, Biotit) der benachbarten Zone 1 und der mittelgradigen Metamorphose (Granat, Staurolith, Sillimanit) der Zone 3 vollzog sich kontinuierlich. Umwandlungsprodukte sind die für die niedriggradige Metamorphose fazieskritischen Minerale Sericit und Chlorit, anhand derer die Diaphthorese der Quarz-Albit-Muscovit-Chlorit-Subfazies der Grünschieferfazies (nach WINKLER, 1979) oder der Chloritzone (nach BARROW, 1893) zugeordnet werden kann. Die Ausbildung der Quarzmikrogefüge mit Subkornbildung und Rekristallisation (Quarzkorngröße 0.05 bis 0.1 mm) weist auf eine Bildungstemperatur von 350 bis 450°C hin (VOLL, 1969). Wahrscheinlich lag die Metamorphosetemperatur infolge der extremen Durchbewegung und eines erhöhten Fluid-

Tabelle 5.

Deformations- und Metamorphoseereignisse in der Phyllonitzone (Zone 2) des Gailtalkristallins (basierend auf SCHUH, 1982, HEINISCH, 1987, sowie eigenen Untersuchungen).

Deformational and metamorphic events in zone 2 (phyllonite zone) of the Gailtal metamorphic basement (based on SCHUH, 1982, HEINISCH, 1987, and own investigations respectively).

| Alter | Metamorphose (Sedimentation) | Deformation | Mineralentwicklung (Paragenesen) und Deformationsmikrogefüge |
|---|---|--|--|
| Rezent bis Oligozän <i>alpidische Orogenese</i> | | D₄ mehrphasige Kataklastik: Harnische, Gesteinsmehl, Ultrakataklasite; asymmetrische Knickfaltung F ₄ | undulöse Auslöschung und Deformationslamellen in Quarz; zerbrochener Turmalin |
| Oberkreide (?Gosau) <i>?eoalpidische Orogenese</i> | M₃ niedriggradige, syn- bis post- kinematische Diaphthorese (Hp, LT) | D₃ Reaktivierung von Scherzonen; Kompression und Vertikalstellung des Gailtalkristallins mit Ausbildung der Foliation S ₃ und Faltung F ₃ ; Faltung des Drauzuges | Rekristallisation, Subkornbildung, undulöse Auslöschung und Deforma- tionslamellen in Quarz; syntektoni- sche Kristallisation von Quarz, Albit, Turmalin, Leukoxen und ?Apatit |
| ?Perm bis Karbon <i>variszische oder ?eoalpidische Orogenese</i> | M₂ niedriggradige, syn- bis postkinema- tische Diaphthorese (Lp, LT): Grünschieferfazies (Quarz-Albit- Muscovit-Chlorit-Subfazies; WINKLER, 1979): p = 3.5 kb, T = 300-350° C (b ₀ -Werte der K-Hellglimmer; SASSI & ZANFERRARI, 1972; VISONÀ, 1974) | D₂ mylonitische Scherbandfoliation S ₂ und Faltung F ₂ ; Deckentektonik oder transpressive Schertektonik; Phyllonitisation | Metapelite: Qu + Ab + Chl + Ser Grünschiefer: Ab + Ak + Chl + Zo/Kzo synkinematische Rotation von Albit- porphyroblasten; Kornverkleinerung; Chloritblastese; Turmalinkataklastik |
| Karbon bis Oberdevon (?) oder ?Oberordovicium <i>variszische oder ?panafrikanische Orogenese</i> | M₁ prograde niedrig- bis mittelgradige Hauptmetamorphose (Lp, HT) wahr- scheinlich, Paragenesen wegen der nachfolgenden Diaphthoresen nur noch reliktsch erhalten | D₁ Foliation S ₁ und Faltung F ₁ (wahrscheinlich) | |
| Mitteldevon bis Silur (?Kambrium) | flyschoide Sedimentation mariner Siliciklastika | | |

partialdrucks um 350°C. Diese Temperatur und ein Metamorphosedruck von 3.5 kb werden durch die b₀-Werte der K-Hellglimmer bestätigt (SASSI & ZANFERRARI, 1972; VISONÀ, 1974). Während der Diaphthorese M₃ kam es neben der Chloritblastese zu einer beachtlichen Sammelkristallisation von Turmalin. Auch die eingelagerten Kalifeldspat-Augengneise spiegeln diese Diaphthorese wider. Die bereits alterierten Kalifeldspäte (Schachbrettabite) verschwinden fast völlig in einer Quarz-Albit-Pflasterstruktur. So sind die stark deformierten Randbereiche der Augengneiszüge mesoskopisch nicht mehr von den Phylloniten zu unterscheiden (HEINISCH et al., 1984).

2.6.3. Metamorphose und Deformation in Zone 3 des Gailtalkristallins

Während der prograden mittelgradigen Hauptmetamorphose (M₁) wurde der Stabilitätsbereich von Staurolith und Granat (niedriggradige Amphibolitfazies, Staurolith-Almandin-Subfazies nach WINKLER, 1979), lokal auch von Sillimanit (höhergradige Amphibolitfazies) erreicht (Abb. 25; Tab. 6). Anzeichen retrograder Metamorphose (M₂, M₃) sind beschränkt auf Nord- und Südrand sowie einzelne intrakristalline Scherzonen.

Charakteristische Mineralparagenesen der prograden Hauptmetamorphose M₁ sind:

- Staurolith-Granat-Glimmerschiefer und -Paragneise: Staurolith + Almandin + Muscovit + Biotit + Plagioklas + Quarz ± Sillimanit ± Chlorit;

- Granatglimmerschiefer: Almandin + Muscovit + Biotit + Plagioklas + Quarz;
- Amphibolite: Gemeine Hornblende + Plagioklas + Biotit + Titanit.

Fibroblastischer Sillimanit in Berührungsparagenese mit Biotit und Staurolith, eingeschlossen in Plagioklas, wurde von SCHUH (1982) beobachtet. Die idiomorphen Staurolithkristalle in Sillimanitfibrolith wurden retrograd aus Sillimanit und Biotit gebildet:

- Staurolith + Muscovit + Quarz = Sillimanit + Biotit + H₂O.

Für die Staurolithzerfallsreaktion bzw. Sillimanitbildungsreaktion wurden von HOSCHEK (1969) 575 ± 15°C bei 2 kb bzw. 675 ± 15°C bei 5.5 kb experimentell ermittelt.

Die Blastese von Granat, Staurolith, Sillimanit und großen Biotiten war postkinematisch bezüglich der penetrativen Schieferung S₁. Ablauf und p-T-Bedingungen der Diaphthorese waren analog zu den Zonen 1 und 2, jedoch von geringerer Häufigkeit und Intensität.

2.6.4. Metamorphose und Deformation der Tonalitlamellen am Periadriatischen Lineament

Je nach Position unterlagen die Gesteine im Randbereich des Gailtalkristallins primär denselben Metamorphosebedingungen (M₁ bis M₃) wie die Zonen 1 und 3. Die retrograden Ereignisse M₂ und M₃ wirkten sich jedoch in

Tabelle 6.

Deformations- und Metamorphoseereignisse in der Staurolith-Granat-Glimmerschiefer-Zone (Zone 3) des Gailtalkristallins (basierend auf SCHUH, 1982, HEINISCH, 1987, sowie eigenen Untersuchungen).

Deformational and metamorphic events in zone 3 (staurolite-garnet-mica-schist zone) of the Gailtal metamorphic basement (based on SCHUH, 1982, HEINISCH, 1987, and own investigations respectively).

| Alter | Magmatismus und Sedimentation | Metamorphose | Deformation | Mineralentwicklung und Deformationsmikrogefüge |
|---|--|---|--|--|
| Rezent bis Oligozän <i>alpidische Orogenese</i> | | | D₄ mehrphasige Kataklyse: Harnische, Gesteinsmehl, Ultrakataklasite; asymmetrische Knickfaltung F ₄ | undulöse Auslöschung und Deformationslamellen in Quarz |
| Oligozän | Intrusion der Tonalit-, Malchit- und Andesitgänge (30-24 Ma) | | | |
| Oberkreide (?Gosau) <i>eoalpidische Orogenese</i> | | M₃ niedriggradige, syn- bis postkinematische Diaphthorese (Hp, LT) | D₃ Foliation S ₃ und Faltung F ₃ ; Reaktivierung von Scherzonen; Deckentektonik oder transpressive Schertektonik; Verformungsaufteilung | Chloritisierung von Granat und Biotit |
| ?Perm bis Karbon <i>variszische Orogenese</i> | | M₂ schwache niedriggradige, syn- bis postkinematische Diaphthorese | D₂ mylonitische Scherbandfoliation S ₂ und Faltung F ₂ ; Deckentektonik oder transpressive Schertektonik | Rekristallisation der Scherzonen |
| Karbon bis Oberdevon (?) oder ?Oberordovicium <i>variszische oder ?panafrikanische Orogenese</i> | | M₁ prograde syn- bis postkinematische Hauptmetamorphose (Lp, HT): mittelgradige Metamorphose (Amphibolitfazies, Almandin-Staurolith-Subfazies; WINKLER, 1979): p = 4-7 kb; T _{min} = 540 ± 15° C, T _{max} = 565 ± 15° C (Stabilitätsbereich von Staurolith; HOSCHEK, 1969); p = 2-5.5 kb; T _{min} = 575 ± 15° C, T _{max} = 675 ± 15° C (Staurolith retrograd aus Sillimanit; HOSCHEK, 1969) | D₁ Foliation S ₁ und Faltungen F _{1a} und F _{1b} (kleinere wieder gefaltete Isoklinalfalten) | Sta-Gr-Glimmerschiefer: Sta + Alm + Mu + Bi + Pl + Qu ± Sil ± Chl Amphibolit: Hbl + Pl + Bi + Tit Mikroclinblastese (SCHUH, 1982); Augenbildung durch Drucklösung am Ende der prograden Metamorphose; Staurolith, Granat und Biotit syn- bis postkinematisch |
| Devon bis Silur (?Kambrium) | flyschoide Sedimentation mariner Siliciklastika und mafischer Magmatismus | | | |
| Ashgill/Caradoc (?Kambrium) | Porphyroid-Vulkanismus oder granitoide Intrusiva und Metarhyolithe (mögliche Edukte der Augengneise, z. B. im Strajacher Graben) | | | |

diesem Abschnitt sehr stark aus (Tab. 7). Die Metamorphose M₃ zeichnet sich besonders in der Nähe des Periadriatischen Lineamentes und in den Drauzug-Basissen ab. In diese Metamorphosephase fällt auch die Tonalitmagenbildung in der geotektonischen Situation eines vulkanischen Inselbogens (siehe Kap. 6.2.3.).

Die Reaktivierung des Periadriatischen Lineamentes (D_{3b}) erfolgte im Anschluß an die Kompression und Vertikalstellung des Gailtalkristallins, die Faltung des Drauzug-Permomesozoikums (D_{3a}) und an die Intrusion der Tonalitplutone. Die Aktivität setzt sich wahrscheinlich, abgesehen von einigen Unterbrechungen und Änderungen in der Orientierung des Spannungsfeldes, bis heute fort.

Außerdem wurde nach der Intrusion der Tonalite noch ein retrogrades niedrigstgradiges Metamorphoseereignis

M_{4a} wirksam (*very-low grade*; WINKLER, 1979). Biotit ist chloritisiert, Plagioklas sericitisiert und saussuritisiert. Als diagnostische sekundäre Mineralphasen sind Epidot/Klinozoisit, Laumontit und Prehnit zu nennen. SASSI & ZANFERRARI (1973) vermuteten auch die Existenz von Lawsonit und Pumpellyit (Abb. 26). Die Tonalite durchliefen während des Aufstieges und der damit in Zusammenhang stehenden niedrigstgradigen Autometamorphose die Prehnit-Pumpellyit-Chlorit-Zone (WINKLER, 1979) bzw. Prehnit-Pumpellyit-Fazies (COOMBS, 1961) und die Laumontit-Chlorit-Zone bzw. Zeolithfazies. Möglicherweise wird lokal auch der Stabilitätsbereich von Lawsonit erreicht, wofür ein signifikant niedriger geothermischer Gradient um 20°C km⁻¹ angenommen werden muß.

Die charakteristische Mineralparagenese für M_{4a} in den Tonaliten ist:

Tabelle 7.
Deformations- und Metamorphoseereignisse am Periadriatischen Lineament sensu stricto.
Deformational and metamorphic events at the Periadriatic Lineament sensu stricto.

| Alter | Magmatismus | Sedimentation | Metamorphose | Deformation |
|--|---|---|---|---|
| Rezent bis Oligozän <i>alpidische Orogenese</i> | | | | D₄ mehrphasige Kataklyse K ₁ - K ₄ (Bruchtektonik): dextrale Transpression (K ₄); Harnische, Gesteinsmehl; rezente Seismizität sinistrale Transpression (K ₃); Harnische, Gesteinsmehl Kataklyse mit Pseudotachylitbildung (2. Generation; K ₂) M_{4b} niedrigstgradige Metamorphose; Sericitneusprossung Kataklyse mit Bildung von Pseudo- tachyliten (1. Generation; K ₁) und Ultrakataklasiten |
| Oligozän <i>alpidische Orogenese</i> | Intrusion der Tonalit-, Malchit- und Andesit- gänge in das Gailtal- kristallin (Eozän bis Miozän, 42-18 Ma) | | M_{4a} niedrigstgradige Metamorphose (Autometamorphose des Tonalits): Lawsonit-Pumpellyit-Fazies (200-250° C; SASSI & ZANFERRARI, 1973) | D_{3b} Reaktivierung des Periadriatischen Lineamentes: reine Scherung der Tonalitkörper |
| Oberkreide (?Gosau) <i>?eoalpidische Orogenese</i> | Tonalit-Magmenbildung (Inselbogen-I-Typ) | | M₃ Anchimetamorphose der Drauzug- Basisserien und niedriggradige Diaphthorese (Hp, LT) | D_{3a} Kompression und Vertikalstellung des Gailtalkristallins mit Ausbildung der Foliation S ₃ und Faltung F ₃ ; Faltung des Drauzuges |
| Unterkreide bis Trias | | Drauzug-Mesozoikum (Skyth bis Cenoman) | | |
| Trias bis Oberperm | Intrusion der Grano- diorite (Perm bis Trias, 220-291 Ma) | Grödener Sandstein (Permoskyth) | | |
| Unterperm | Ablagerung des Quarz- porphyrs | | | |
| ?Perm bis Karbon <i>variszische Orogenese</i> | | | M₂ niedriggradige syn- bis post- kinematische Diaphthorese | D₂ mylonitische Scherbandfoliation S ₂ und Faltung F ₂ ; Deckentektonik oder transpressive Schertektonik; Anlage des Periadriatischen Lineamentes |
| Karbon bis Oberdevon (?) oder ?Ober- ordovicium <i>variszische oder ?panafrikanische Orogenese</i> | | | M₁ prograde mittelgradige Hauptmetamorphose (Lp, HT): Amphibolitfazies (Almandin-Stauro- lith-Subfazies; WINKLER, 1979) | D₁ Foliation S ₁ und Faltung F ₁ (wahrscheinlich) |
| Mitteldevon bis Silur (?Kambrium) | mafischer Magmatismus | flyschoide Sedi- mentation mariner Siliciklastika | | |

○ Prehnit + ?Pumpellyit + Laumontit + Chlorit + Epidot/
Klinozoisit + Calcit ± ?Lawsonit ± Quarz.

An der Grenze zur niedrigstgradigen Metamorphose
entstanden, nach Abnahme der p-T-Bedingungen auf 345
bis 370±20°C und 2.5 bis 7 kb, aus dem bis dahin stabilen
Epidot/Klinozoisit Pumpellyit (NITSCH, 1971) und/oder
Lawsonit. Die obere Stabilitätsgrenze von Prehnit liegt bei

400±10°C und 3 bis 5 kb (LIU, 1971a), von Lawsonit bei
345±10°C und 4 kb bis zu 430±10°C und 10 kb (NITSCH,
1974). Laumontit als Umwandlungsprodukt aus Pumpel-
lyit und/oder Prehnit, ist unterhalb 297±5°C und 3 kb bzw.
255±5°C und 1 kb stabil (LIU, 1971b).

Im Anschluß an die Autometamorphose konnte noch ein
weiteres schwaches niedrigstgradiges Ereignis M_{4b} erfaßt

werden. Dieses thermische Ereignis liegt zeitlich zwischen den Kataklysephasen K_1 und K_2 , welche mit der Bildung von Pseudotachyliten in Verbindung zu bringen sind, und den jungen Kataklysephasen K_3 und K_4 . Die Metamorphose M_{4b} fand in geringer Krustentiefe (<10 km) statt. Sie bewirkt eine Sericitneusprossung, die sich an einem zu diesem Zeitpunkt wirksamen koaxialen Spannungsfeld orientiert (siehe auch Kap. 7.5).

2.6.5. Zusammenfassung

Es werden vier Bereiche unterschiedlicher tektonometamorpher Geschichte beschrieben. Mindestens ein progrades Metamorphoseereignis M_1 unter niedriggradigen (*almandine low grade*) oder mittelgradigen Bedingungen (*medium grade*), abhängig von der tektonischen Einheit, und mindestens zwei Diaphthoresen (M_2, M_3) erfaßten alle Gesteine des Gailtalkristallins. Extreme Mylonitisierung und Kataklyse sind vorherrschend, besonders nahe dem Periadriatischen Lineament und der Drauzug-Südrandstörung. Die Mylonitisierung kulminiert zusätzlich in der Phyllonitzone (Zone 2) und an intrakristallinen Scherzonen.

Über den Zeitpunkt der frühen Metamorphose- und Deformationsphasen liegen keine gesicherten Erkenntnisse vor. Bei M_1 kann es sich um ein frühvariszisches (Karbon bis Oberdevon), aber auch um ein panafrikanisches Ereignis handeln (Oberordovizium). In letzterem Fall verlagert sich auch der hypothetische Zeitraum für die flyschoiden Sedimentation mariner Siliciklastika vom Devon bis Silur in das Präoberordovizium. Die Metamorphose M_2 steht wahrscheinlich mit der variszischen Deckenstapelung und der Anlage des Periadriatischen Lineamentes in Zusammenhang (?Perm bis Karbon). M_3 ist möglicherweise ein eoalpidisches Ereignis (Oberkreide, ?Gosau) und hat ihre Ursache in einer Kompression des Gailtalkristallins und Drauzuges.

Die Intrusion der Tonalite im Oligozän stellt im Untersuchungsgebiet die einzige zuverlässige Zeitmarke dar (siehe Kap. 6.2.4.), auf die sämtliche anderen Metamorphose- und Deformationsereignisse zu beziehen sind. Nach der Intrusion erfolgt die retrograde Metamorphose (Autometamorphose, M_{4a}) der Tonalite unter niedriggradigen Bedingungen (*very-low grade*). Danach verlagert sich

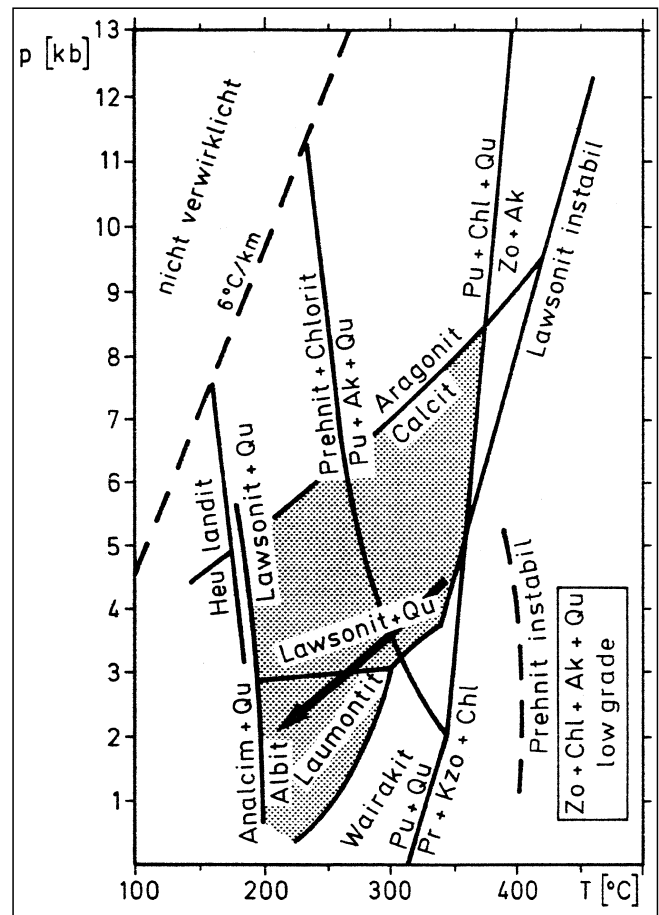


Abb. 26. P-T-Pfad für die niedrigstgradige Metamorphose der Tonalite (die Gleichgewichtsreaktionen der Mineralphasen sind aus WINKLER, 1979). P-T path for the very-low-grade metamorphism of the tonalite bodies (equilibrium conditions for mineral reactions from WINKLER, 1979).

das Deformationsregime von duktiler zu spröder Verformung. Die postoligozäne extreme Kataklyse wird von einem weiteren niedrigstgradigen Metamorphoseereignis (M_{4b}) unterbrochen, dessen Anzeichen auf einen Teil der friktionell entstandenen Pseudotachylite beschränkt bleiben.

3. Tektonische Großstrukturen

Die in diesem Kapitel beschriebenen strukturellen Phänomene wurden im tieferen Krustenstockwerk, während der duktilen bis semiduktilen Deformation der paläozoischen Gesteine, ausgebildet. Auf die grundlegende petrographische Unterteilung des Gailtalkristallins in vier tektonische Großeinheiten wurde ausführlich in Kap. 2.2. eingegangen. Diese Unterteilung ist als Ergebnis einer variszischen Deckentektonik zu sehen (HEINISCH, 1987). Die zeitliche Einordnung der Deformationsphasen und des damit in Zusammenhang stehenden tektonischen Inventars wurde in Kap. 2.6. näher behandelt.

3.1. Methodik

3.1.1. Verarbeitung der tektonischen Meßwerte

Mit dem Gefügeprogramm GEFPR10 (WALLBRECHER, 1986) wurden die penetrative Schieferung und verschie-

dene Lineationen dargestellt und statistische Parameter, wie Schwerpunktfläche bzw. Schwerpunktvektor, Vertrauenskegel, sphärischer Öffnungsgrad, Regelungsgrad und Konzentrationsparameter, berechnet.

Für die Bearbeitung polymodaler Verteilungen (z.B. Kluffflächen, S-C-Strukturen) standen zwei Auswerteverfahren als FORTRAN-Programme zur Disposition.

Bei dem Isolinienprogramm ISO1 handelt es sich um eine PC-Version des FORTRAN-Programmes GELI von KRÜCKEBERG (1968), erstellt von E. WALLBRECHER und W. UNZOG (Universität Graz). Die Isolinienabstufung wird automatisch als Vielfaches der Besetzungsdichte bei angenommener Zufallsverteilung (*multiples of random distribution*; MRD) einer gegebenen Datenmenge im $2 \log$ vorgenommen. Als Ergebnis erhält man Maxima mit jedoch ungeprüften Modalwerten. Es ist keine Aussage über eine signifikante Trennung der Maxima möglich. Mit ISO1 wur-

den auch Quarz-*c*- und Quarz-*a*-Achsenregelungen verarbeitet (siehe Kap. 4.2.)

Bei CLODAT4 (*clustering of orientation data*) von WALLBRECHER (1978) wird eine Prüfung auf signifikante Trennung durchgeführt. Es handelt sich bei dieser Clusteranalyse um ein Datenreduktionsverfahren, mit dem diskrete Besetzungsmaxima oder Großkreisregelungen herausgearbeitet werden können und damit die Interpretation der Meßwertverteilungen erleichtert wird. Die getrennten Gruppen werden durch Kleinkreise aus sphärischem Öffnungsgrad und Vertrauenskegel um ihre Vektorschwerpunkte für eine definierte Aussagesicherheit repräsentiert, und es werden zu jedem Cluster die Eigenwerte und Eigenvektoren berechnet.

Folgendes Prinzip liegt CLODAT4 zugrunde: Es werden die Winkelabstände zwischen allen Vektoren einer Meßreihe und einem vorher festgelegten Grenzwinkel τ verglichen. Die Kreise um die Projektionen der Daten haben diesen Grenzwinkel als Durchmesser. Die Daten, deren Kreise sich berühren bzw. überschneiden, werden zu einem Cluster zusammengefaßt. Isolierte Werte werden eliminiert. Der Testwinkel τ wird nach jedem Rechengang sukzessive verkleinert (z.B. halbiert), und man erhält immer höhere Signifikanzniveaus mit immer engeren Clustern. Ebenfalls nach jedem Rechengang wird der Test auf signifikante Trennung durchgeführt. Ist die Trennung nicht signifikant, werden die Cluster im nächsten Rechengang zu einer Obergruppe zusammengefaßt und die statistischen Parameter neu berechnet. Dieses Verfahren ist nur für eine sphärische Normalverteilung (FISHER-Verteilung) anwendbar. Für eine ausführliche statistische Betrachtung wird auf WALLBRECHER (1978, 1986) verwiesen.

3.1.2. Definition der richtungsstatistischen Parameter

Hier sollen kurz die relevanten statistischen Maßzahlen erklärt werden, wie sie mit den PC-Programmen von E. WALLBRECHER und W. UNZOG berechnet und dargestellt wurden. Eine umfassende Darstellung erfolgte in den Arbeiten von WALLBRECHER (1979, 1986). Einzelne Parameter sind auch bei der Beurteilung der Quarz-*c*-Achsenregelung von Bedeutung.

Der prozentuale Regelungsgrad $R\%$ ist ein Maß für die Tropie eines Gefüges. $R\% = 0\%$ entspricht einer Gleichverteilung (*uniform distribution*) der Gefügeelemente, $R\% = 100\%$ einem exakten Parallelgefüge. Die Berechnung erfolgt nach

$$R\% = \frac{\pi \bar{R} - 2}{\pi - 2} \cdot 100 \quad (3.1)$$

mit \bar{R} als normiertem Summenvektor.

Der Konzentrationsparameter k der sphärischen Normalverteilung (FISHER-Verteilung) wird durch den sphärischen Öffnungsgrad dargestellt. Der Schätzwert kann iterativ nach der Beziehung

$$\hat{k} = \frac{n-1}{n-|\bar{R}|} \quad (3.2)$$

mit R als Summenvektor bestimmt werden.

Der Schwerpunktvektor S (*center of gravity*; bei Flächendaten Schwerpunktfäche) entspricht dem arithmetischen Mittel der linearen Statistik. Die Richtung des Schwerpunktvektors läßt sich nur abschätzen. Der Vertrauenskegel (*cone of confidence*) ist ein Maß für die Sicherheit des geschätzten Vektorschwerpunktes, dargestellt

als Kleinkreis um den Summenvektor mit dem Öffnungswinkel des Kegels ϑ . Die Überschreitungswahrscheinlichkeit P wird von FISHER (1953) mit

$$P = \left(\frac{n - |\bar{R}|}{n - |\bar{R}| \cos \vartheta} \right)^{n-1} \quad (3.3)$$

angegeben. Der Vertrauenskegel muß immer kleiner als der sphärische Öffnungsgrad sein. Außerdem soll er erst bei $\hat{k} \geq 4$ berechnet werden, da unterhalb dieses Schwellenwertes entweder keine sphärische Normalverteilung vorliegt oder der Stichprobenumfang zu gering ist. Für die dargestellten Daten wurde einheitlich eine Aussagesicherheit (Vertrauensintervall) von 95 % ($P = 0.05$) gewählt.

Der sphärische Öffnungsgrad ω (*spherical aperture*) ist die graphische Darstellung des Konzentrationsparameters (Kleinkreis um den Mittelwert). Er ist das Analogon zur Standardabweichung der Merkmalsstatistik. Je größer \hat{k} wird, desto kleiner wird der Öffnungswinkel ω :

$$\omega = \arcsin \sqrt{2 \cdot \frac{1-n^{-1}}{\hat{k}}} \quad (3.4)$$

Der sphärische Öffnungsgrad ist für Cluster- und Kleinkreisverteilungen, nicht jedoch für Großkreisverteilungen (Gürtelverteilungen; DIMROTH-WATSON-Verteilung) anwendbar. Für letztere findet der zirkulare Öffnungsgrad (*circular aperture*) β Anwendung:

$$\beta = 2 \arcsin \sqrt{2 \lambda_2} \quad (3.5)$$

Eigenwerte (*eigenvalues*) und Eigenvektoren (*eigenvectors*) können mit den Trägheitsmomenten verglichen werden. Der Eigenvektor λ_1 entspricht der Achse mit dem maximalen Trägheitsmoment, λ_3 der Achse mit dem minimalen Trägheitsmoment, λ_2 ist orthogonal zu beiden. Die Eigenwerte stellen die Achsenabschnitte des zugehörigen Orientierungsellipsoides dar. Auf der Basis des normierten Orientierungstensors ist die Summe der Eigenwerte 1. Aus Tab. 8 wird für eine Auswahl möglicher Verteilungen die Beziehung zur Form des Orientierungsellipsoides und zu Eigenvektoren sowie Eigenwerten deutlich.

Zur Beurteilung von Gefügediagrammen werden Großkreisregelung $G_{1\%}$ und Kleinkreisregelung $k\%$ herangezogen. $k\%$ ist ein Maß für die Realisierung einer idealen radialsymmetrischen unimodalen Verteilung oder einer Kleinkreisverteilung, $G_{1\%}$ eine Maß für die Realisierung einer idealen Großkreisgleichverteilung (WALLBRECHER, 1986):

$$k\% = \frac{\lambda_1}{\lambda_2} \cdot 100 \quad (3.6)$$

$$G_{1\%} = 2 (\bar{\lambda}_2 - \bar{\lambda}_1) \cdot 100 \quad (3.7)$$

Mit diesen Maßzahlen können ähnliche Verteilungen, besonders Übergänge zwischen Cluster- und Gürtelverteilungen quantitativ erfaßt werden. Bei $G_{1\%} = 100\%$ handelt es sich um eine ideale Großkreisgleichverteilung, bei $G_{1\%} > 50\%$ um Teilgroßkreise und bei $G_{1\%} < 50\%$ liegt keine Gürtelverteilung mehr vor. Ein graphisches Verfahren zur Trennung von Cluster- und Gürtelverteilungen in einem logarithmischen FLINN-Diagramm wurde von WOODCOCK (1977) eingeführt (Abb. 27).

Im Gegensatz zum $G_{1\%}$ -Maß spielt bei der Zylindrizität $G_{2\%}$ weniger die vollständige Belegung eines Großkreises

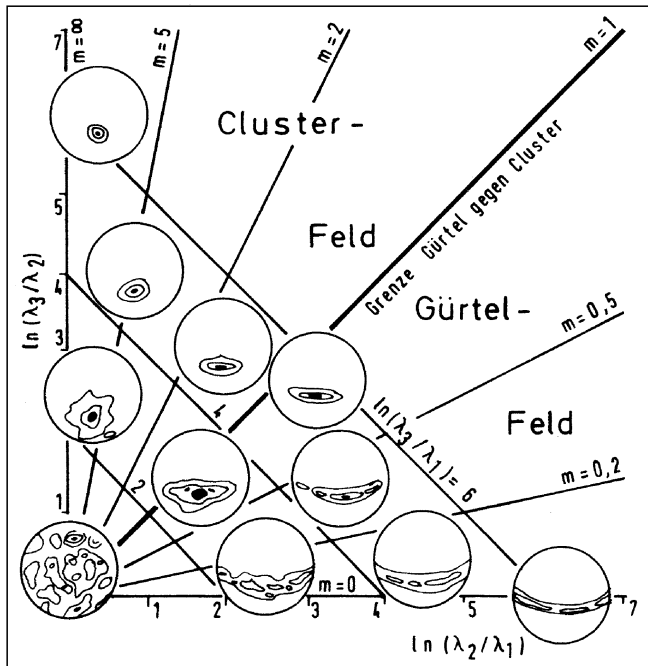


Abb. 27. Logarithmische FLINN-Darstellung der Verhältnisse normalisierter Eigenwerte λ_1 , λ_2 und λ_3 mit Beispielen für idealisierte Verteilungsformen an verschiedenen Positionen im Diagramm (nach Woodcock, 1977). Logarithmic FLINN plot of normalized eigenvalues λ_1 , λ_2 , and λ_3 with examples of idealized fabric shapes in different parts of the graph (after Woodcock, 1977).

eine Rolle, sondern $G_{2\%}$ ist vielmehr ein Maß für die Realisierung einer ebenen zirkularen Verteilung (WALLBRECHER, 1986):

$$G_{2\%} = \arctan \frac{\ln(\bar{\lambda}_2/\bar{\lambda}_1)}{\ln(\bar{\lambda}_3/\bar{\lambda}_2)} \quad (3.8)$$

Hier wurde $G_{2\%}$ dem prozentualen Regelungsgrad $R_{\%}$ gegenübergestellt. Bei diesem $R_{\%}$ - $G_{2\%}$ -Diagramm handelt es sich um eine linearstatistische Darstellung, die nur bei Normalverteilung der Richtungsdaten anwendbar ist (siehe Kap. 3.2.1., Abb. 30).

3.2. Gefügeelemente

Um die tektonische Situation im Arbeitsgebiet zu umreißen, wurde in einer Reihe von Meßpunkten entlang des

Periadriatischen Lineamentes und der Drauzug-Südrandstörung, aber auch innerhalb des Gailtalkristallins das Gefügeinventar aufgenommen (Abb. 28). Um vertikale Änderungen zu erfassen, wurde ein Kristallinprofil entlang des Pallaser Baches und Archerlebaches exemplarisch ergänzt (Abb. 29). Die Richtungsstatistik und Verteilung aller in den Diagrammen verwendeten makroskopischen Strukturelemente mit einer Aussagesicherheit von 95 % sind in Tab. 9 für das gesamte Untersuchungsgebiet und in Tab. 10 für das Kristallinprofil zusammengefaßt.

Das Periadriatische Lineament bzw. das gesamte Gailtalkristallin (Periadriatische Lineament sensu lato) ist charakterisiert durch subparallele, vertikale Störungen und systematisch angeordnete Bündel von Auf- und Abschiebungen, wie sie für große Transformstörungen weltweit typisch sind. Die detaillierte geologische Feldaufnahme am Südrand der Lienzer Dolomiten und am Nordrand der Karnischen Alpen bestätigte, daß die Störungszone durch zwei WNW-ESE streichende, spröde Vertikalstörungen (Drauzug-Südrandstörung und Periadriatisches Lineament sensu stricto) markiert ist, die das zentral gelegene kristalline paläozoische Grundgebirge vom überlagernden Permomesozoikum des Drauzuges und vom südalpinen Paläozoikum der Karnischen Alpen trennen. Die früheren duktilen Bewegungen erstrecken sich auf das gesamte Gailtalkristallin, während die Spröddeformation weitgehend, jedoch ohne absolute räumliche Trennung, auf die Randzonen beschränkt ist (siehe Kap. 5.).

Lokal verzweigen sich beide Störungen und die steilen Aufschiebungen gehen, besonders am Periadriatischen Lineament sensu stricto, an der Oberfläche in flache Überschiebungen über, auf denen paläozoische Sedimente subrezent über kurze Distanz auf das Gailtalkristallin gravitativ gleiten. Das Gailtalkristallin zwischen den beiden Hauptstörungen ist um nahezu vertikale Achsen isoklinal gefaltet. Die Falten sind parallel zu den Achsenebenen durchgeschert, was auf die duktile Deformation des kristallinen Grundgebirges entlang engständiger Scherflächen zurückgeht und durch die Spröddeformation noch verstärkt wurde. Im Drauzug-Permomesozoikum führte diese Einengung lediglich zu einem WNW-ESE streichenden offenen Faltenbau, der sich zur Drauzug-Südrandstörung verengt und auch durchgeschert ist.

Obwohl Horizontalverschiebungen vorherrschten, trat lokal, als Folge der Kompression zwischen zwei konvergent und lateral sich bewegenden Krustenblöcken, eine

Tabelle 8. Beziehungen zwischen Verteilungsform, Form des Orientierungsellipsoides, Eigenwerten und Eigenvektoren (aus WALLBRECHER, 1986). Interrelationships between distribution shape, shape of the orientation ellipsoid, eigenvalues, and eigenvectors (from WALLBRECHER, 1986).

| Verteilungsform | Ellipsoid | Eigenwerte | Eigenvektoren |
|--------------------------------|--------------------------------|--|---|
| Gleichverteilung (isotrop) | Kugel | $\bar{\lambda}_1 = \bar{\lambda}_2 = \bar{\lambda}_3 = \frac{1}{3}$ | nicht definiert |
| Clusterverteilung | prolates Rotationsellipsoid | $\bar{\lambda}_1 = \bar{\lambda}_2 = 0; \bar{\lambda}_3 = 1$ | $\bar{\lambda}_3$ im Zentrum des Clusters; $\bar{\lambda}_1$ und $\bar{\lambda}_2$ nicht definiert |
| Gürtelverteilung | oblates Rotationsellipsoid | $\bar{\lambda}_1 = 0; \bar{\lambda}_2 = \bar{\lambda}_3 = \frac{1}{2}$ | $\bar{\lambda}_1$ ist die Faltenachse; $\bar{\lambda}_2$ und $\bar{\lambda}_3$ sind nicht definiert |
| 2-Cluster-Verteilung (bimodal) | dreiaxsiges Rotationsellipsoid | $\bar{\lambda}_1 \neq \bar{\lambda}_2 \neq \bar{\lambda}_3$ | $\bar{\lambda}_2$ und $\bar{\lambda}_3$ auf dem Großkreis durch beide Cluster; $\bar{\lambda}_1$ im π -Pol dieses Großkreises |

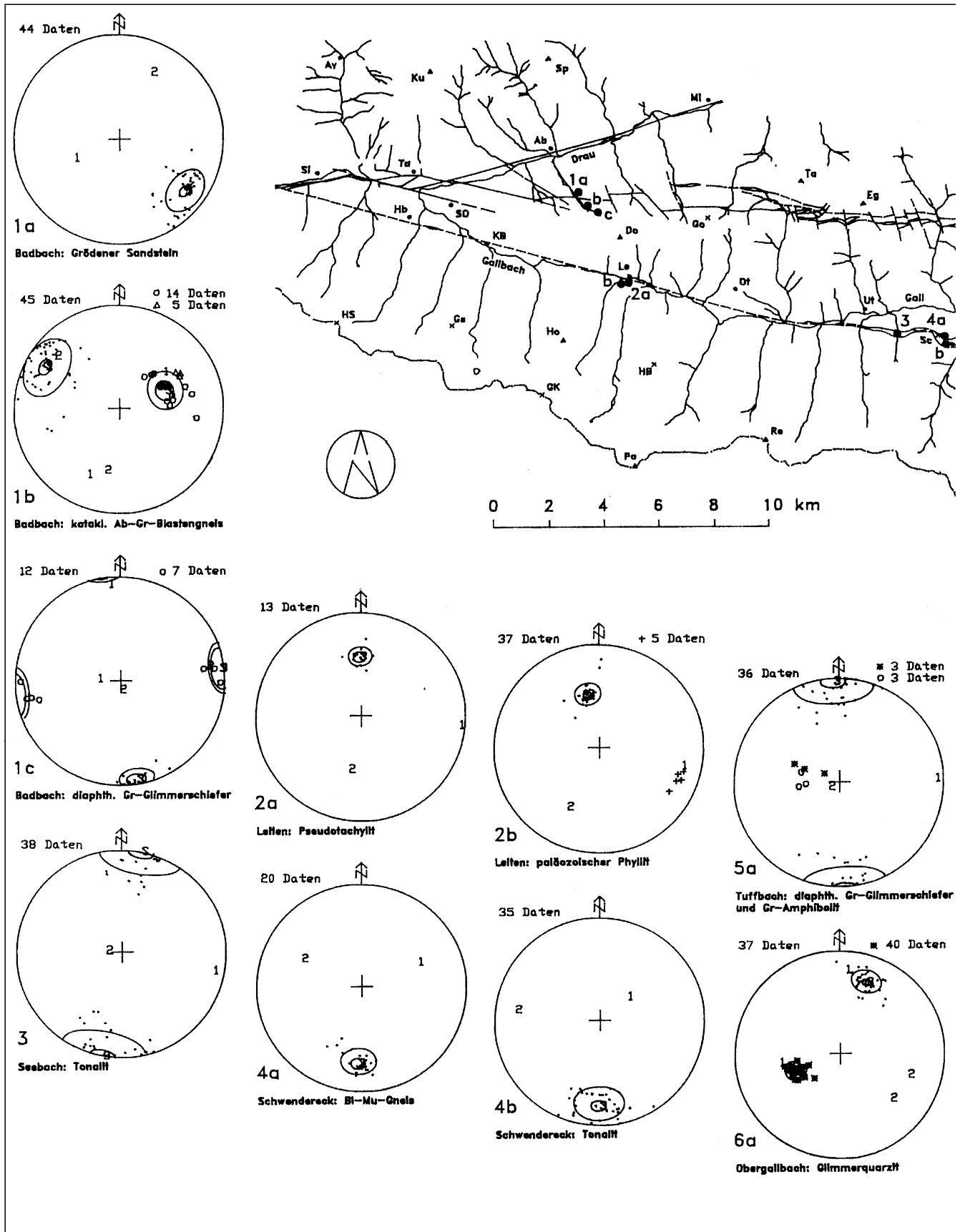
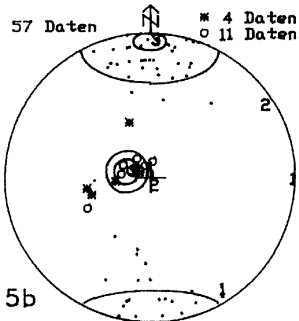
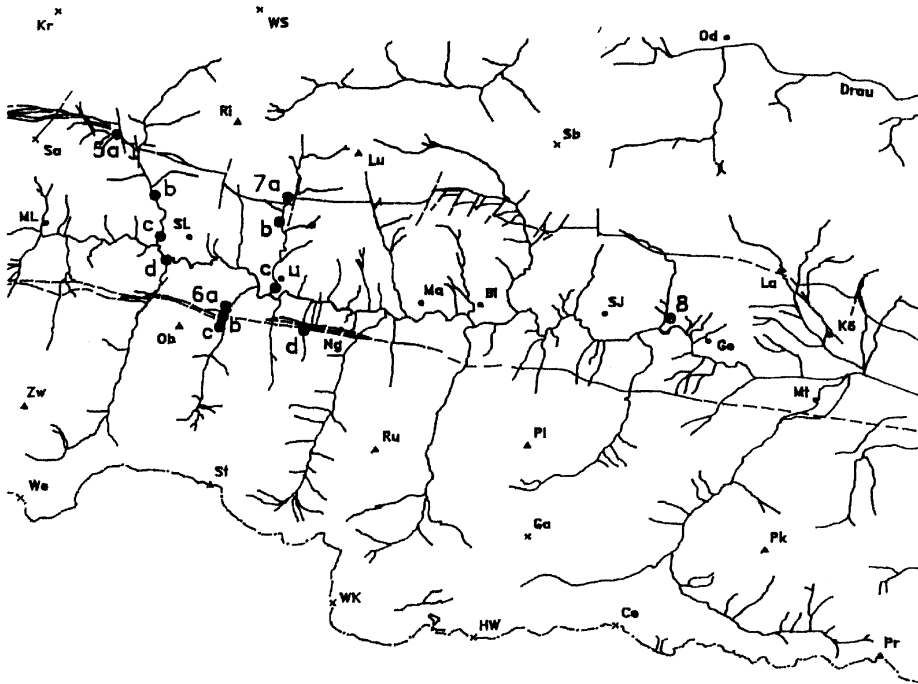
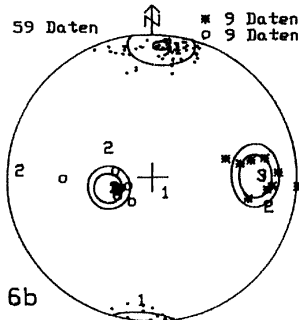


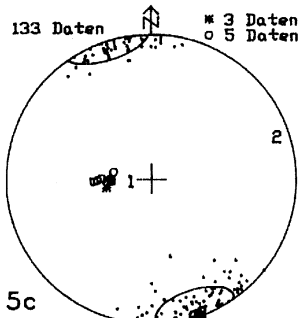
Abb. 28.
Orientierung der Strukturelemente im Gailltalkristallin, am Periadriatischen Lineament und an der Drauzug-Südrandstörung (Lienzer Dolomiten, Kärnten/Osttirol): mylonitische Schieferung, sedimentäre Schichtung und begleitende Lineationen und Faltenachsen im SCHMIDT-Netz (untere Lagenkugelprojektion). Die Abkürzungen in der Ortsübersicht sind Abb. 6 zu entnehmen.
Orientation of structural elements within the Gailltal metamorphic basement, at the Periadriatic Lineament and Drauzug Southern Fault (Lienz Dolomites, Carinthia/Eastern Tyrol): mylonitic foliation, sedimentary bedding, and accompanying lineations and fold axes (equal-area projection, lower hemisphere). For abbreviations in the location map see Fig. 6.



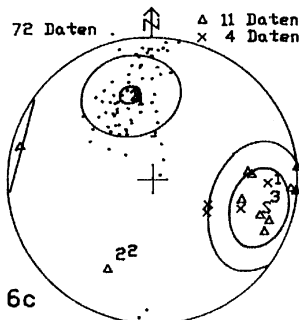
5b Radeburger Bach: quarzifischer Gneis und Sta-Gr-Ab-Blastengneis



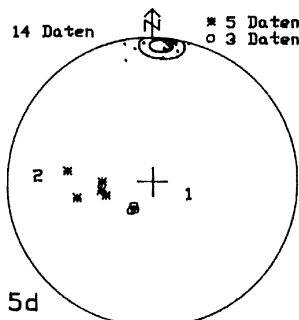
6b Obergallbach: katakl. Gneis und Phyllit



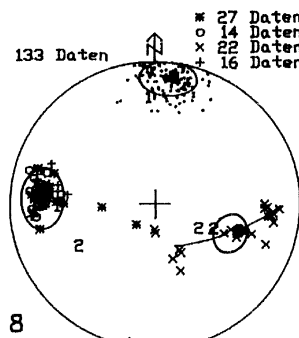
5c Radeburger Bach: Ab-Blastengneis und Gr-Mu-BI-Gneis



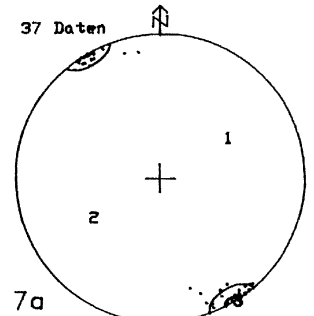
6c Obergallbach: paläozoischer Phyllit und Quarzit



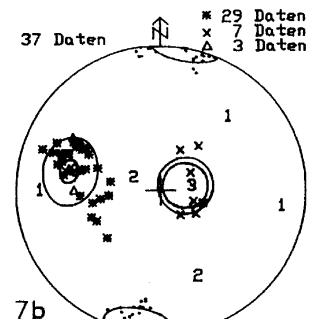
5d Frohnbach: katakl. Ab-Gr-Blastengneis



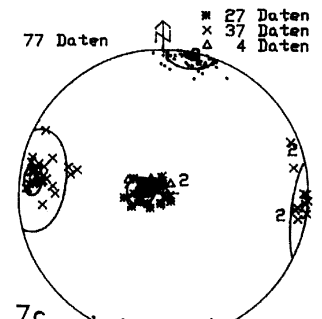
8 Strajacher Graben: Kf-Augengneis



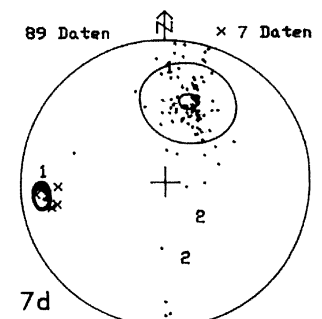
7a Pallaser Bach: Grödenner Sandstein



7b Pallaser Bach: diaphth. Gr-Glimmerschiefer



7c Pallaser Bach: Gr-Glimmerschiefer, Gr-Gneis und Glimmerquarzit



7d Archerlebach: paläozoischer Phyllit

- Schieferung bzw. sedimentäre Schichtung
- * Mineralstreckungslineation
- + Verschneldungslineation
- o Faltenachse (Isoklinalfalte, offene Falte)
- x Faltenachse (Knickfalte)
- Δ Stabquarz-Längsachse

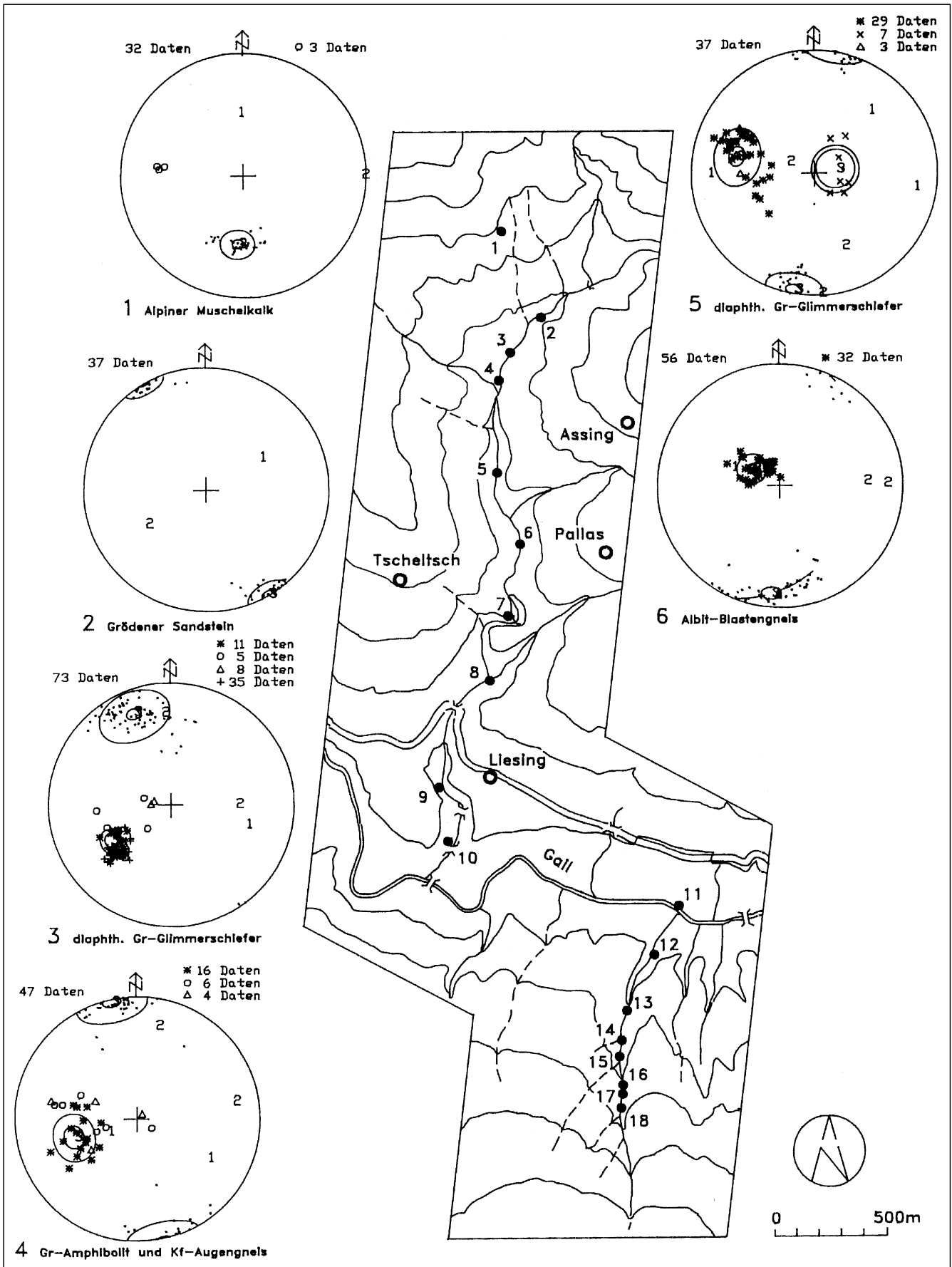


Abb. 29.
 Orientierung der Strukturelemente im Gailltalkristallin, am Periadriatischen Lineament und an der Drauzug-Südrandstörung entlang des Pallaser Baches und Archerlebaches (Lienzer Dolomiten, Kärnten/Österreich).
 Mylonitische Foliation, sedimentäre Schichtung und begleitende Lineationen und Faltenachsen im SCHMIDT-Netz (untere Lagenkugelprojektion).
 Orientation of structural elements within the Gailltal metamorphic basement, at the Periadriatic Lineament and Drau Range Southern Fault along the Pallaser Bach and Archerlebach (Lienz Dolomites, Carinthia/Austria).
 Mylonitic foliation, sedimentary bedding, and accompanying lineations and fold axes (equal-area projection, lower hemisphere).

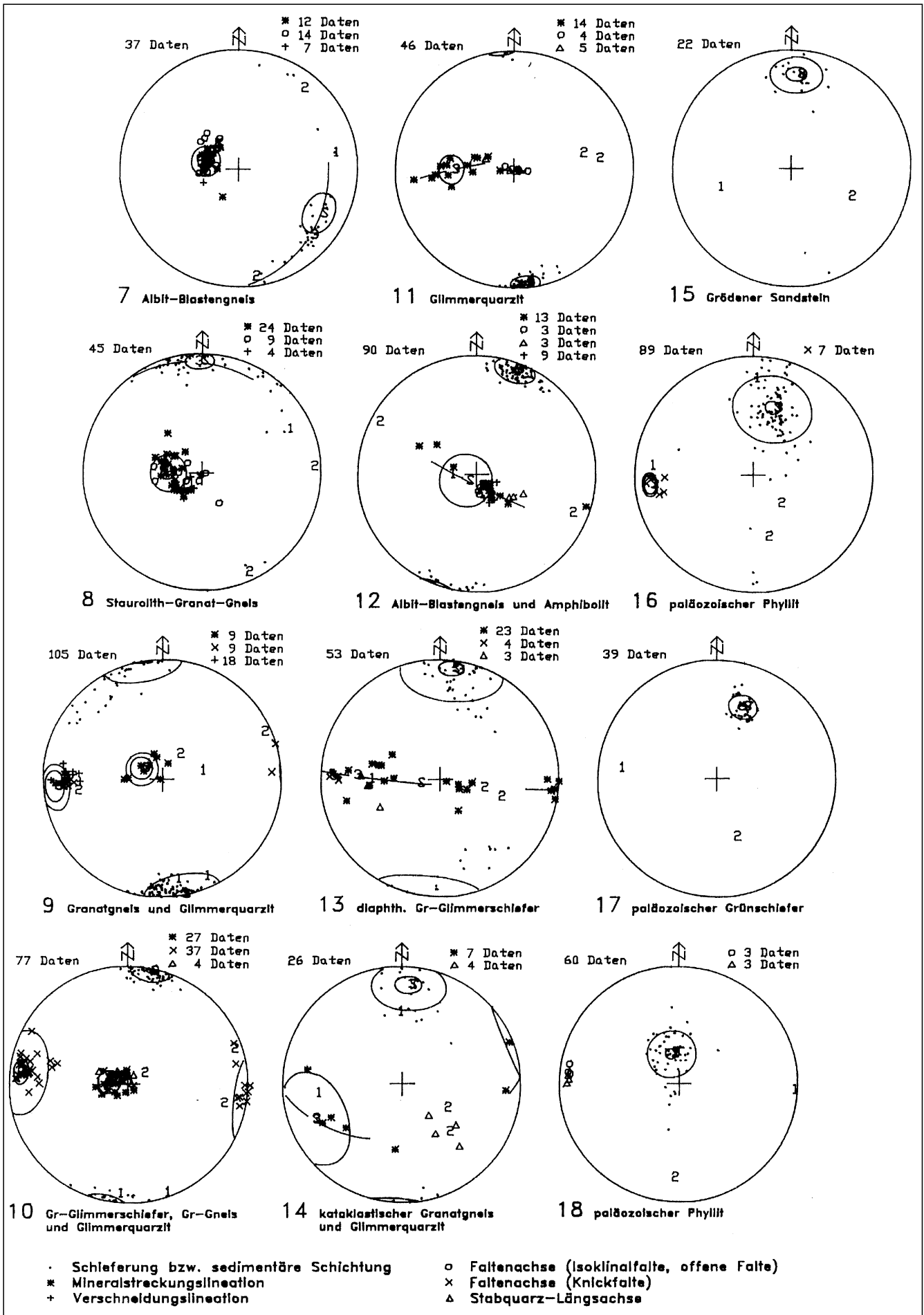


Tabelle 9.

Richtungsstatistik und Verteilung der makroskopischen Strukturelemente im gesamten Untersuchungsgebiet.

Vector statistics and distribution of the macroscopic structural elements in the entire research area.

| Meßbereich (inkl. tektonischer Einheit und Strukturelement) | n | R _% | k | ϑ [°] | ω [°] | β [°] | S̄ | Eigenwerte | | | Eigenvektoren | | | Verteilung | | |
|---|------|----------------|------|----------|----------|----------|--------|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|----------------|--|
| | | | | | | | | λ̄ ₁ | λ̄ ₂ | λ̄ ₃ | λ̄ ₁ | λ̄ ₂ | λ̄ ₃ | G _{2%} | k _% | |
| Lesachtal, allgemein | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 1a BA 1480 m DPM SS | 44 | 93.0 | 28.0 | 4.1 | 15.3 | | 308/69 | 0.023 | 0.044 | 0.932 | 248/52 | 25/30 | 128/21 | 14 | 52 | |
| 1b BA 1560-1600 m DS S | 45 | 88.1 | 16.4 | 5.4 | 20.2 | | 120/70 | 0.046 | 0.065 | 0.889 | 50/44 | 194/40 | 301/19 | 8 | 71 | |
| | | | | | | | 68/51 | 0.009 | 0.051 | 0.940 | 206/31 | 310/21 | 68/51 | 35 | 17 | |
| 1c BA 1610 m DS S | 12 | 96.9 | 58.8 | 5.7 | 10.2 | | 351/85 | 0.005 | 0.026 | 0.970 | 278/72 | 80/18 | 171/05 | 28 | 19 | |
| | | | | | | | 83/03 | 0.006 | 0.056 | 0.938 | 353/07 | 192/83 | 83/02 | 43 | 11 | |
| 2a LE 1435 m PL S | 13 | 97.9 | 85.8 | 4.5 | 8.4 | | 179/48 | 0.008 | 0.013 | 0.979 | 95/07 | 194/47 | 359/42 | 8 | 58 | |
| 2b LE 1445 m SAP SS | 37 | 97.3 | 72.0 | 2.8 | 9.5 | | 168/44 | 0.005 | 0.021 | 0.974 | 102/2 | 209/36 | 348/46 | 24 | 22 | |
| 3 SE 1337-1368 m PL S | 38 | 83.9 | 12.1 | 7.0 | 23.6 | | 191/90 | 0.047 | 0.102 | 0.851 | 101/13 | 282/77 | 191/00 | 22 | 46 | |
| 4a SC 1463 m GK S | 20 | 95.7 | 44.5 | 5.0 | 11.9 | | 3/62 | 0.008 | 0.033 | 0.958 | 65/41 | 296/36 | 183/28 | 25 | 25 | |
| 4b SC 1325-1430 m PL S | 35 | 92.2 | 25.0 | 5.0 | 16.2 | | 1/70 | 0.026 | 0.049 | 0.925 | 48/61 | 278/19 | 181/20 | 13 | 54 | |
| 5a TU 1300-1410 m GK S | 36 | 84.7 | 12.7 | 7.0 | 23.1 | | 177/87 | 0.042 | 0.101 | 0.857 | 88/09 | 249/81 | 357/03 | 24 | 42 | |
| 5b RA 1140-1225 m GK S | 57 | 76.5 | 8.4 | 6.9 | 29.0 | | 180/84 | 0.056 | 0.125 | 0.819 | 91/01 | 196/85 | 0/05 | 26 | 45 | |
| | | | | | | | 284/76 | 0.004 | 0.036 | 0.961 | 148/10 | 57/09 | 285/77 | 39 | 10 | |
| 5c RA 1045-1110 m GK S | 133 | 91.5 | 23.3 | 2.6 | 17.0 | | 342/87 | 0.027 | 0.055 | 0.918 | 263/76 | 71/14 | 162/03 | 16 | 49 | |
| 5d FR 1020 m GK S | 14 | 97.2 | 65.9 | 4.9 | 9.7 | | 184/84 | 0.005 | 0.022 | 0.972 | 111/71 | 273/18 | 4/06 | 23 | 24 | |
| 6a OB 1060 m GK S | 37 | 96.8 | 61.6 | 3.0 | 10.2 | | 200/63 | 0.010 | 0.021 | 0.969 | 63/41 | 132/37 | 20/27 | 12 | 49 | |
| | | | | | | | 250/51 | 0.005 | 0.010 | 0.985 | 4/19 | 107/33 | 250/51 | 11 | 45 | |
| 6b OB 1065-1070 m PL S | 59 | 93.8 | 31.7 | 3.3 | 14.4 | | 184/82 | 0.022 | 0.039 | 0.940 | 152/80 | 273/05 | 4/08 | 11 | 57 | |
| | | | | | | | 89/29 | 0.012 | 0.059 | 0.929 | 187/15 | 302/57 | 89/29 | 33 | 21 | |
| | | | | | | | 257/65 | 0.005 | 0.037 | 0.958 | 10/1 | 105/22 | 256/65 | 34 | 15 | |
| 6c OB 1080 m SAP S | 72 | 81.3 | 10.5 | 5.4 | 25.6 | | 166/52 | 0.032 | 0.139 | 0.829 | 90/18 | 200/46 | 345/39 | 44 | 23 | |
| | | | | | | | 105/24 | 0.044 | 0.128 | 0.828 | 349/42 | 207/41 | 99/20 | 33 | 34 | |
| 7a PA 1275 m DPM SS | 37 | 96.9 | 62.5 | 3.0 | 10.2 | | 330/89 | 0.014 | 0.017 | 0.970 | 58/48 | 241/42 | 150/01 | 3 | 81 | |
| 7b PA 1160-1185 m GK S | 37 | 94.1 | 32.7 | 4.2 | 14.1 | | 10/86 | 0.024 | 0.034 | 0.942 | 98/20 | 292/70 | 190/04 | 7 | 69 | |
| | | | | | | | 282/35 | 0.016 | 0.070 | 0.915 | 40/34 | 161/37 | 282/35 | 34 | 22 | |
| | | | | | | | 79/76 | 0.006 | 0.067 | 0.928 | 270/14 | 179/02 | 80/76 | 48 | 8 | |
| 7c PA 965 m GK S | 77 | 97.2 | 69.7 | 2.0 | 9.7 | | 191/87 | 0.010 | 0.018 | 0.972 | 273/67 | 102/23 | 11/03 | 9 | 57 | |
| | | | | | | | 277/77 | 0.007 | 0.012 | 0.981 | 162/05 | 71/11 | 277/77 | 7 | 60 | |
| | | | | | | | 277/10 | 0.018 | 0.090 | 0.892 | 186/09 | 44/79 | 277/07 | 39 | 20 | |
| 7d AR 1110 m SAP S | 117 | 74.2 | 7.7 | 5.0 | 30.5 | 74 | 192/58 | 0.031 | 0.180 | 0.789 | 272/14 | 163/52 | 12/34 | 55 | | |
| | | | | | | | 264/15 | 0.004 | 0.009 | 0.987 | 0/21 | 141/64 | 264/15 | 13 | 38 | |
| 8 ST 830 m GK S | 133 | 95.3 | 41.9 | 1.9 | 12.6 | | 186/78 | 0.018 | 0.028 | 0.954 | 269/30 | 116/57 | 6/12 | 7 | 66 | |
| | | | | | | | 273/22 | 0.008 | 0.047 | 0.945 | 8/12 | 125/65 | 273/21 | 34 | 17 | |
| | | | | | | | 277/17 | 0.009 | 0.012 | 0.979 | 26/47 | 174/38 | 277/17 | 3 | 80 | |
| | | | | | | | 112/44 | 0.011 | 0.159 | 0.830 | 354/26 | 243/36 | 110/43 | 65 | | |
| | | | | | | | 276/21 | 0.006 | 0.013 | 0.981 | 172/32 | 33/50 | 276/21 | 11 | 47 | |
| Gailltalkristallin, total | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Schieferungsflächen (S) | 1102 | 82.0 | 11.1 | 1.3 | 25.1 | | 179/86 | 0.052 | 0.109 | 0.839 | 259/66 | 91/24 | 359/04 | 22 | 47 | |
| Mineralstreckungslineare (L_m) | 299 | 77.9 | 9.0 | 2.9 | 28.0 | | 269/55 | 0.045 | 0.143 | 0.813 | 1/02 | 92/35 | 269/55 | 37 | 31 | |
| duktile Faltenachsen (F_d) | 84 | 76.8 | 8.5 | 5.6 | 28.8 | 72 | 274/63 | 0.030 | 0.173 | 0.797 | 7/01 | 97/25 | 274/65 | 54 | | |
| Knickfaltenachsen (F_k) | 72 | 63.2 | 5.4 | 8.0 | 37.4 | 79 | 274/04 | 0.027 | 0.203 | 0.770 | 6/13 | 197/76 | 96/02 | 63 | | |
| Stabquarzachsen (L_q) | 34 | 66.8 | 5.9 | 11.2 | 35.2 | | 243/69 | 0.073 | 0.214 | 0.713 | 9/12 | 103/18 | 247/68 | 46 | 34 | |
| Verschneidungslineare (L_s) | 89 | 74.7 | 7.8 | 5.8 | 30.2 | | 253/41 | 0.055 | 0.171 | 0.775 | 5/25 | 118/41 | 253/39 | 41 | 32 | |

doch beachtliche vertikale Hebung des rigiden kristallinen Grundgebirges auf. Die relative zeitliche Gliederung von Deformationsereignissen, wie sie in Kap. 2.2.1. vorgestellt wurde, basiert auf Überschneidungs- und Überlagerungseffekten.

Vorsicht ist jedoch geboten, da sich während progressiver nonkoaxialer Verformung Schieferungsflächen verschiedener Raumlage ausbilden können, die zwar zeitlich unmittelbar aufeinanderfolgen, mechanisch aber als ko-genetisch zu betrachten sind.

Mylonitzone sind durch abrupte und sehr große Verformungskontraste charakterisiert, die eine intensive, sich verzweigende Schieferung unterschiedlicher Größenordnung zur Folge haben. Progressive Scherung führt zur Veränderung der komplexen geometrischen Beziehungen zwischen Faltung, Mineralstreckungslineation und Foliation (BELL & HAMMOND, 1984).

3.2.1. Foliation

In den tektonischen Diagrammen wird die straffe Regelleitung des metamorphen Lagengefüges deutlich.

Die Gesteine des Untersuchungsgebietes zeigen einheitlich eine ausgeprägte penetrative Hauptfoliation S₂, die im Mittel exakt E-W streicht und deren Einfallen geringfügig um die Vertikalstellung pendelt. Die Hauptfoliation, aber auch die ehemalige sedimentäre Schichtung, weicht um 7° bis 12° von der Streichrichtung des Periadriatischen Lineamentes ab. Dies wird durch spitzwinklig auf das Periadriatische Lineament zulaufende lithologische Grenzen und durch das Einmünden der Phyllonitzone bestätigt (Kap. 2.2.1., Abb. 8).

Die Drauzug-Südrandstörung verläuft zwischen Leiten und Maria Luggau ebenfalls nahezu E-W, während einzelne Segmente an NW-SE- bzw. NE-SW-Brüchen versetzt

Tabelle 10.

Richtungsstatistik und Verteilung der makroskopischen Strukturelemente entlang des Pallaser Baches und Archerlebaches.
Vector statistics and distribution of the macroscopic structural elements along the Pallaser Bach and Archerlebach.

| Meßbereich (inkl. tektonischer Einheit und Strukturelement) | n | R _% | k | ϑ | ω | β | S̄ | Eigenwerte | | | Eigenvektoren | | | Verteilung | |
|---|----------------|----------------|-------|-------|------|------|--------|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|----------------|
| | | | | | | | | λ̄ ₁ | λ̄ ₂ | λ̄ ₃ | λ̄ ₁ | λ̄ ₂ | λ̄ ₃ | G _{2%} | k _% |
| 1 PA 1480 m DPM SS | 32 | 96.6 | 57.5 | 3.4 | 10.6 | | 5/47 | 0.005 | 0.028 | 0.967 | 355/47 | 90/05 | 185/43 | 30 | 16 |
| 2 PA 1275 m DPM SS | 37 | 96.9 | 62.5 | 3.0 | 10.2 | | 330/89 | 0.014 | 0.017 | 0.970 | 58/48 | 241/42 | 150/01 | 3 | 81 |
| 3 PA 1235 m GK S | 73 | 88.1 | 16.5 | 4.2 | 20.2 | | 158/69 | 0.020 | 0.077 | 0.902 | 233/37 | 90/47 | 338/19 | 32 | 26 |
| | L _m | 11 | 98.1 | 95.8 | 4.7 | 7.9 | 238/42 | 0.008 | 0.011 | 0.981 | 106/37 | 354/26 | 238/42 | 4 | 74 |
| | L _s | 35 | 97.9 | 92.6 | 2.5 | 8.3 | 232/38 | 0.004 | 0.016 | 0.979 | 128/18 | 18/47 | 232/38 | 20 | 27 |
| 4 PA 1220 m GK S | 47 | 91.0 | 21.8 | 4.6 | 17.5 | | 168/87 | 0.034 | 0.049 | 0.917 | 251/67 | 80/23 | 348/03 | 8 | 69 |
| | L _m | 16 | 93.2 | 27.6 | 7.2 | 15.1 | 254/45 | 0.022 | 0.044 | 0.934 | 120/35 | 11/24 | 254/45 | 14 | 50 |
| 5 PA 1160-1185 m GK S | 37 | 94.1 | 32.7 | 4.2 | 14.1 | | 10/86 | 0.024 | 0.034 | 0.942 | 98/20 | 292/70 | 190/04 | 7 | 69 |
| | L _m | 29 | 91.0 | 21.6 | 5.9 | 17.4 | 282/35 | 0.016 | 0.070 | 0.915 | 40/34 | 161/37 | 282/35 | 34 | 22 |
| | F _k | 7 | 92.6 | 23.0 | 12.9 | 15.8 | 79/76 | 0.006 | 0.067 | 0.928 | 270/14 | 179/02 | 80/76 | 48 | 8 |
| 6 PA 1105-1135 m GK S | 56 | 86.4 | 14.5 | 5.2 | 21.6 | 57 | 5/78 | 0.014 | 0.113 | 0.873 | 291/55 | 87/33 | 185/12 | 51 | |
| | L _m | 32 | 97.0 | 63.6 | 3.2 | 10.1 | 301/68 | 0.009 | 0.021 | 0.970 | 183/11 | 89/18 | 301/68 | 14 | 44 |
| 7 PA 1085 m GK S | 37 | 57.8 | 4.6 | 12.4 | 40.5 | 87 | 299/67 | 0.006 | 0.237 | 0.757 | 270/65 | 37/16 | 133/19 | 81 | |
| | L _m | 12 | 96.9 | 59.2 | 5.7 | 10.1 | 284/67 | 0.005 | 0.025 | 0.970 | 80/21 | 173/09 | 285/67 | 27 | 19 |
| | F _d | 14 | 96.8 | 58.2 | 5.3 | 10.3 | 288/63 | 0.006 | 0.026 | 0.968 | 97/27 | 189/05 | 288/63 | 26 | 21 |
| 8 PA 1025-1040 m GK S | 45 | 78.8 | 9.2 | 7.4 | 27.5 | 70 | 179/83 | 0.018 | 0.164 | 0.818 | 234/78 | 87/10 | 356/07 | 60 | |
| | L _m | 24 | 95.2 | 39.6 | 4.8 | 12.7 | 270/67 | 0.011 | 0.036 | 0.953 | 63/21 | 157/09 | 270/67 | 22 | 31 |
| | F _d | 9 | 91.5 | 20.9 | 11.5 | 16.9 | 265/74 | 0.012 | 0.069 | 0.919 | 21/07 | 113/15 | 266/74 | 38 | 17 |
| 9 PA 985 m GK S | 105 | 89.4 | 18.7 | 3.3 | 19.0 | | 350/89 | 0.012 | 0.085 | 0.903 | 78/64 | 262/26 | 171/02 | 44 | 14 |
| | L _m | 9 | 96.2 | 46.7 | 7.6 | 11.3 | 296/74 | 0.070 | 0.031 | 0.963 | 157/12 | 64/10 | 296/74 | 26 | 22 |
| | F _k | 9 | 95.4 | 38.7 | 8.4 | 12.4 | 266/11 | 0.005 | 0.040 | 0.955 | 172/16 | 29/70 | 266/11 | 38 | 12 |
| | L _d | 18 | 98.5 | 126.3 | 3.1 | 7.0 | 271/16 | 0.002 | 0.012 | 0.985 | 179/08 | 64/72 | 271/16 | 23 | 19 |
| 10 PA 965 m GK S | 77 | 97.2 | 69.7 | 2.0 | 9.7 | | 191/87 | 0.010 | 0.018 | 0.972 | 273/67 | 102/23 | 11/03 | 9 | 57 |
| | L _m | 27 | 98.1 | 100.6 | 2.8 | 8.0 | 277/77 | 0.007 | 0.012 | 0.981 | 162/05 | 71/11 | 277/77 | 7 | 60 |
| | F _k | 37 | 85.5 | 13.4 | 6.7 | 22.4 | 277/10 | 0.018 | 0.090 | 0.892 | 186/09 | 44/79 | 277/07 | 39 | 20 |
| 11 AR 920 m GK S | 46 | 98.3 | 114.1 | 2.0 | 7.5 | | 354/86 | 0.004 | 0.013 | 0.983 | 271/57 | 82/32 | 174/04 | 17 | 30 |
| | L _m | 14 | 90.3 | 19.1 | 9.3 | 18.2 | 49 | 270/46 | 0.007 | 0.085 | 0.908 | 172/08 | 75/43 | 270/46 | 52 |
| 12 AR 945-955 m GK S | 90 | 96.5 | 55.7 | 2.0 | 10.9 | | 200/83 | 0.012 | 0.022 | 0.965 | 270/71 | 113/18 | 20/07 | 10 | 55 |
| | L _m | 13 | 70.0 | 6.1 | 18.2 | 33.2 | 75 | 237/81 | 0.006 | 0.184 | 0.810 | 27/07 | 297/04 | 176/82 | 74 |
| 13 AR 980-1040 m GK S | 53 | 79.7 | 9.7 | 6.6 | 26.8 | | 186/82 | 0.029 | 0.147 | 0.824 | 270/40 | 108/48 | 8/09 | 48 | 19 |
| | L _m | 23 | 11.7 | 2.2 | | 113 | 262/74 | 0.015 | 0.349 | 0.636 | 5/03 | 101/62 | 273/28 | 88 | |
| 14 AR 1045-1065 m GK S | 26 | 87.5 | 15.4 | 7.5 | 20.7 | | 184/73 | 0.020 | 0.096 | 0.884 | 264/28 | 121/57 | 3/17 | 39 | 21 |
| | L _m | 7 | 70.5 | 5.8 | 27.4 | 32.9 | 82 | 248/20 | 0.037 | 0.217 | 0.747 | 356/39 | 138/45 | 249/20 | 61 |
| 15 AR 1065 m PL SS | 22 | 93.3 | 28.5 | 5.9 | 15.0 | | 183/68 | 0.018 | 0.046 | 0.936 | 255/36 | 117/46 | 3/22 | 19 | 39 |
| 16 AR 1110 m SAP S | 117 | 74.2 | 7.7 | 5.0 | 30.5 | 74 | 192/58 | 0.031 | 0.180 | 0.789 | 272/14 | 163/52 | 12/34 | 55 | |
| | F _k | 7 | 98.7 | 132.6 | 5.3 | 6.5 | 264/15 | 0.004 | 0.009 | 0.987 | 0/21 | 141/64 | 264/15 | 13 | 38 |
| 17 AR 1120 m SAP S | 39 | 97.6 | 80.6 | 2.6 | 8.9 | | 200/54 | 0.006 | 0.018 | 0.976 | 276/18 | 165/48 | 20/36 | 19 | 30 |
| 18 AR 1150 m SAP SS | 60 | 91.9 | 24.4 | 3.8 | 16.5 | | 166/21 | 0.020 | 0.055 | 0.925 | 93/06 | 185/21 | 347/68 | 21 | 37 |

werden. Besonders nahe des Drauzug-Westendes führen NW–SE bzw. NNW–SSE streichende Vertikalstörungen im Einflußbereich der Drauzug-Südrandstörung zu einer lokalen Verstellung der Hauptfoliation (z.B. im Badbach, Abb. 28, Diagr. 1a bis 1c).

Da jedoch auch entlang des Pallaser Baches (Abb. 28, Diagr. 2, 3 und 4) ein WSW–ENE- bzw. SW–NE-Streichen der subvertikalen Hauptfoliation zu beobachten ist, steht die abweichende Orientierung möglicherweise in Zusammenhang mit der duktilen Deformation.

Zwischen Maria Luggau und Liesing streicht die Drauzug-Südrandstörung dagegen WNW–ESE (107°), östlich Liesing wieder nahezu E–W (95°). Da auch die Diaphthoreszone am Nordrand des Gailtalkristallins eine ähnliche Orientierung aufweist, kann man davon ausgehen, daß die Drauzug-Südrandstörung zumindest während der Deformation D₃ und retrograden Metamorphose M₃ bereits eine ähnliche Raumlage aufwies.

Am Südrand des Gailtalkristallins, an den Südhängen des Lesachtales, wird die Hauptfoliation lokal auch durch gravitative Hanggleitungen beeinflusst. Diese Massenbewegungen (*landslides*) führten zu einer Verflachung des Hauptflächengefüges in den Hangbereichen des Lesachtales.

Wegen dieses verfälschenden Effektes wurde die tektonische Datenerhebung weitgehend auf die Aufschlüsse in Gräben beschränkt.

Sedimentäre Strukturen, wie gradierte Schichtung (*graded bedding*), Kreuzschichtung (*cross bedding*) etc., konnten innerhalb des kristallinen Grundgebirges nicht gefunden werden. Allerdings gibt der laterale und vertikale Wechsel in der Gesteinszusammensetzung einen Hinweis auf einen primär angelegten sedimentären Lagerbau. Dieser Lagerbau wird markiert durch mehr oder weniger mächtige Einschaltungen von Glimmerquarziten, Amphiboliten und Augengneisen innerhalb der monotonen Granatglimmerschiefer und Paragneise. Die Orientierung des vermuteten sedimentären Lagerbaues ist in guter Übereinstimmung mit dem überlagernden sekundären, penetrativen Hauptflächengefüge.

Dies ist typisch für Kristallinareale, deren primäre Schieferung S₁ während einer schräg zu S₁ orientierten Transpression gefaltet, extrem zerschert und einrotiert wurde (*transposed foliation*, S₂; HOBBS et al., 1976). Großräumig betrachtet, streicht die Hauptfoliation S₂ im Zentralbereich des Gailtalkristallins E–W und biegt nahe der Scherzonenengrenze (*shear-zone boundary*) am Südrand in die Streichrichtung des Periadriatischen Lineamentes sensu stricto ein. Die Orientierung bezüglich der Drauzug-Süd-

randstörung ist, wie bereits erwähnt, durch N-S gerichtete Vertikalbrüche schwierig erkennbar. Man kann diese Großstrukturen als S-C-Strukturen bezeichnen und entsprechend kinematisch interpretieren. So erhält man eine dextrale Bewegungsrichtung für das D_2 -Ereignis, wie auch für das D_3 -Ereignis (siehe auch Kap. 4.3.).

Die reliktschieferung S_1 konnte überwiegend nur mikroskopisch in geschonten Domänen beobachtet werden. Vereinzelt sind S-C-Strukturen oder schwach ausgebildete S_1/S_2 -Verschneidungslinien überliefert. Bezüglich der F_2 -Faltung liegt S_2 parallel zu den Achsenebenen.

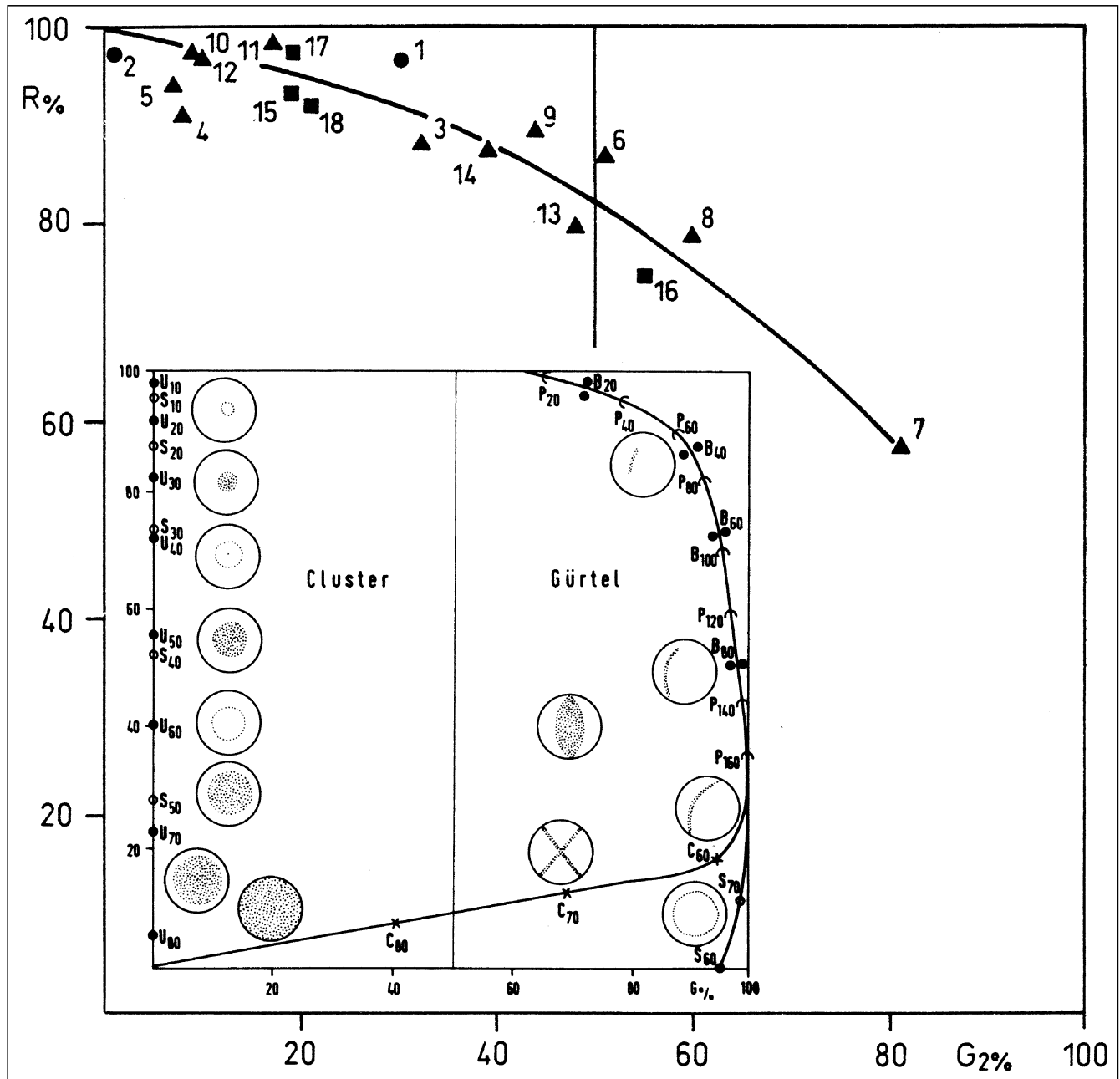


Abb. 30.

$R\%$ - $G_2\%$ -Diagramm der Foliation bzw. sedimentären Schichtung im N-S-Profil entlang des Pallaser und Archerlebaches im Vergleich mit Modellverteilungen aus WALLBRECHER (1986)

Für die Verteilungsmuster des Gaitalkristallins deutet sich ein Übergang von einer Cluster- zu einer Gürtelverteilung an, der jedoch von der Entfernung zu den Scherzonenengrenzen unabhängig ist; allgemein überwiegen Clusterverteilungen, vor allem im Drauzug-Permomesozoikum und südalpinen Paläozoikum.

▲ = Gaitalkristallin, ● = Drauzug-Permomesozoikum, ■ = südalpines Paläozoikum. Meßwerte aus Tab. 10.

Modellverteilungen: U_{10} unimodale Verteilung mit sphärischem Öffnungsgrad $\omega = 10$, S_{10} Kleinkreisverteilung mit $\omega = 10$, C_{80} Kreuzgürtel mit 80° -Abstand der Großkreise, B_{20} bimodale Verteilung mit 20° -Abstand der Modalwerte, P_{20} Teilgroßkreis mit zirkularem Öffnungsgrad $\beta = 20$.

$R\%$ - $G_2\%$ plot of the foliation or bedding in the N-S section along the Pallaser and Archerlebach in comparison with idealized distributions from WALLBRECHER (1986).

The distribution patterns of the Gaital metamorphic basement slightly suggest a transition from cluster to girdle distributions, regardless of the distance to the shear-zone boundary; generally cluster distributions dominate, especially in the Drau Range Permomesozoic and South-Alpine Paleozoic.

▲ = Gaital metamorphic basement, ● = Drau Range Permomesozoic, ■ = South-Alpine Paleozoic. Data from Table 10.

b) Idealized distributions: U_{10} unimodal distribution with spherical aperture $\omega = 10$, S_{10} small-circle girdle with $\omega = 10$, C_{80} crossed girdle with 80° distance of the great circles, B_{20} bimodal distribution with 20° distance of the modes, P_{20} partial great circle with circular aperture $\beta = 20$.

Im N-S-Schnitt entlang des Pallaser Baches fällt, wie bereits oben erwähnt, eine WSW-ENE streichende subvertikale Hauptfoliation im Bereich der Drauzug-Südrandstörung und der nördlichen Diaphthoreszone auf. Im Drauzug-Permomesozoikum schwenkt die sedimentäre Schichtung, die im $R_{\%}-G_{2\%}$ -Diagramm eine Clusterverteilung mit einem Regelungsgrad $R_{\%} > 90\%$ und einem Öffnungswinkel $\omega = 20^\circ$ aufweist, von einer mittelsteilen Lagerung im Muschelkalk in eine vertikale Lagerung für den Grödener Sandstein um (Abb. 30, siehe auch Kap. 3.1.2.). Diese Foliation geht im Mittel- und Unterlauf des Pallaser Baches in einen Großfaltenbau mit E-W streichenden Faltenchenkeln und steil bis subvertikal abtauchenden Faltenachsen über (Abb. 29, Diagr. 6, 7 und 8; siehe Kap. 3.2.3.). Im $R_{\%}-G_{2\%}$ -Diagramm deutet sich, wie am Periadriatischen Lineament sensu stricto, die Tendenz zu einer Gürtelregelung an, während im übrigen kristallinen Grundgebirge eine strenge Clusterverteilung der S_2 -Flächen vorherrscht (Abb. 30). Entlang des Archerlebaches streicht die subvertikale bis steil nach Süden einfallende Hauptfoliation im Gailtalkristallin WNW-ESE bis W-E. Im Bereich des Periadriatischen Lineamentes sensu stricto überwiegt bruchhafte Verformung mit der Ausbildung spröder S-C-Strukturen, besonders im südalpinen Paläozoikum. Die sedimentäre Schichtung im südalpinen Paläozoikum geht von mittelsteiler Lagerung nahe dem Periadriatischen Lineament kontinuierlich in flaches Südfallen über. Die überlagernde, mäßig geregelte Schieferung (S_2) tendiert zu einer Gürtelregelung.

3.2.2. Lineation

Als Lineationen duktilen Ursprungs sind Mineralstreckungslineare (*mineral stretching lineations*), Verschneidungslineare (δ -Lineare; *intersection lineations*), entstanden durch die engständige Scharung synthetischer Scherbänder, und stabförmige Exsudationsquarze (*quartz rods*) zu nennen. Ihre räumliche Verteilung ist aus den Abb. 28 und 29 ersichtlich.

Die Mineralstreckungslineare weichen nur geringfügig von der Vertikalen ab bzw. fallen sehr steil nach Westen bis Südwesten ein. Lediglich die Augengneise im Strajacher Graben, nördlich der Phyllonitzone im Zentralbereich des Gailtalkristallins gelegen, und die nördliche Diaphthoreszone im Pallaser Bach bilden eine Ausnahme. Im Strajacher Graben tauchen die Mineralstreckungslineare sehr flach, in der Diaphthoreszone des Pallaser Baches mittelsteil nach Westen ab.

Generell spricht die Orientierung der Mineralstreckungslineare bezüglich der duktilen Faltung für eine Einregelung bzw. Sprossung der Minerale als Folge diffusiver Prozesse parallel zur Faltungsachse, d.h. in Extensionsrichtung. Sie können folglich nur bedingt als Indikator für die Transportrichtung während kinematischer Prozesse herangezogen werden. Die Bewegungsrichtung, abgeleitet aus der rotationalen Verformung von Klagen, liegt in der Foliation, jedoch senkrecht zur Mineralstreckungslineation (siehe auch Kap. 4.3.). Außerdem muß bei der kinematischen Beurteilung berücksichtigt werden, daß die Orientierung der Mineralstreckungslineare nicht nur durch die Deformation, sondern auch durch ein vorgezeichnetes Mineralwachstum kontrolliert wird. So zeigen Mineralstreckungslineare bei p-T-bedingt sich ändernden rheologischen Eigenschaften des Gesteines und sich änderndem Spannungsfeld eine erhebliche Trägheit bezüglich der Überprägung durch jüngere finite Verformungs-

inkremente und können damit erheblich von der Raumlage anderer Gefügeelemente, z.B. Quarzstrukturen, abweichen (WEBER, 1992).

Die Streckungslineation kann in Abhängigkeit vom Anteil einfacher und reiner Scherung an der transpressiven Verformung parallel oder senkrecht zur Faltenachsenrichtung orientiert sein (siehe Kap. 4.). Liegt die Foliation im Quadranten finiter Kompression (σ_1 flach, einfache Scherung), liegen die Mineralstreckungslineare in Transportrichtung und senkrecht zu den Faltenachsen; liegt die Foliation im Quadranten finiter Extension (σ_1 steil, reine Scherung), liegen die Mineralstreckungslineare senkrecht zur Transportrichtung und parallel zu den Faltenachsen (WEBER, 1992). Die lokal ausgebildete Streuung der Mineralstreckungslineation kann durch eine Verzweigung der mylonitischen Foliation, besonders im Frühstadium der Mylonitisierung, verursacht sein (BELL & HAMMOND, 1984).

Unter semiduktilen Deformationsbedingungen ist entweder keine Mineralstreckungslineation ausgebildet oder sie überlagert die subvertikale Mineralstreckungslineation der duktilen Faltung. Es kann deshalb angenommen werden, daß die Anisotropie (Foliation) im Quadranten finiter Extension liegt, d.h. σ_1 relativ senkrecht bezüglich der Foliation orientiert ist. Dies wird durch die postoligozäne Plättung der Quarzklagen in den Tonalitlamellen bestätigt (siehe Kap. 4.1.4.1.).

Bei den Verschneidungslinearen handelt es sich um die Schnittlinie zwischen der Hauptfoliation und kleinen Parasitärfaleten oder S-C-Strukturen. Sie tauchen im Nordteil des Gailtalkristallins, z.B. in der Diaphthoreszone, mittelsteil bis steil nach Westen bis Südwesten ab und sind konsequent parallel zur duktilen Faltenachsenchar und zur Mineralstreckungslineation orientiert. Im Südteil, z.B. nahe Liesing und im Strajacher Graben, tauchen sie mit den Knickfaltenachsen bzw. duktilen Faltenachsen flach nach Westen ab und stehen auf der Mineralstreckungslineation nahezu senkrecht.

Die Stabquarzachsen sind innerhalb des Gailtalkristallins vertikal orientiert und mit Mineralstreckungslinearen, Verschneidungslineationen sowie insbesondere mit duktilen Faltenachsen vergesellschaftet. Im Gegensatz dazu sind sie am Periadriatischen Lineament sensu stricto und im südalpinen Paläozoikum flach nach Osten abtauchend und damit synchron zur Knickfaltung. Dies führte zu der Annahme, daß die subhorizontalen Exsudationsquarze hier mit einer Aufschiebung des Südalpins unter semiduktilen Deformationsbedingungen in Zusammenhang stehen.

3.2.3. Faltung

Während Drauzug-Permomesozoikum und südalpinen Paläozoikum nur von einer großräumigen offenen Faltung betroffen sind, überlagern sich im Gailtalkristallin mehrere Falten generationen mit gleicher Lage der Achsenebenen, aber unterschiedlicher Lage der Faltenachsen. Aus der Orientierung der Klein- bzw. Parasitärfaletenachsen wird auf einen isoklinalen bis engen Großfaltenbau gleicher Orientierung während der duktilen Deformation geschlossen.

Vier Faltungsphasen konnten identifiziert werden:

- F₁ Einen indirekten Hinweis auf eine erste Deformation und Faltung, die das gesamte Gailtalkristallin betreffen, liefern foliationsparallel angelegte Quarzmobilisate (VOLL, 1969), die anschließend wieder um F₂-

Achsen gefaltet wurden. Vereinzelt wurden um F_2 isoklinal wiedergefaltete F_1 -Falten gefunden (HEINISCH, 1987). Da nur wenige Anzeichen für F_1 gefunden wurden, bleibt unklar, ob während des ersten Deformationsaktes bereits ein Großfaltenbau entstand. Wahrscheinlich beruht die Anlage von S_1 , aber auch von F_1 , auf der Ausbildung eines Scherregimes. Soweit feststellbar, stehen die Faltenachsen von F_1 heute nahezu vertikal.

F_2 Die penetrative Hauptfoliation S_1 und die Faltung F_2 stellen gemeinsam das gefügeprägende Strukturelement dar. Die Gesteine zeigen in der Regel einen isoklinalen Faltenbau (*similar folds*) mit einer einheitlichen, foliationsparallelen Orientierung der Faltenachsenflächen (RAMSAY, 1967). Bei extremer Ausdünnung der Faltenaschenkel entstanden Intrafolialfalten (*intrafolial folds*). Sie gingen vermutlich im Zuge der Kompression und heterogenen einfachen Scherung aus Biegegleitfalten (*flexural-slip folds*) hervor (RAMSAY & HUBER, 1987). Rheologische Kontraste, bedingt durch Materialwechsel, führten zu extremer Ausdünnung bzw. Abscherung der Faltenaschenkel. So wird die Faltung bevorzugt durch inkompetent reagierende Gesteine, wie Amphibolite oder Kalksilikatlagen, nachgezeichnet. Es handelt sich um Scherfalten (*similar folds*) mit steil bis sehr steil nach Westen abtauchenden Faltenachsen und Amplituden von wenigen Zentimetern bis Metern. Kleinfalten sind zumindest vereinzelt als Falten zweiter Ordnung dem Großfaltenbau zuzuordnen. Lokal bewirkt die F_2 -Faltung eine Boudinage der Amphibolitlagen, welche vermutlich auf einen rheologischen Kontrast zwischen den Amphibolitkörpern und dem Nebengestein zurückzuführen ist.

F_3 In Zusammenhang mit der Diaphthorese M_3 kommt es unter einer geringfügigen Änderung des Spannungsfeldes zur Ausbildung einer isoklinalen Faltung F_3 , speziell in der nördlichen Diaphthoresezone (Abb. 29, Diagr. 3 und 4). Eine Unterscheidung von F_2 aufgrund der räumlichen Orientierung ist nicht möglich, da es sich um eine Überfaltung in einem sehr ähnlichen Spannungsfeld handelt. Eine gewisse Hilfe bietet die relativ schlechte Regelung der Faltenachsen, in einem Fall auch der Mineralstreckungslineation, und das gemeinsame Auftreten mit stabförmigen Quarzmobilisaten. Die eigentliche Unterscheidung wurde jedoch im Gelände vorgenommen.

Die duktilen Faltenachsen zeigen im Zentralabschnitt des Untersuchungsgebietes die gleiche Orientierung wie die Mineralstreckungslineare. Im Westabschnitt (Badbach, Abb. 28, Diagr. 1b) gehen die Faltenachsen und Mineralstreckungslineare in ein mittelsteiles Abtauchen nach ENE über. Bei Isoklinal- und Futteralfalten (*sheath folds*) in Mylonitzonen liegen die Faltenachsen in der Regel parallel zur Mineralstreckungslineation (BELL & HAMMOND, 1984). Der Zusammenhang zwischen dem Deformationsregime und der Orientierung von Faltenachsen und Mineralstreckungslinearen wurde bereits in Kap. 3.2.2. diskutiert.

F_4 Im flachen Krustenniveau kam es zu semiduktil gebildeten Knickfaltenachsen, zeitgleich mit einer in weiten Teilen des Gailtalkristallins zu beobachtenden Krenulationsschieferung (*crenulation cleavage*). Wie bereits oben erwähnt, sind zur semiduktilen Faltungsphase gehörige Transportlineare nicht von den duktilen Mineralstreckungslinearen abzugrenzen.

Knickfaltung und Krenulationsschieferung sind bevorzugt in Gesteinen mit ausgeprägtem Lagenbau und

hohem Phyllosilikatanteil oder starker Deformation, wie Granatglimmerschiefer und Phyllonite, ausgebildet. Sie entstehen durch Kompression parallel oder subparallel zur Foliation. So entstanden die subhorizontalen, flach nach Westen abtauchenden monoklinen Knickfalten und mit konjugierten Knickfalten in Zusammenhang stehenden Verschiebungslinien, bei der Aufschiebung des Südblockes bzw. Abschiebung des Nordblockes (z.B. Abb. 29, Diagr. 9 und 10). Dafür sprechen die Parallelorientierung der großenteils monoklinen Knickfaltung im Gailtalkristallin und die offene Faltung, Knickfaltung und Stabquarze im südalpinen Paläozoikum und Drauzug-Permomesozoikum (z.B. Badbach, Pallaser Bach, Archerlebach; Abb. 28 und 29). Folglich kann für die Knickfaltung und offene Faltung dasselbe Alter angenommen werden, wobei der Faltungsstil abhängig von den rheologischen Eigenschaften der deformierten Gesteine ist. Abweichend von diesem aufgezeichneten Spannungsfeld läßt die Knickfaltenschar in der Diaphthoresezone des Pallaser Baches (Abb. 29, Diagr. 5) eine überwiegende Beteiligung einer horizontalen sinistralen Scherkomponente erkennen. UNZOG (1989) nimmt dagegen eine Kompression subvertikal zur Foliation als Entstehungsmechanismus für die Knickfaltung an. Inhomogenitäten innerhalb eines Scherregimes führen zur Ausbildung von Kompressions- und Extensionsquadranten, wobei die konjugierten Knickfalten im Kompressionsquadranten und ihre Faltenachsen senkrecht zur Mineralstreckungslineation liegen.

Zwischen den verschiedenen Faltengenerationen und den Mineralstreckungslinearen besteht überwiegend eine einfache geometrische Beziehung. Die Materialtransportrichtung, dargestellt durch die Mineralstreckungslineation, und die Faltenachsen der duktilen Faltungsphasen F_1 bis F_3 stehen, abgesehen von wenigen Ausnahmen, subvertikal. Die Faltenachsen der semiduktilen Faltung F_4 liegen, außer im Mittelabschnitt des Pallaser Baches, subhorizontal und damit senkrecht zur Mineralstreckungslineation. Die Stabquarz-Längsachsen und Verschiebungslinien bilden keine eigenen Maxima, sondern fallen, je nachdem, welcher Deformationsphase sie angehören, mit den Maxima der Mineralstreckungslineare und Faltenachsen zusammen. So spricht die Faltenachsenorientierung der duktilen Faltungsphasen für subhorizontale bis transpressive Seitenverschiebungen während D_2 und D_3 , vermutlich auch während D_1 . Dagegen ist aus der Knickfaltenorientierung F_4 für die Spröddeformation D_4 eine Vertikaltektonik mit überwiegender Aufschiebung nach Norden zu folgern.

3.2.4. Klüftung

Der gesamte Untersuchungsbereich ist durchzogen von Klüften und Störungen, wenn auch mit unterschiedlicher Häufung. Die Folge ist ein Puzzle aus verschieden großen, unregelmäßig begrenzten Blöcken. Am deutlichsten ist das jeweils dominierende Klüftsystem in den kompetenten Gesteinen nördlich und südlich des Gailtalkristallins erkennbar. Dagegen erschweren Gesteine mit einer stark ausgebildeten Planartextur, wie häufig im Gailtalkristallin anzutreffen, ein Klüftmaximum parallel zur Hauptfoliation quantitativ zu erfassen, da diese Anisotropie bereits vorgegeben ist. Exemplarisch wurden in den Tonalitlamellen am Periadriatischen Lineament sensu stricto, im Profil entlang Pallaser Bach und Archerlebach sowie an der Bundesstraße im Strajacher Graben Klüftmessungen-

ausgeführt (Abb. 31 und 32). Voraussetzung für die Auswahl war eine punktuell hohe Kluftdichte, um nicht über einen weiteren Bereich integrieren zu müssen und so Gefahr zu laufen, daß sich Bruchmuster im Diagramm überlagern, die z. B. durch Blockrotation geringfügig gegeneinander verstellt sind.

In diesem Abschnitt wird nur die generelle Orientierung des Kluftsystems, bestehend aus Dehnungsklüften und Scherklüften, behandelt. Anhand der reinen Kluftorientierung kann der Ablauf der Sprödeformation in dieser Region nicht rekonstruiert werden. Gegenstand weitergehender Untersuchungen der komplexen tektonischen Ereignisse sind Störungen, ein Resultat der jüngsten bruchhaften Deformation, die in Kap. 5.1. bezüglich ihrer kinematischen Bedeutung untersucht werden. Die kinematische Analyse der Sprödeformation, abgeleitet aus der Orientierung der Scherklüfte und Harnischströmungen, wird in Kap. 5.2. näher ausgeführt.

Die Klüfte in den Tonalitlamellen am Periadriatischen Lineament, speziell die Aufschlüsse bei Leiten, im Seebach, am Schwendereck und im Archerlebach, zeigen eine einheitliche Orientierung. Nach der Kluffanalyse mit

CLODAT4 erkennt man deutlich das orthogonale, subvertikale Entlastungskluftsystem (Abb. 31). Dieses Klufsystem spiegelt weder eine schertektonische Beanspruchung wider, noch handelt es sich dabei um ein Abkühlungskluftsystem des Magmatitkörpers, sondern dieses Klufsystem wurde in dieser Form erst nach der duktilen Deformation angelegt.

Im einzelnen wurden in den Tonalitlamellen folgende Kluffscharen identifiziert:

1. eine vertikale N-S streichende Kluffschar (ac-Extensionsbrüche, *extension fractures*, z.T. mit Quarzkristalliten); im Meßbereich Mooser Bach ist diese Dehnungskluffschar in NE-SW-Richtung rotiert und entspricht der sehr steil nach ESE einfallenden Kluffschar (Abb. 31, Diagr. 5);
2. zwei konjugierte Kluffscharen (h0l-Scherflächen), mittelsteil nach Norden bzw. Süden einfallend; im Meßbereich Schwendereck wird das mittelsteil nach Süden einfallende Kluffmaximum von einer subvertikalen, E-W streichenden Kluffschar (bc-Kluffschar) überlagert;

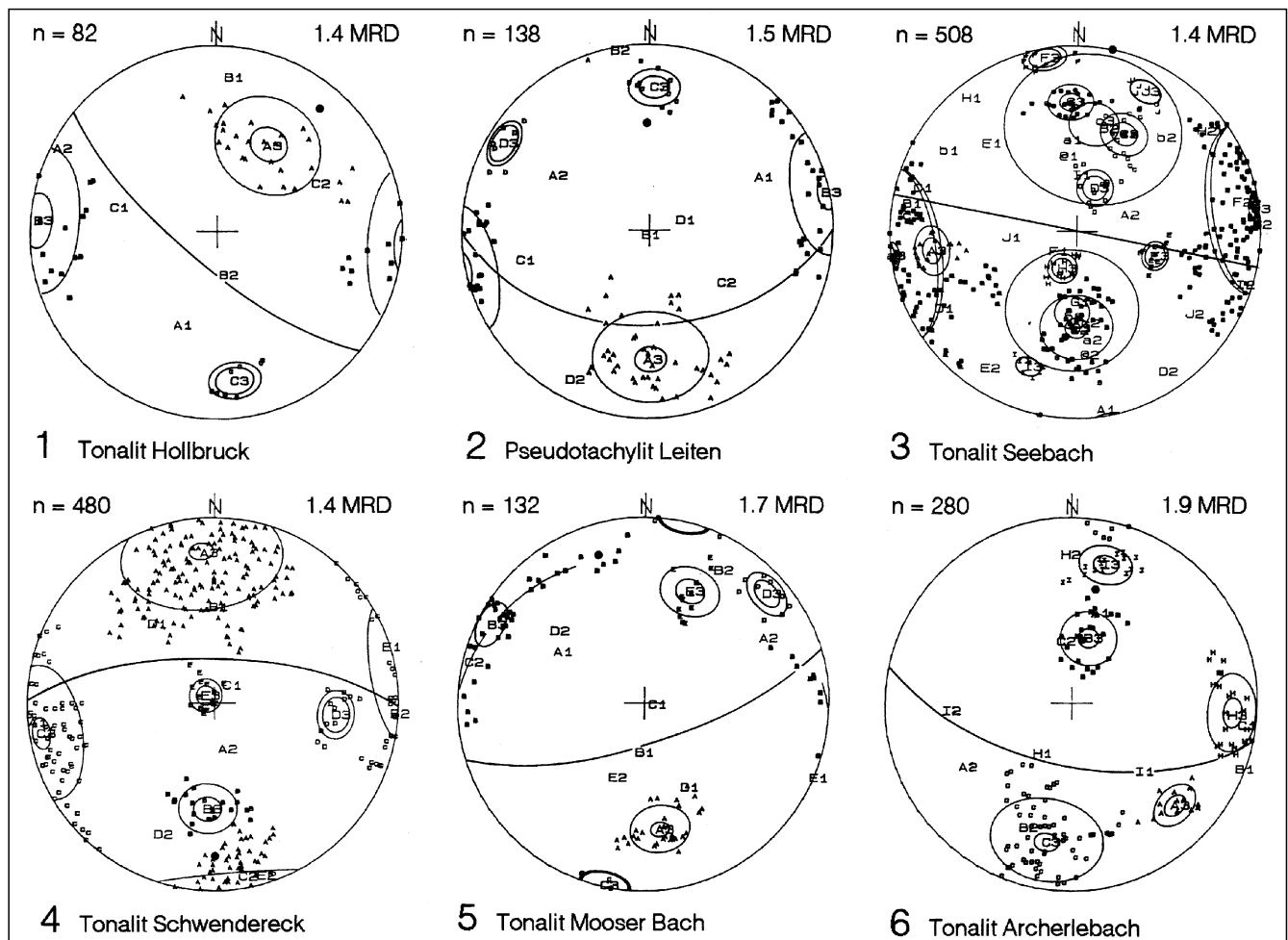


Abb. 31.

Statistische Darstellung der Kluffverteilungen in den Tonalitlamellen entlang des Periadriatischen Lineamentes in Beziehung zur Hauptfoliation (Auswertung mit Clusteranalyse CLODAT4).

Entlastungskluftsystem des Tonalitkörpers, z.T. rotiert und reaktiviert während subhorizontaler N-S-Einengung.

Durchgezogene Linien = Foliationsspuren; Punkte = Foliationsflächenpole; angegeben ist die Anzahl der Ausgangsdaten und die minimale Punktdichte in MRD. Darstellung im SCHMIDT-Netz, untere Lagenkugelprojektion.

Statistical plots of the joint distribution in tonalite bodies at the Periadriatic Lineament correlated with the best-fit poles for main foliation (cluster analysis CLODAT4).

Release joint system of the tonalite bodies, partly rotated and reactivated during subhorizontal N-S oriented shortening.

Continuous lines = foliation traces; dots = foliation poles. Number of source data and minimum density in MRD are indicated. Equal-area projection, lower hemisphere.

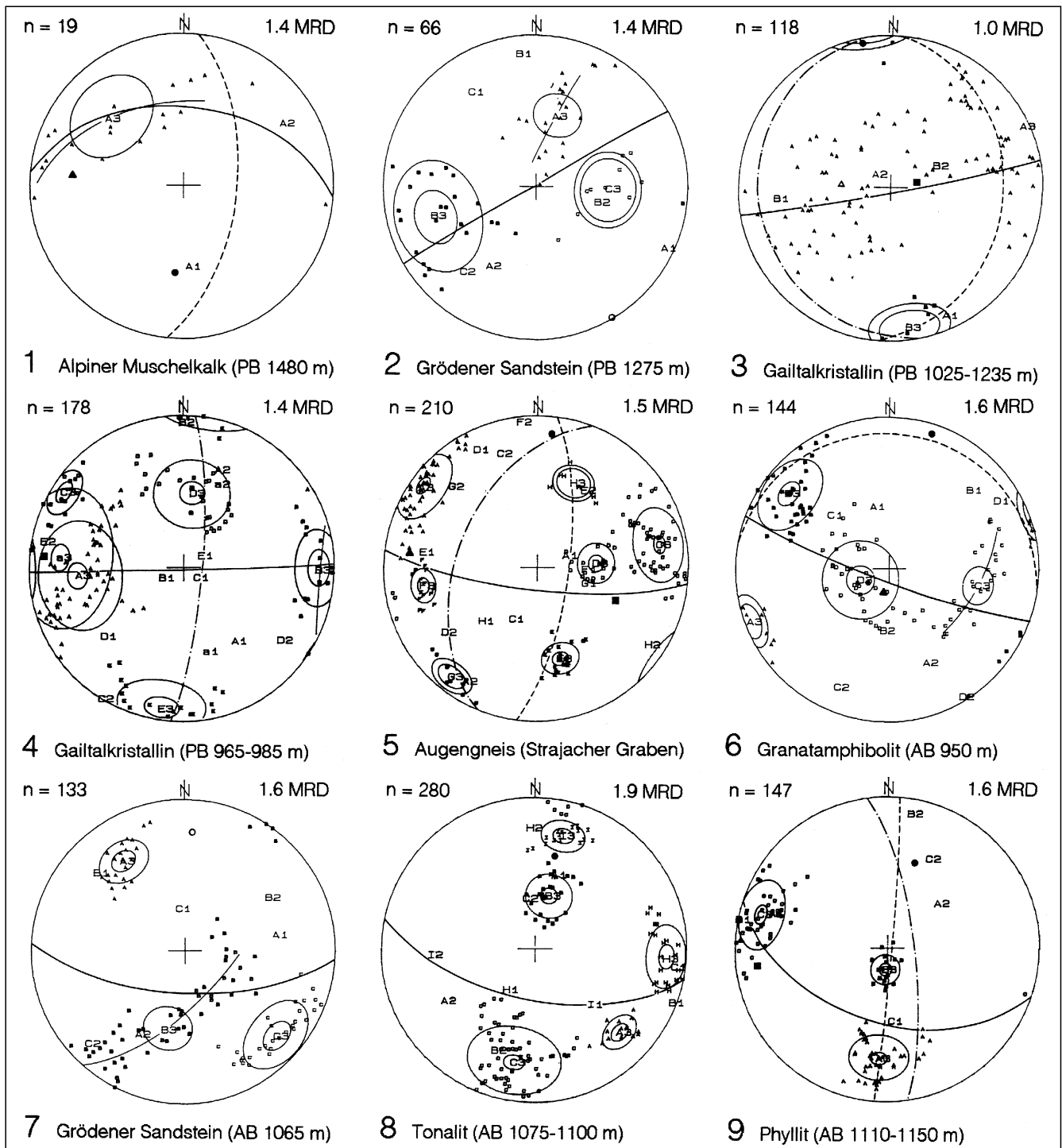


Abb. 32. Statistische Darstellung der Kluftverteilungen in einem N-S-Profil vom Drauzug-Permomesozoikum bis zum südalpinen Paläozoikum in Beziehung zur Hauptfoliation und den Faltungsphasen F_2 bis F_4 (Auswertung mit Clusteranalyse CLODAT4). Punkte = Schieferungsflächenpole; Kreise = Pole der sedimentären Schichtung; geschlossene Dreiecke = F_2 ; offene Dreiecke = F_3 ; Quadrate = F_4 ; durchgezogene Linien = Spuren der Hauptschieferung bzw. sedimentären Schichtung; gestrichelte Linien = Großkreise zu den duktilen Faltungsphasen F_2 bzw. F_3 ; strichpunktierte Linien = Großkreise zur Knickfaltung F_4 . Angegeben ist die Anzahl der Ausgangsdaten und die minimale Punktdichte in MRD. Darstellung im SCHMIDT-Netz; untere Lagenkugelprojektion. *Statistical plots of the joint distribution in a N-S section from the Drau Range Permomesozoic to the South-Alpine Paleozoic correlated with the best-fit poles for main foliation and folds F_2 to F_4 (cluster analysis CLODAT4). Dots = foliation poles; circles = poles of bedding planes; full triangles = F_2 ; open triangles = F_3 ; squares = F_4 ; continuous lines = traces of penetrative foliation or bedding; dashed lines = great circles corresponding to ductile folding F_2 and F_3 ; pointed lines = great circles corresponding to kink folding F_4 . Number of source data and minimum density in MRD are indicated. Equal-area projection; lower hemisphere.*

3. von den konjugierten Kluftscharen (OkI- und hkO-Scherflächen) sind nur die mittelsteil nach Westen (Meßbereiche Seebach und Schwendereck; Abb. 31, Diagr. 3 und 4) bzw. steil nach Nordwesten einfallen-

den Flächen ausgebildet (Meßbereich Archerlebach; Abb. 31, Diagr. 6);

4. eine subhorizontale Kluftschär (nur in den Meßbereichen Seebach und Schwendereck, die als Ent-

lastungskluftsystem (*release joints*) zu interpretieren ist.

Die Klüfte im N-S-Profil lassen kein einheitliches Verteilungsmuster erkennen. Gerade im Falle des kristallinen Grundgebirges bleibt zu bedenken, daß während eines orogenen Ereignisses die Anordnung der einzelnen Blöcke nicht nur durch das einwirkende tektonische Spannungsfeld kontrolliert wird, sondern auch durch die Orientierung, Form und mechanischen Eigenschaften überlieferter Strukturen (HUBER & HUBER, 1987). Blockgrenzen und lithologische Kontraste spielen bei der weiteren Deformation eine wichtige Rolle. Das Fehlen eines Teiles der konjugierten Bruchscharen beruht wahrscheinlich auf der Beteiligung nonkoaxialer Verformung, wobei eine Kluftschär bevorzugt als Scherflächenschar benutzt, die konjugierte Flächenschar unterdrückt und bei der Clusteranalyse herausgefiltert wird.

Im Drauzug-Permomesozoikum besteht bei den Kluftmessungen im Alpinen Muschelkalk ein möglicher Zusammenhang mit der E-W streichenden Großfaltung mit flach nach Westen abtauchenden Faltenachsen (Abb. 32, Diagr. 1). Die Kluftverteilung im Grödener Sandstein an der Drauzug-Südrandstörung spricht dagegen eher für ein bereits überliefertes Entlastungskluftsystem (MEIER, 1984) mit ac- und h0I-Klüften, das während der Schertektonik reaktiviert wurde, wie eine Vielzahl von Harnischflächen belegt (Abb. 32, Diagr. 2). Im spitzen Winkel zwischen den Harnischflächen liegt die subhorizontal einwirkende größte Hauptnormalspannung σ_1 .

Im Gailtalkristallin ist kein besonders regelmäßiges Kluftsystem ausgebildet, und es fehlt eine allgemeingültige klare Beziehung zur Hauptfoliation und einzelnen Faltungsphasen. Wahrscheinlich wurde der Faltenachsenplan in der Endphase der duktilen Faltungsphasen F_2 bzw. F_3 angelegt und während der anschließenden Knickfaltung F_4 reaktiviert. Die Faltenachsen F_4 und F_2 bzw. F_3 liegen in derselben Faltenachsebene und sind häufig nahezu vertikal zueinander orientiert. Danach wäre ein weitgehend einheitliches Kluftflächenmuster zu erwarten. Offensichtlich führt die geringfügige Abweichung der Faltenachsen von dem orthogonalen Kluftflächenplan jedoch zu Unsicherheiten bei der Interpretation der Kluftflächenmaxima.

Im unteren Pallaser Bach wird eine ac-Kluftschär in Beziehung zur Knickfaltung F_4 und eine bc-Kluftschär parallel zur Foliation deutlich (Abb. 32, Diagr. 4). Bei einem weiteren Kluftmaximum handelt es sich möglicherweise um eine h0I-Kluftschär, die einen spitzen Winkel mit der bc-Kluftschär aufspannt. Im spitzen Winkel liegt vermutlich σ_1 , was in das regionale Spannungsfeld einer Aufschiebung nach Norden passen würde. Im Strajacher Graben ist, abgesehen von F_4 , auch eine Beziehung zu den duktilen Faltungsphasen F_2 und F_3 offensichtlich (Abb. 32,.

Diagr. 5). Das nahezu komplette Kluftsystem enthält ab-, ac- und bc-Maxima, eine gut ausgebildete konjugierte hk0-Flächenschar, ein deutliches OkI-Maximum und ein weniger deutliches h0I-Maximum.

Anders stellt sich die Situation in der Diaphthoresezone am Nordrand des Gailtalkristallins dar. Die Klüfte sind ziemlich gleichmäßig auf einem Großkreis um das Schieferungsflächenmaximum verteilt oder parallel zur Hauptfoliation angeordnet (Abb. 32, Diagr. 3). Eine Beziehung zur mittelsteil nach Westen abtauchenden duktilen Faltung F_3 oder steil nach Osten abtauchenden Knickfaltung F_4 ist nicht ersichtlich.

In den Granatamphibolitzügen im unteren Archerlebach ist das Kluftsystem auf die WNW-ESE streichende, subvertikale Foliation und auf die subvertikale duktile Faltung F_2 zu beziehen (Abb. 32, Diagr. 6). Daraus ist eine subhorizontale ac-Kluftschär und eine vertikal stehende h0I-Kluftschär abzuleiten, deren spitzer Winkel wieder N-S orientiert ist und σ_1 enthält. Die konjugierte h0I-Flächenschar ist nur schwach ausgebildet, und ein Flächenmaximum fällt mit einem Cluster der stark streuenden, z.T. als Teilgürtel ausgebildeten, konjugierten OkI-Kluftscharen zusammen. Die steil nach Südosten einfallende OkI-Flächenschar zeigt mit einer Vielzahl von Quarzkristallisaten deutliche Anzeichen für Extension.

Im Gegensatz zum orthogonalen Kluftsystem in der Tonalitlamelle kann die Kluftverteilung in der Grödener Sandsteinlamelle nicht einer N-S-Einengung mit E-W streichenden, steil nach Süden einfallenden Schieferungsflächen zugeordnet werden (Abb. 32, Diagr. 7). Am wahrscheinlichsten ist die Annahme einer NW-SE gerichteten Kompression, die zur Ausbildung der steil nach Südosten bzw. Nordwesten fallenden h0I-Kluftscharen führte, wobei der spitze Winkel mit σ_1 vertikal steht. Hinzu kommt eine OkI-Kluftschär, bei der nur der nach Nordosten fallende Teilgürtel ausgebildet ist.

In den nahegelegenen Phylliten des südalpinen Paläozoikums sind ebenfalls Extensionsklüfte (ac-Klüfte) mit vereinzelt Quarzkristallisaten ausgebildet (Abb. 32, Diagr. 9). Hinzu kommen zwei wahrscheinlich konjugierte Kluftscharen, wovon die sehr flach nach Norden einfallende Kluftschär als Überschiebungsfläche benutzt wurde und die steil nach Norden einfallende Kluftschär als Abschiebungsfläche während der NNW-SSE-Kompression diente.

Das Kluftsystem muß als sehr jung überprägt angesehen werden. Die Kluftscharen orientieren sich, wenn man den gesamten Untersuchungsbereich betrachtet, an einem Spannungsfeld mit subhorizontaler Hauptnormalspannung σ_1 . Der überlieferte Beanspruchungsplan wird während einer NNW-SSE gerichteten subhorizontalen Kompression reaktiviert und lokal geringfügig um die E-W-Achse rotiert.

4. Duktile Deformation

Die duktile Deformation erfaßte nahezu ausschließlich das Gailtalkristallin (Periadriatisches Lineament sensu lato). Erst in einer letzten Phase wurden auch die Tonalitintrusionen und reliktsch erhaltene Lamellen aus Grödener Sandstein einbezogen. In der Mikrogefügeanalyse konnten mehrere Phasen duktiler Deformation und Metamorphose unterschieden werden. Sie lieferten das für das

Gailtalkristallin typische metamorphe Gefügeinventar, während randlich, an der Drauzug-Südrandstörung und am Periadriatischen Lineament sensu stricto, die duktilen Gefügemerkmale stark von bruchhaften Gefügemerkmalen überlagert werden.

Bei der Verformungsanalyse sind nur die letzten Verformungsinkremente meßbar. Damit stellt die ermittelte Ver-

formung nur eine Mindestverformung dar. Dies betrifft speziell die Untersuchungsmethoden, die hauptsächlich auf den hochduktilen Quarz als Untersuchungsobjekt abzielen. Diese Einschränkung gilt auch für die Ableitung des Deformationsregimes oder Schersinnes aus der Quarzachsenregelung, nicht jedoch für die Auswertung mikrokinematischer Indikatoren, welche eine frühere Deformationsgeschichte überliefern können.

4.1. Verformungsanalyse

4.1.1. Grundlagen der Verformungsanalyse

Tektonische Gesteinsdeformation bewirkt Relativbewegungen, wie Translation, Rotation oder Verformung der im Gestein erkennbaren geologischen Markierungen (*marker*). Bei der Verformung geologischer Körper sind Volumenänderungen (*volumetric strain*), Längenänderungen (*longitudinal strain*) und Winkeländerungen (*angular strain*) maßgebend. Volumenänderungen können meist vernachlässigt werden. Eine gewisse Rolle spielt jedoch die Materialabfuhr durch fluide Phase bei deformationsinduzierten metasomatischen Vorgängen.

Von wesentlich größerer Bedeutung ist die longitudinale Verformung. Man unterscheidet koaxiale und nonkoaxiale (rotationale) Deformation. Koaxiale Deformation (reine Scherung, zweisecharige Scherung; *pure shear*) wird, abhängig von der Länge der Hauptachsen, untergliedert in Plättung (*flattening*; oblates Verformungsellipsoid), ebene Verformung (*plane strain*) und Streckung (*constriction*; prolates Verformungsellipsoid). Die Orientierung der Hauptachsen des Verformungsellipsoides bleibt konstant. Die Richtung der Teilchentrajektorien (*particle trajectories*) ändert sich, bleibt jedoch symmetrisch zu den Hauptachsen (Abb. 33b; EISBACHER, 1991).

Unter nonkoaxialer Deformation versteht man im Idealfall einfache Scherung (einscharige Scherung; *simple shear*). Hier kommt zusätzlich eine Winkeländerung in Betracht. Während progressiver Verformung rotieren die Hauptachsen X und Z in Richtung der Scherbewegung. Jedes Verformungsincrement ist durch momentane Streckungsachsen (*instantaneous stretching axes*) charakterisiert. Die Teilchentrajektorien liegen parallel zur Scherfläche, deren Orientierung während der Verformung konstant bleibt (Abb. 33a; EISBACHER, 1991). Bei progressiver Verformung wird die Verformungsrate durch die beiden Hauptverformungsraten (*principal strain rates*) und die Rotationsrate (*vorticity*) definiert (RAMSAY & HUBER, 1983).

In den deformierten Gesteinen ist nur noch die finite Verformung (*finite strain*), nicht mehr die, diesen Zustand schrittweise herbeiführende, inkrementelle Verformung (*incremental strain*) meßbar. Als Referenzobjekte dienen Körper von isometrischer oder zumindest bekannter Ausgangsgestalt, wie Quarz-, Granat- und Kalifeldspatblasten. Durch dreidimensionale homogene Verformung entsteht aus einer Kugel mit dem Einheitsradius $r = 1$ ein dreiaxiges Verformungsellipsoid mit den Achsenrichtungen X, Y und Z (längste, mittlere und kürzeste Hauptachse). Ziel der Analyse ist es, die Form des Verformungsellipsoides, d.h. die Länge der drei Hauptachsen, zu ermitteln. Die Meßwerte werden im zweidimensionalen Raum erhoben und auf den dreidimensionalen Raum übertragen. Da die Ausgangsgeometrie der hier verwendeten Verformungsmarkierungen, abgesehen von den Granatidioblasten, nur annähernd bekannt ist, ist die quantitative Abschätzung der finiten Achsenverhältnisse mit Vorsicht zu verwenden (siehe auch Kap. 4.1.2.1.).

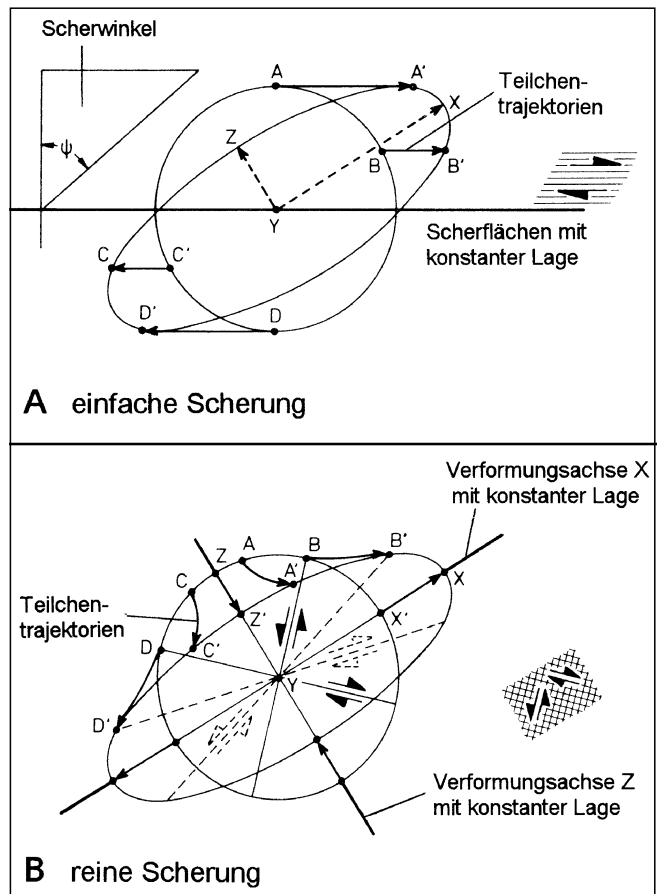


Abb. 33. Verformungsachsen und exemplarische Teilchentrajektorien bei einfacher Scherung (a) und reiner Scherung (b). Der gleiche Verformungsbetrag wird durch unterschiedliche Relativbewegungen der Teilchen erreicht (aus EISBACHER, 1991). *Strain axes and exemplary particle trajectories of simple shear (a) and pure shear (b). Different relative particle movements result in an equivalent amount of deformation (from EISBACHER, 1991).*

Die angewendeten Verformungsanalysenmethoden liefern nur bei einfacher Scherung und korngestütztem Gefüge optimal interpretierbare Ergebnisse. Bei matrixgestütztem Gefüge ist die Interpretation der Meßergebnisse schwierig (siehe Kap. 4.1.2.2.). Folgende Störeffekte dürfen bei der Verformungsabschätzung nicht außer acht gelassen werden (siehe z.B. RAMSAY, 1967; ELLIOTT, 1970; BABAIE, 1986; EISBACHER, 1991):

- initiales Achsenverhältnis (R_i) und initiale Kornorientierung, meist nur näherungsweise bestimmbar;
- Kompetenzkontrast zwischen Klasten und Matrix, der zu beträchtlichen Relativbewegungen zwischen Verformungsmarkierungen und Matrix führt;
- infinite Deformation auf diskreten Phyllosilikatlagen parallel zur Foliation;
- inhomogene Deformation, bedingt durch Verformungsaufteilung (*strain partitioning*), z.B. kataklastisches Fließen (*cataclastic flow*) und Superplastizität (*superplasticity*; Korngrenzgleiten);
- Überlagerung einer abweichenden Verformung (*deviatoric strain*), z.B. ebener Verformung;
- Rotation der Scherfläche;
- Volumenänderung (*volumetric strain*), z.B. durch Drucklösung.

In natürlichen Scherzonen sind überwiegend heterogene nonkoaxiale Deformationsbedingungen wirksam (z.B.

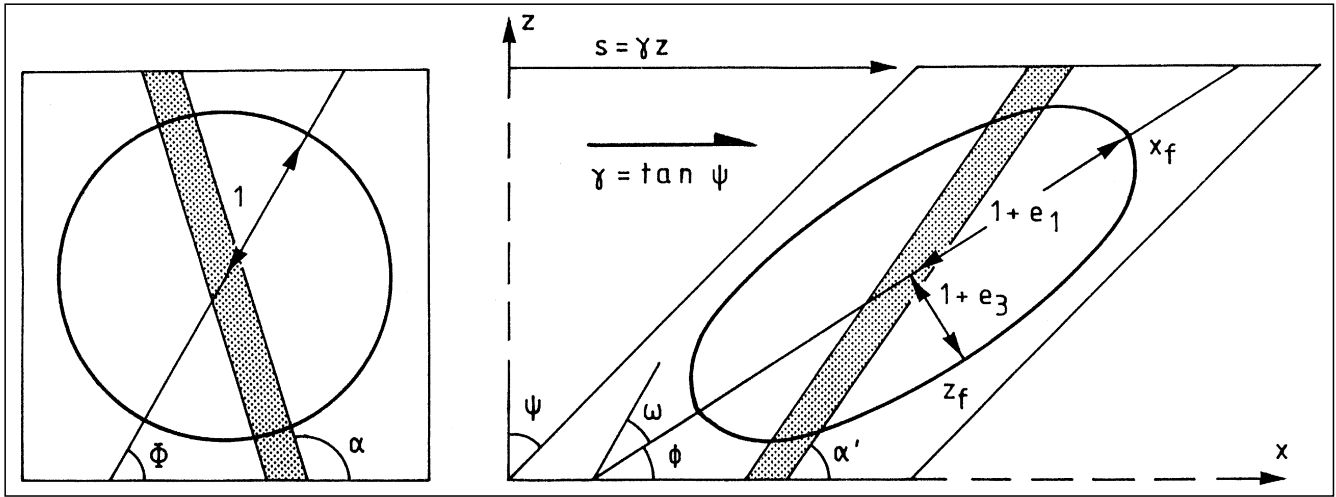


Abb. 34.

Die Beziehung geometrischer Parameter bei einfacher Scherung (nach RAMSAY; 1980).

ψ = Scherwinkel; γ = Scherfaktor; s = Versatzbetrag parallel zur Scherfläche; Φ = Winkel zwischen der längsten Hauptachse des initialen Verformungsellipsoids R_i und der Scherfläche vor der Verformung; ϕ = Winkel zwischen der längsten Hauptachse des finiten Verformungsellipsoids R_f und der Scherfläche nach der Verformung; α = initialer Winkel einer passiv rotierten Markierungsfläche; α' = finiter Winkel einer passiv rotierten Markierungsfläche; X_f = finite Extensionsachse; Z_f = finite Einengungsachse; $1+e_1$ und $1+e_3$ = Längen der Ellipsenhalbachsen.

The relation of geometric parameters in a simple shear system (after RAMSAY; 1980).

ψ = angular shear strain; γ = shear strain; s = displacement parallel to the X-axis; Φ = angle between the long axis of R_i and the shear plane in the initial or undeformed state; ϕ = angle between the long axis of R_f and the shear plane in the final or deformed state; α = initial angle of a passive plane marker; α' = finite angle of a passive plane marker; X_f = finite principal stretching axis; Z_f = finite principal constriction axis; $1+e_1$ and $1+e_3$ = principal semi-axis lengths.

RAMSAY & GRAHAM, 1970; PLATT & BEHRMANN, 1986; RATSCHBACHER & OERTEL, 1987). In infinitesimal kleinen Abschnitten kann jedoch von homogener einfacher Scherung ausgegangen werden. Hier sind nach RAMSAY (1980) die folgenden geometrischen Beziehungen gültig (Abb. 34).

Die Abhängigkeit zwischen dem Scherfaktor (*shear strain*) γ und dem Scherwinkel (*angular shear strain*) ψ wird dargestellt als:

$$\gamma = \tan \psi \quad (4.1)$$

Die finite Rotation ω kann abgeleitet werden aus:

$$\tan \omega = \tan (\Phi + \phi) = \frac{\gamma}{2} \quad (4.2)$$

Der Scherfaktor kann sowohl aus den Hauptachsenverhältnissen des Verformungsellipsoides (*strain ratio*) R_s , als auch aus dem Winkel zwischen der X-Achse des Verformungsellipsoides und der Scherfläche errechnet werden. Nach RAGAN (1985) und RAMSAY & GRAHAM (1970) gelten folgende Beziehungen:

$$\gamma = \sqrt{R_s} - \frac{1}{\sqrt{R_s}} \quad (4.3)$$

$$\gamma = \frac{2}{\tan 2\phi} \quad (4.4)$$

Eine wichtige Voraussetzung für die Gültigkeit obiger Gleichungen ist die ausschließliche Beteiligung einfacher Scherung.

4.1.2. Methodik der Verformungsanalyse

Die Verformungsanalyse liefert die Form und Orientierung des finiten Verformungsellipsoides und bildet die Grundlage für die Beurteilung des Deformationsregimes

und des Versatzbetrages an der Scherzone. Mangels eindeutiger primärer Verformungsmarkierungen, wie versetzter Gänge oder stratigraphisch fixierter Leithorizonte, boten sich die Verformungsanalysen für eine zumindest ungefähre Abschätzung des Versatzbetrages an der Scherzone an.

Während die R_f/ϕ' -Methode nur die von den Verformungsmarkierungen aufgenommene Teilverformung liefert und Matrixeffekte vernachlässigt werden, versucht man mit der FRY-Methode (FRY, 1979; CRESPI, 1986; ERSLEV, 1988; ERSLEV & GE, 1990), dem Programm SURFOR (PANOZZO, 1984) und der inversen SURFOR-Methode (*strain determination by the inverse SURFOR wheel*; PANOZZO, 1987) die Gesamtverformung (*bulk finite strain*) zu ermitteln.

4.1.2.1. R_f/ϕ' -Analyse

Die R_f/ϕ' -Methode wurde erstmals von RAMSAY (1967) angewendet. Weiterentwicklungen dieser graphischen Verformungsanalysenmethode stellen die Polardarstellung von ELLIOTT (1970), das Programm STRANE von DUNNET & SIDDANS (1971), das Programm THETA von PEACH & LISLE (1979) und die Darstellung in einem hyperbolischen Netz von DE PAOR (1988) dar. SIMIGIAN & STARKEY (1986) und WHALLEY (1987) führten Bildanalysensysteme zur automatischen Verformungsanalyse ein, um eine schnellere Verarbeitung großer Datenmengen zu ermöglichen. RAMSAY & HUBER (1983) und LISLE (1985) bieten eine zusammenfassende Beschreibung, KANAGAWA (1990) liefert die quantitative Grundlage für eine kritische Bewertung der Meßgenauigkeit verschiedener Methoden. Grundbedingungen für die Anwendung der R_f/ϕ' -Methode sind:

- die Deformation war homogen;
- für die Langachsen der Markierungen galt vor der Deformation eine Zufallsverteilung;
- es herrschte kein Kompetenzkontrast zwischen Markierung und Matrix während der Deformation.

Allerdings konnte ONASCH (1984) zeigen, daß die R_f/ϕ' -Methode auch auf elliptische Markierungen, die

durch inhomogene Drucklösung verformt wurden, angewendet werden kann. Dies gilt für Gesteine, bei denen der Versatz auf individuellen Lösungsflächen im Vergleich zur Klastengröße klein ist und die Klasten mit mindestens einer Lösungsfläche in Kontakt stehen. Die Höhe der Drucklösung spielt dabei keine Rolle.

Die Datenerhebung für die R_f/ϕ' -Methode, nämlich die Messung der langen Hauptachse (e_1), kurzen Hauptachse (e_2) und Winkelabweichung ϕ' , erfolgte am Bildanalysengerät LEITZ ELAS 16 mit Digitalisier Tisch. Das entsprechende Meßprogramm wurde von J. HENKEL (Universität München) nach dem Algorithmus von SHIMAMOTO & IKEDA (1976) entwickelt, welcher die genauesten Ergebnisse liefert (vgl. KANAGAWA, 1990). Für die Ellipsenanpassung wurde der Algorithmus für die Trägheitsellipse (*ellipse of inertia*) verwendet. Für eine Diskussion der möglichen beschreibenden Ellipsen wird auf SIMIGIAN & STARKEY (1986) verwiesen.

Angewendet wurde die R_f/ϕ' -Methode auf Bänderquarze in den Glimmerquarziten und Gneisen, auf Quarzdomänen in duktil beanspruchten Tonaliten und auf Quarzklasten in Sandsteinen. Um hydrolytische Effekte zu minimieren, wurden glimmer- und amphibolarme Bereiche bevorzugt. Für die Auswertung der Quarzklastenform wurden 300 bis 500 Messungen pro Schliff, für die Auswertung der Kalifeldspat-Augen, Granatblasten und Granatformrelikte 50 bis 200 Messungen pro Handstück durchgeführt.

Die Meßdaten wurden mit dem Tabellenkalkulationsprogramm LOTUS 1-2-3 weiterverarbeitet und im $\ln R_f/\phi'$ -Diagramm von LISLE (1985) mit dem Graphikprogramm MS CHART dargestellt. Die Standarddiagramme verschiedener R_s -Werte mit zugehörigen R_i - und Φ -Kurven wurden zur Abschätzung der Achsenverhältnisse des Verformungsellipsoides und initialen Ellipsoides und deren Orientierung verwendet. Hier erwies sich die Fluktuation als hilfreich, die Wertepaare von R_s und R_i herauszufinden (Abb. 35).

Die folgende Berechnung von R_s und R_i aus R_{fmin} und R_{fmax} unter Berücksichtigung der Fluktuation F (Streubreich der Langachsenorientierungen; RAMSAY & HUBER, 1983) konnte nicht befriedigen:

$$R_s = (R_{fmax} \cdot R_{fmin})^{1/2} \quad (4.5)$$

$$R_{i_{max}} = \left(\frac{R_{fmax}}{R_{fmin}} \right)^{1/2} \quad (4.6)$$

$$F = \tan^{-1} \frac{R_s (R_i^2 - 1)}{[(R_i^2 R^2 - 1) (R_s^2 - R_i^2)]^{1/2}} \quad (4.7)$$

Hier spielt die Tatsache eine Rolle, daß keine Zufallsverteilung, sondern bereits eine statistisch signifikante Vororientierung des initialen Gefüges vorliegt. Deshalb wurde die graphische Methode vorgezogen, da damit das Ausreißerproblem besser zu lösen war. Das Ergebnis ist hinreichend genau in Anbetracht der nicht immer scharf begrenzten Punktverteilungen. Die Streuung wird als Anzeichen einer Variation der initialen elliptischen Kornform angesehen.

Für die Berechnung des Verformungsellipsoides ist die Berechnung von R_{xz} und R_{yz} ausreichend. Allerdings ist es sinnvoll, zur Meßkontrolle auch R_{xy} zu ergänzen. Für den XY-Schnitt (parallel zur Foliation) ist das Risiko groß,

durch Anschnitteffekte einer unebenen Foliation verfälschte Ergebnisse zu erhalten. Für die Mehrzahl der Proben kann jedoch von gefügegerechten Schnittlagen ausgegangen werden. Die abweichenden, etwas höheren Verformungswerte R_{xy} sind wahrscheinlich auf eine initiale Elliptizität oder auf den Einfluß volumetrischer Verformung (RAMSAY & HUBER, 1983) zurückzuführen. Bei der Berechnung des Verformungsellipsoides aus R_{xz} und R_{yz} blieb der R_{xy} -Wert und damit auch diese initiale Elliptizität unberücksichtigt. Für den Fall einer initialen Elliptizität muß angemerkt werden, daß die Form der Markierungen nicht exakt die Orientierung des Verformungsellipsoides widerspiegelt, sondern eine Kombination aus initialer Elliptizität und überlagernder Verformung darstellt (vgl. Abb. 35).

Abgesehen von der prinzipiell fraglichen Eignung von Kalifeldspat-Augengneisen für die R_f/ϕ' -Verformungsanalyse, bestand für den XY-Schnitt eine große Unsicherheit in der Abgrenzung der Kalifeldspat-Augen. Da die Matrixverformung in diesem Gestein sehr hoch ist, wird angenommen, daß das Verformungsanalyseprogramm PODI in diesem Fall besser geeignet ist und zuverlässigere Ergebnisse liefert.

4.1.2.2. FRY-Methode und Programm PODI

Die Grundlage für die FRY-Methode (FRY, 1979) bildet nicht die Kornform, sondern die relative räumliche Position der Verformungsmarkierungen. Weiterentwicklungen stellen die *nearest neighbour centre-to-centre technique* (RAMSAY & HUBER, 1983), die normalisierte *centre-to-centre strain analysis* (ERSLEV, 1988) und das TURBO-PASCAL-Programm PODI (*point distribution*; UNZOG, 1989) dar.

Wichtige Voraussetzungen sind die statistisch uniforme Verteilung im undefor mierten und deformierten Zustand und für die FRY-Methode ein korngestütztes Gefüge des untersuchten Gesteines. Das Programm PODI ist auch für matrixgestützte Gefüge geeignet. Außerdem sollen die Markierungen im deformierten Zustand nicht kataklatisch beeinflusst sein (LACASSIN & VAN DEN DRIESSCHE, 1983).

Beim manuellen Verfahren der FRY-Methode werden alle Kornmittelpunkte auf einer Oleate markiert und numeriert. Eine zweite Oleate mit markiertem Mittelpunkt wird darüber gelegt, jeder Punkt der unteren Oleate mit dem Mittelpunkt der oberen zur Deckung gebracht und jeweils alle übrigen Punkte auf die obere Oleate durchgepaust. Im Idealfall erhält man eine leere Ellipse mit einem Randbereich hoher Besetzungsdichte, die der finiten Verformungsellipse R_f entspricht. Aus der Orientierung der langen Hauptachse kann auf Schersinn und Scherfaktor geschlossen werden.

Bei dem automatisierten Verfahren wird die Oleate mit den Kornmittelpunkten auf den Bildschirm oder Digitalisiertisch übertragen. Das Programm berechnet finite Form R_f , Orientierung ϕ' , Scherfaktor γ , Scherwinkel ψ und Schersinn aus den Mittelpunktskordinaten (Abb. 36a).

Die FRY-Methode lieferte jedoch keine zuverlässigen Verformungsparameter für matrixgestützte Gesteine, wie Augengneise und diaphthoritische Granatglimmerschiefer. Hierfür wurde das Programm PODI von UNZOG (1989) verwendet. Das FRY-Diagramm wurde lediglich zur optischen Kontrolle herangezogen.

Für das Programm PODI geht UNZOG (1989) von der Annahme aus, daß im undefor mierten Zustand in jeder Raumrichtung durchschnittlich gleich viele Kornmittelpunkte pro Einheitslänge angeordnet sind. Im deformier-

Abb. 35.
 R_f/ϕ -Methode nach LISLE (1985).

a) Verformung verschieden orientierter elliptischer Objekte ($R_i = 2.0$) und ihre graphische Darstellung im R_f/ϕ -Diagramm (aus RAMSAY & HUBER; 1987).
 A = initiale Elliptizität und Orientierung; B = $R_s < R_i$ und C = $R_s > R_i$; F = Fluktuation.

b) Markierungen mit konstantem R_i liegen nach der Verformung auf einer gemeinsamen R_i -Kurve.

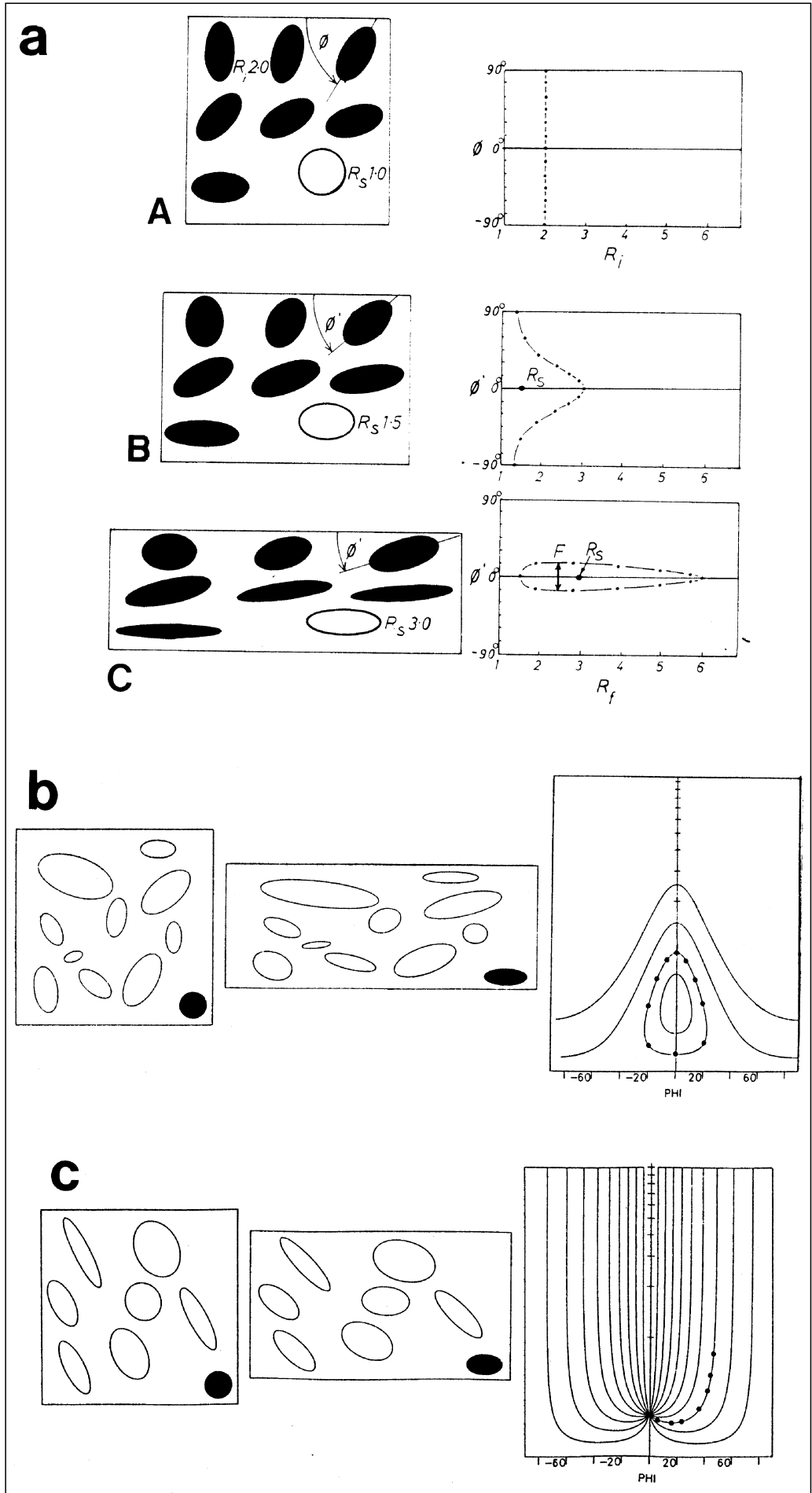
c) Markierungen mit konstantem Φ liegen nach der Verformung auf einer gemeinsamen Φ -Kurve (aus LISLE; 1985).

R_f/ϕ method after LISLE (1985).

a) Deformation of elliptical objects with different orientation ($R_i = 2.0$) and their graphic representation in the R_f/ϕ plot (from RAMSAY & HUBER; 1987).
 A = initial ellipticity and orientation; B = $R_s < R_i$ and C = $R_s > R_i$; F = fluctuation.

b) Markers with constant R_i corresponding to the same R_i curve.

c) Markers with constant Φ plotting on the same Φ curve (from LISLE; 1985).

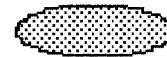
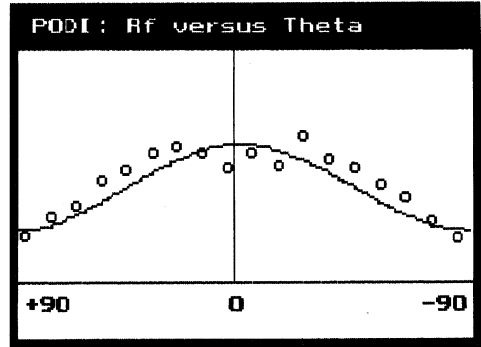
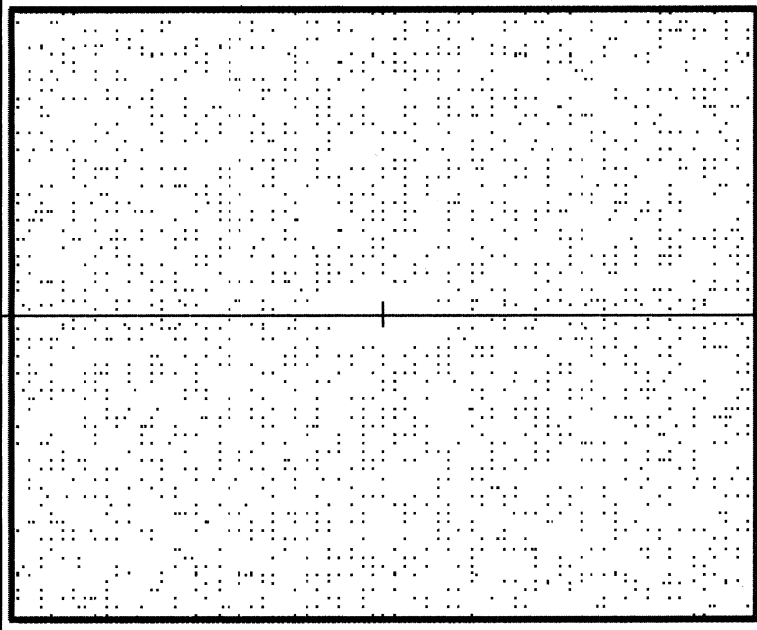


Granat-Porphyroblasten in diaphth. Gr-Glimmerschiefer

A

File: 87045-xz.DFS

traditional Fry plot
nothing to do with calc. values and other plots



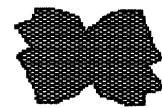
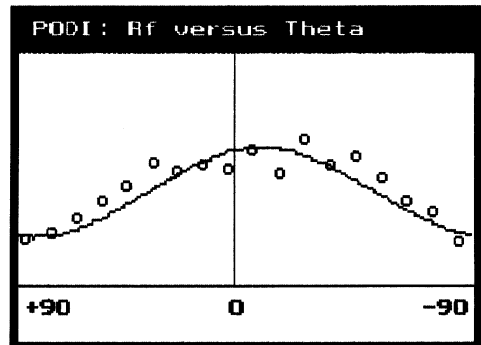
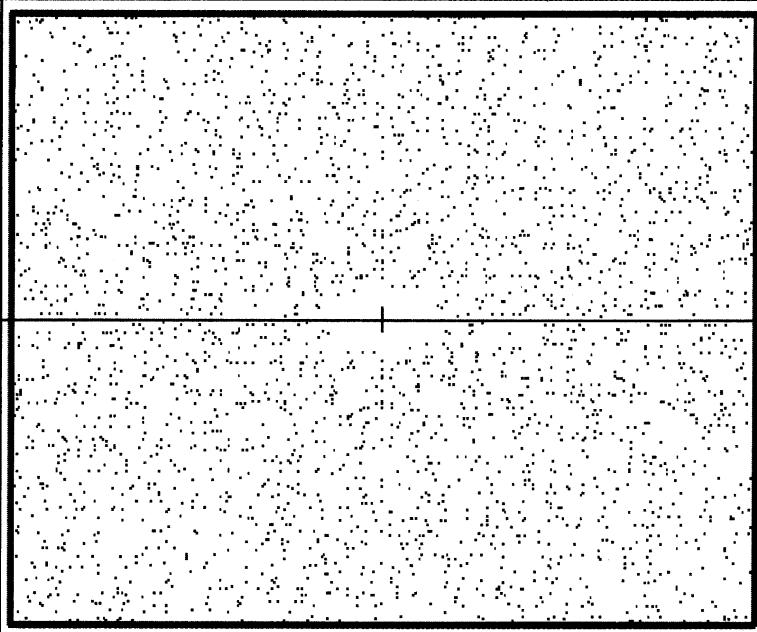
Sinistral angle of the finite shear strain :Theta = -0.37 degrees
 Ratio of the finite strain ellipse : Rf = 2.74
 Shear strain :Gamma (from Rf) = 1.10 (from Theta) = 152.92
 Angle of shear : psi (from Rf) = 47.67 (from Theta) = 89.63 degrees

Granat-Porphyroblasten in diaphth. Gr-Glimmerschiefer

B

File: 87045-xz.DFS

normalized Fry plot
nothing to do with calc. values and other plots



Sinistral angle of the finite shear strain :Theta = -8.68 degrees
 Ratio of the finite strain ellipse : Rf = 2.91
 Shear strain :Gamma (from Rf) = 1.17 (from Theta) = 6.40
 Angle of shear : psi (from Rf) = 49.52 (from Theta) = 81.12 degrees

Abb. 36.

PODI-Verformungsanalyse.

- a) Links oben der FRY-Plot; rechts oben der Plot der mittleren Abstände gegen die Orientierung der Klusten (Meßwerte und daraus berechnete theoretische Kurve); rechts die Richtungsrose der gemessenen Abstände; unten R_f und ϕ , daraus berechnet Scherfaktor γ und Scherwinkel ψ .
- b) Plot der normalisierten FRY-Methode mit den entsprechenden Darstellungen (Beispiel: 87098, Kalifeldspat-Augengneiss, Strajacher Graben).
- PODI strain analysis.
- a) FRY plot (upper left); plot of the mean distances against the orientation of the clasts (measures with calculated theoretical curve) in the upper right; rose diagram of measured distances (right); below R_f and ϕ with calculated shear strain γ and angular shear strain ψ .
- b) normalized FRY plot with relating plots (example: 87098, K-feldspar augen gneiss, Strajacher Graben).

ten Zustand sind in Richtung der langen Hauptachse der Verformungsellipse weniger ($1/R_f$), senkrecht dazu mehr Kornmittelpunkte pro Einheitslänge festzustellen. Für jeden Kornmittelpunkt werden die Abstände zu allen übrigen Kornmittelpunkten und die Winkel der Verbindungslinien bezüglich einer Referenzlinie berechnet. Die Anzahl der Punkte pro Winkelsegment wird auf den längsten Abstand pro Segment normiert (Anzahl pro Einheitslänge). Außerdem wird der mittlere Abstand pro Winkelsegment bestimmt. Diese Daten werden in einem Diagramm, vergleichbar der *nearest neighbour centre-to-centre technique* von RAMSAY & HUBER (1983), dargestellt. Aus der geglätteten Kurve (Verfahren der kleinsten Quadrate) werden R_f und ϕ' der Verformungsellipse ermittelt (Abb. 36b).

Der Programmablauf der PODI-Verformungsanalyse im Detail:

1. FRY-Plot zur visuellen Kontrolle;
2. χ^2 -Test: Prüfung auf statistisch uniforme Verteilung; Verfahren nicht definiert für POISSON-Verteilungen;
3. Berechnung der finiten Kornform R_f und ihrer Orientierung ϕ' mit Hilfe der Eigenwerte und -vektoren;
4. Berechnung der Scherverformungsparameter γ und ψ aus R_f und ϕ' .

4.1.2.3. 3D-Verformungsanalyse

Aus den zweidimensionalen Verformungsanalysen läßt sich nach mehreren Verfahren das finite Verformungsellipsoid berechnen und darstellen. Ein Berechnungsverfahren für Daten auf drei orthogonalen Flächen liefert die Methode von OERTEL (1978) und MILLER & OERTEL (1979). Für den Fall dreier beliebiger Flächen sind die Programme von MILTON (1980), GENDZWILL & STAUFFER (1981) und OWENS (1984) zu nennen. Hier fand das Programm ELLI von M. WEGER (München) nach OWENS (1984) Verwendung.

Zur graphischen Darstellung der Form des dreidimensionalen finiten Verformungsellipsoides, charakterisiert durch R_{xy} und R_{yz} aus der R_f/ϕ' - und PODI-Verformungsanalyse, wurde das Diagramm nach FLINN (1962) verwendet. Die Form der Verformungsellipse wird durch den Parameter k definiert:

$$k = \frac{(R_{xy} - 1)}{(R_{yz} - 1)} \quad (4.8)$$

wobei $k < 1$ einer Plättung (oblat), $k = 1$ einer ebenen Verformung und $k > 1$ einer Streckung (prolat) entspricht.

Im logarithmischen Verformungsdiagramm (RAMSAY, 1967) werden auch proportionale Volumenänderungen während homogener Deformation berücksichtigt. Die Form wird durch den Parameter K definiert:

$$K = \frac{(\varepsilon_1 - \varepsilon_2)}{(\varepsilon_2 - \varepsilon_3)} = \frac{\ln R_{xy}}{\ln R_{yz}} \quad (4.9)$$

$$\varepsilon_1 = \ln(1 + e_1) \quad \varepsilon_2 = \ln(1 + e_2) \quad \varepsilon_3 = \ln(1 + e_3) \quad (4.10)$$

Die Felder mit wahrer Extension und Plättung werden je nach Volumenverlust durch die entsprechenden Geraden mit der Steigung 1 definiert (RAMSAY & WOOD, 1976):

$$(\varepsilon_1 - \varepsilon_2) = (\varepsilon_2 - \varepsilon_3) = \ln(1 + \Delta V) \quad (4.11)$$

oder

$$\ln R_{xy} = \ln R_{yz} + \ln(1 + \Delta V) \quad (4.12)$$

Daraus folgt für den Volumenverlust ΔV :

$$\Delta V = \frac{R_{xy}}{R_{yz}} - 1 \quad (4.13)$$

Außer dem Deformationsregime läßt sich nach RAMSAY & HUBER (1983) aus diesen Diagrammen auch der Verformungsbetrag (*amount of deformation*), definiert durch den Abstand des Meßwertes vom Nullpunkt, ableiten. Für das FLINN-Diagramm gilt:

$$d = \sqrt{(R_{xy} - 1)^2 + (R_{yz} - 1)^2} \quad (4.14)$$

Für das logarithmische Verformungsdiagramm von RAMSAY (1967) gilt:

$$D = \sqrt{(\varepsilon_1 - \varepsilon_2)^2 + (\varepsilon_2 - \varepsilon_3)^2} \quad (4.15)$$

oder

$$D = \sqrt{(\ln R_{xy})^2 + (\ln R_{yz})^2} \quad (4.16)$$

Es handelt sich bei diesen einfachen Verformungsparametern nicht um Absolutwerte, ebensowenig wie bei den komplizierteren Berechnungen der Verformungsbeträge von NADAI (1963) und HOSSACK (1968). Erstere wurden vorgezogen, da sie graphisch gut nachvollziehbar sind und die Anwendung der anderen mathematischen Parameter mangels besonderer Vorzüge nicht gerechtfertigt erscheint (vgl. auch RAMSAY & HUBER, 1983).

Die Präzision der 3D-Verformungsanalyse hängt von der Präzision der 2D-Verformungsanalyse ab, diese wiederum von den exakten Schnittlagen bezüglich der finiten Verformungsachsen. Die räumliche Orientierung der finiten Verformungsellipsoide stimmt weitgehend mit dem Makrogefüge überein.

Die Hauptverformungsrichtung σ_1 liegt bei einfacher Scherung zwischen der Hauptstreckungsrichtung und der Foliation. Da dieser Winkel meist nahe 0 ist, kann die Lineationsrichtung X näherungsweise mit der Haupttextensionsrichtung gleichgesetzt werden. Bei Plättung liegt die Hauptverformungsrichtung senkrecht zur Foliation und parallel zur Haupteinengungsrichtung. Im Schnitt parallel zur Foliation (XY) weicht die Hauptstreckungsrichtung der Quarzklusten lokal geringfügig (bis 11°) von der Richtung der Mineralstreckungslineation (X) ab. Um diesen Wert wurde die Orientierung der 3D-Verformungsellipsoide korrigiert. Abweichungen im YZ-Schnitt sind vorwiegend durch die Faltung, Abweichungen im XZ-Schnitt durch die Beteiligung einfacher Scherung bedingt. Allgemein wird die Asymmetrie in den R_f/ϕ' -Diagrammen von RAMSAY & HUBER (1983) als Anzeichen einer initialen Orientierung in-

folge eines vorangegangenen Deformationsereignisses gewertet. Voraussetzung ist jedoch, daß ein Fehler bei der Positionierung der Schnittlagen bezüglich Foliation und Mineralstreckungslineation ausgeschlossen werden kann.

4.1.2.4. Berechnung der Rotationszahl

Um die Kinematik der duktilen Verformung quantitativ zu erfassen, wurde die tektonische Rotationszahl (*vorticity number*) W_n an σ -Klasten (PASSCHIER & SIMPSON, 1986) ermittelt. Diese Klasten haben, im Gegensatz zu δ -Klasten, bei hoher finiter Verformung eine stabile Position erreicht. Nur wo eine klare Trennung von Klast und Matrix möglich war, wurde eine visuelle Anpassung der Ellipse vorgenommen und wurden die entsprechenden Parameter erhoben.

Zwei Berechnungsmöglichkeiten stehen zur Auswahl:

1. Bei der *blocked objects method* (PASSCHIER, 1987) wird die stabile Endposition eines starren Porphyroklasten in einer viskosen Matrix durch den Winkel η charakterisiert. Dieser Winkel zwischen der dehrenden Fließapophyse (*extensional apophysis of flow*) und der morphologischen Langachse des ruhenden Porphyroklasten ist eine Funktion von W_n und dem Achsenverhältnis, ausgedrückt durch den Parameter B^* (Abb. 37):

$$\eta = \frac{1}{2} \sin^{-1} \frac{W_n}{B^*} \left(\sqrt{1 - W_n^2} - \sqrt{B^{*2} - W_n^2} \right) \quad (4.17)$$

mit

$$B^* = \frac{Mx^2 - Mn^2}{Mx^2 + Mn^2} \quad (4.18)$$

wobei Mx die lange Achse und Mn die kurze Achse darstellt.

2. Bei der *stair stepping method* (PASSCHIER, 1987) wird die tektonische Rotationszahl W_n aus dem Winkel β zwischen der Medianlinie der asymmetrischen Rekristallisations-

schwänze (momentane Streckungsachse) und der Foliation (finite Streckungsachse) berechnet (Abb. 37):

$$W_n = \sin 2\beta \quad (4.19)$$

Diese Beziehung gilt nur, wenn β klein ist. Außerdem kann β nur zur Bestimmung von W_n herangezogen werden, wenn die Gesamtverformung des Gesteines bekannt ist (VISSERS, 1989). Eine weitere, hier erfüllte Bedingung ist, daß die Foliation parallel zur Streckung der Fließapophyse orientiert ist.

Beide Methoden lieferten in dieser Untersuchung gut übereinstimmende Ergebnisse.

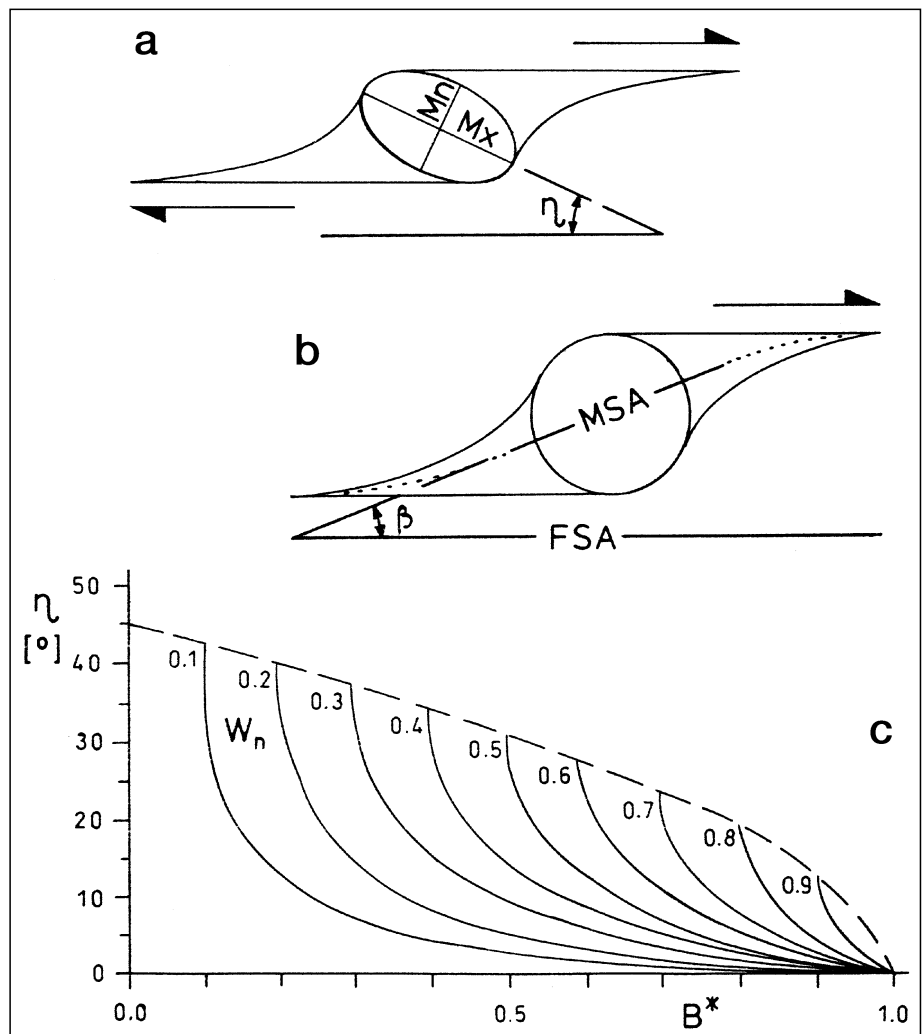
4.1.3. Verformungsanalyse des Gailtalkristallins

4.1.3.1. Ergebnisse

In den Gesteinen des Gailtalkristallins sind Markierungen, die sich zur Abschätzung der Gesamtverformung eignen, sehr selten. So stützt sich die Verformungsabschätzung auf Körper mit annähernd isometrischer Ausgangsgestalt, wie Bänderquarze in Glimmerquarziten, Granatidioblasten und Granatformrelikte in diaphthorischen Granatglimmerschiefern sowie Kalifeldspatagen in Augengneisen. Da die Glimmerquarzite innerhalb der Paragesteinsserie des Gailtalkristallins unterrepräsentiert sind, wurden auch die Quarzkornformen eines Staurolith-

Abb. 37.

- a) Stabile Endposition der Porphyroklastenlangachse (Mx) in Beziehung zur dehrenden Fließapophyse.
 - b) Geometrische Beziehung zwischen Porphyroklastenschwänzen, der Orientierung der momentanen Streckungsachse (MSA) und der finiten Streckungsachse (FSA).
 - c) Diagramm mit der Beziehung zwischen Rotationszahl W_n , Orientierung der Langachse η und dem Parameter B^* (nach PASSCHIER, 1987).
- a) *Stable end orientation of the porphyroclast long axis (Mx) in relation to the extensional apophysis of flow.*
 - b) *Geometric relationship between porphyroclast tails, orientation of the instantaneous stretching axis (MSA) and the finite stretching axis (FSA).*
 - c) *Diagram showing the dependence between vorticity number W_n , orientation of the long axis η and the parameter B^* (after PASSCHIER, 1987).*



Granat-Gneises und eines Kalifeldspat-Augengneises in die Untersuchung einbezogen. Für quarzreiche Gesteine entspricht die gemessene Teilverformung der Bänderquarze, unter der Annahme geringer Kompetenzunterschiede, in etwa der Gesamtverformung (FRITZER, 1991). Die ermittelte Verformung von Granat- und Kalifeldspatklasten spiegelt wegen des höheren Kompetenzkontrastes zwischen Klast und Matrix nur die untere Grenze der Gesamtverformung wider.

Generell ist anzumerken, daß die nach OWENS (1984) berechneten Verformungsachsenverhältnisse und, davon abgeleitet, die Verformungsparameter k , K (*Shape*), d und D (*intensity of distortion*), dargestellt in FLINN- und RAMSAY-Diagrammen, nur geringfügig von den direkt auf Foliation und Lineation bezogenen R_f/ϕ' -Messungen abweichen. Dies gilt insbesondere für die aus R_s berechneten Scherfaktoren (Tab. 11). Daraus ist zu folgern, daß die Schnittlagen der Gesteinsproben weitestgehend den Flächen des Verformungsellipsoides entsprechen. Die Originaldaten der Verformungsanalysen und sämtliche 3D-Berechnungen sind dem Anhang B zu entnehmen. Sie bilden die Grundlage der FLINN- und RAMSAY-Diagramme in Abb. 38 und 39.

Die R_f/ϕ' -Auswertung ergibt im FLINN-Diagramm für die Quarzverformung schwach oblate finite Verformungsellipsoide nahe ebener Verformung (siehe Tab. 11, Abb. 38 und 39). Für ausschließliche einfache Scherung gelten Bedingungen ebener Verformung mit $k = 1$. Die festgestellte Abweichung von ebener Verformung ($k = 1.07$, $K = 0.92$ für R_f ; $k = 1.34$, $K = 1.21$ für R_s) spricht für eine Kombination von heterogener einfacher Scherung und heterogener Volumenänderung, wie sie für natürliche Scherzonen charakteristisch ist (vgl. RAMSAY & GRAHAM, 1970). Die Volumenänderung streut stark und liegt im Mit-

tel bei 1.9 Vol.-% (R_s , korrigiert nach OWENS, 1984; Abb. 39a). Auch die Quarz- $\langle c \rangle$ -Achsenregelung mit deutlichen Hinweisen auf überwiegend ebene Verformung fügt sich in dieses Bild (vgl. Kap. 4.2.3.).

Explizit liegen die Achsenverhältnisse des Verformungsellipsoides (R_s -XZ) im Mittel bei 2.16 (R_f/ϕ' -Analyse) bzw. 2.24 (R_s/ϕ' -Analyse, korrigiert nach OWENS, 1984). Auf der Basis von R_s kann eine einfache Scherung mit einem Scherfaktor von $\gamma = 0.79$ bzw. $\gamma = 0.83$ im XZ-Schnitt abgeschätzt werden. Lediglich ein Glimmerquarzit (88023; R_s -XZ = 3.6) unterlag einer stärkeren Scherung ($\gamma = 1.37$), verbunden mit einem höheren Volumenverlust ($\Delta V = -31.9$ Vol.-%) oder einem höheren Anteil reiner Scherung. Die finite Verformung in den einzelnen Schnittlagen ist relativ niedrig, der Verformungsbetrag liegt bei $d = 1.18$ ($D = 0.82$). Bemerkenswert ist eine ausgeprägte Elliptizität der Quarzkörner im XY-Schnitt (Foliation) bei gleichzeitiger starker Streuung der Ellipsenlangachsen, d.h. einer maximalen Fluktuation von 180° . Da der Mittelwert von ϕ in X-Richtung des Verformungsellipsoides liegt oder nur geringfügig davon abweicht, beruht dieses Phänomen wahrscheinlich auf einer initialen Elliptizität und nicht auf einem vorangegangenen Deformationsakt mit abweichender Orientierung.

Die R_f/ϕ' -Verformungsanalyse der Granatporphyroblasten in diaphthoritischen Granatglimmerschiefern liefert für die Klastenverformung im Mittel ähnlich hohe R_s -Werte im XZ-Schnitt ($R_s = 1.92$) und geringfügig niedrigere Verformungsbeträge ($d = 0.77$, $D = 0.58$). Der Anteil reiner Scherung liegt jedoch deutlich höher ($k = 0.29$, $K = 0.46$), wie es auch durch den entsprechenden Volumenverlust von 25.9 Vol.-% infolge Drucklösung bestätigt wird. Die PODI-Analyse liefert etwas höhere Verformungsbeträge ($d = 1.17$, $D = 0.82$), läßt jedoch für die

Tabelle 11.
Mittelwerte der 3D-Verformungsanalysen.
Mean values of 3D strain analyses.

| Objekt | Tektonische Einheit | Verformungs-analyse | k | K | d | D | ΔV [%] | R_s (XZ) | γ (R_s) | γ (ϕ) |
|----------|---------------------|------------------------------|------|------|------|------|-------------------|---------------|-----------------------|------------------------|
| Quarz | Gailtalkristallin | R_f/ϕ' (R_f) | 0.89 | 0.91 | 1.49 | 1.00 | -7.6 | | | 36.6 |
| | | R_f/ϕ' (R_s) | 1.19 | 1.14 | 0.82 | 0.63 | 1.6 | 2.16 | 0.79 | |
| | | R_f/ϕ' (R_f , korr.) | 1.07 | 0.92 | 1.18 | 0.82 | -7.5 | | | |
| | | R_f/ϕ' (R_s , korr.) | 1.34 | 1.21 | 0.73 | 0.57 | 1.9 | 2.24 | 0.83 | |
| Granat | Gailtalkristallin | R_f/ϕ' (R_f) | 0.52 | 0.59 | 0.99 | 0.71 | -23.4 | | | 71.6 |
| | | R_f/ϕ' (R_s) | 0.39 | 0.44 | 0.74 | 0.56 | -26.2 | 1.95 | 0.68 | |
| | | R_f/ϕ' (R_f , korr.) | 0.36 | 0.56 | 0.88 | 0.68 | -23.9 | | | |
| | | R_f/ϕ' (R_s , korr.) | 0.29 | 0.46 | 0.77 | 0.58 | -25.9 | 1.92 | 0.66 | |
| | | PODI (R_f) | 1.28 | 1.15 | 1.17 | 0.82 | 5.8 | | 0.60 | 26.7 |
| Kf-Augen | Gailtalkristallin | R_f/ϕ' (R_f) | 0.47 | 0.55 | 1.92 | 1.15 | -34.1 | | | 102.3 |
| | | R_f/ϕ' (R_s) | 0.75 | 0.73 | 1.76 | 1.09 | -22.6 | 2.85 | 1.10 | |
| | | R_f/ϕ' (R_f , korr.) | 0.65 | 0.72 | 1.67 | 1.16 | -23.8 | | | |
| | | R_f/ϕ' (R_s , korr.) | 0.57 | 0.66 | 1.53 | 1.00 | -25.3 | 2.97 | 1.14 | |
| | | PODI (R_f) | 0.66 | 0.72 | 1.31 | 0.88 | -20.4 | | 0.79 | 8.3 |
| Quarz | Grödener Sandstein | R_f/ϕ' (R_f) | 0.77 | 0.83 | 1.16 | 0.85 | -11.0 | | | 20.6 |
| | | R_f/ϕ' (R_s) | 0.50 | 0.56 | 0.62 | 0.50 | -17.8 | 1.75 | 0.56 | |
| | | R_f/ϕ' (R_f , korr.) | 0.23 | 0.76 | 1.10 | 0.81 | -14.2 | | | |
| | | R_f/ϕ' (R_s , korr.) | 0.20 | 0.56 | 0.61 | 0.50 | -17.2 | 1.76 | 0.57 | |
| Quarz | Lesachtal-Tonalit | R_f/ϕ' (R_f) | 0.08 | 0.13 | 2.96 | 1.39 | -68.8 | | | 13.7 |
| | | R_f/ϕ' (R_s) | 0.07 | 0.13 | 2.11 | 1.14 | -62.6 | 3.49 | 1.33 | |
| | | R_f/ϕ' (R_f , korr.) | 0.32 | 0.29 | 2.49 | 1.27 | -58.1 | | | |
| | | R_f/ϕ' (R_s , korr.) | 0.12 | 0.11 | 2.02 | 1.11 | -62.4 | 3.71 | 1.41 | |

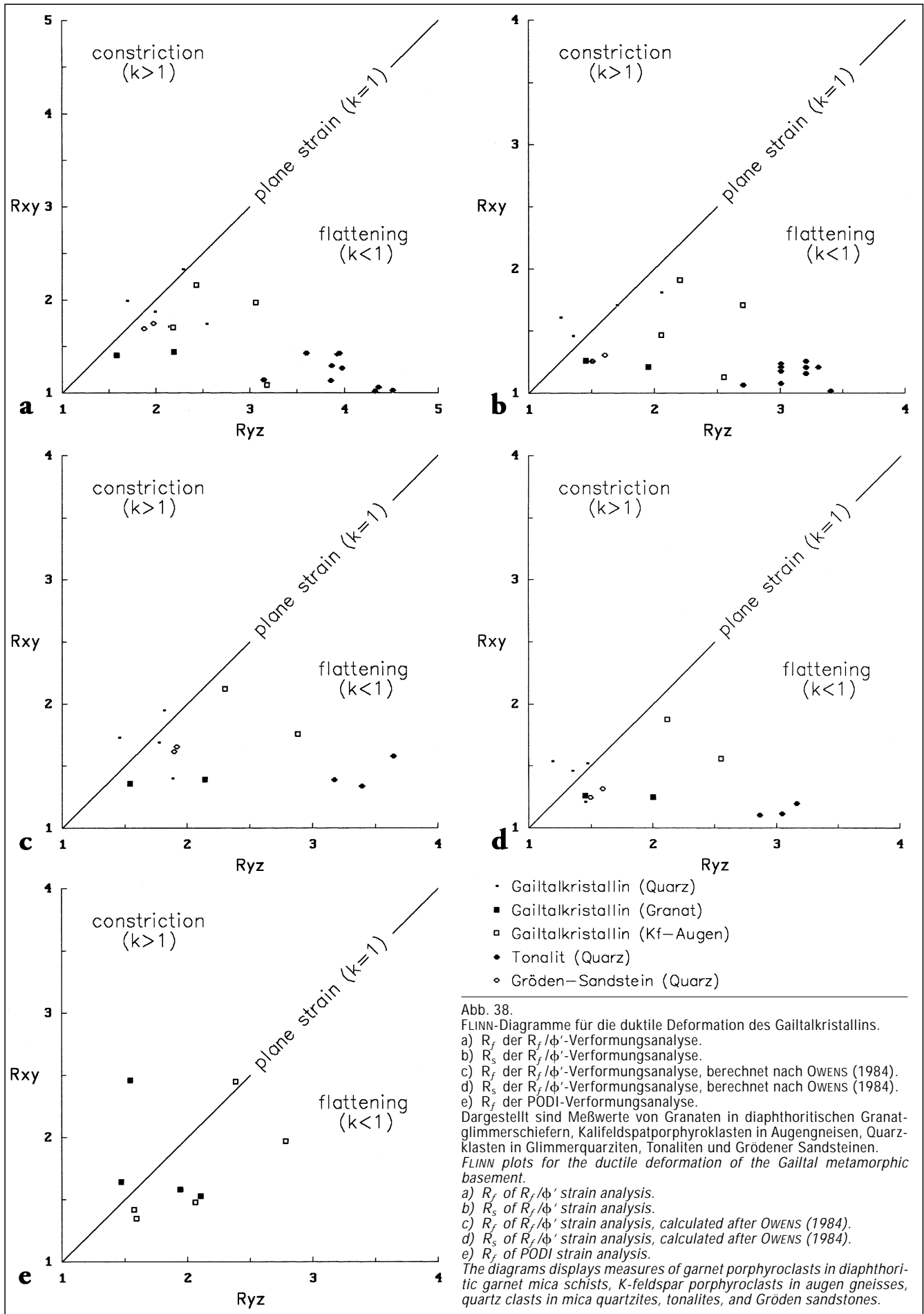


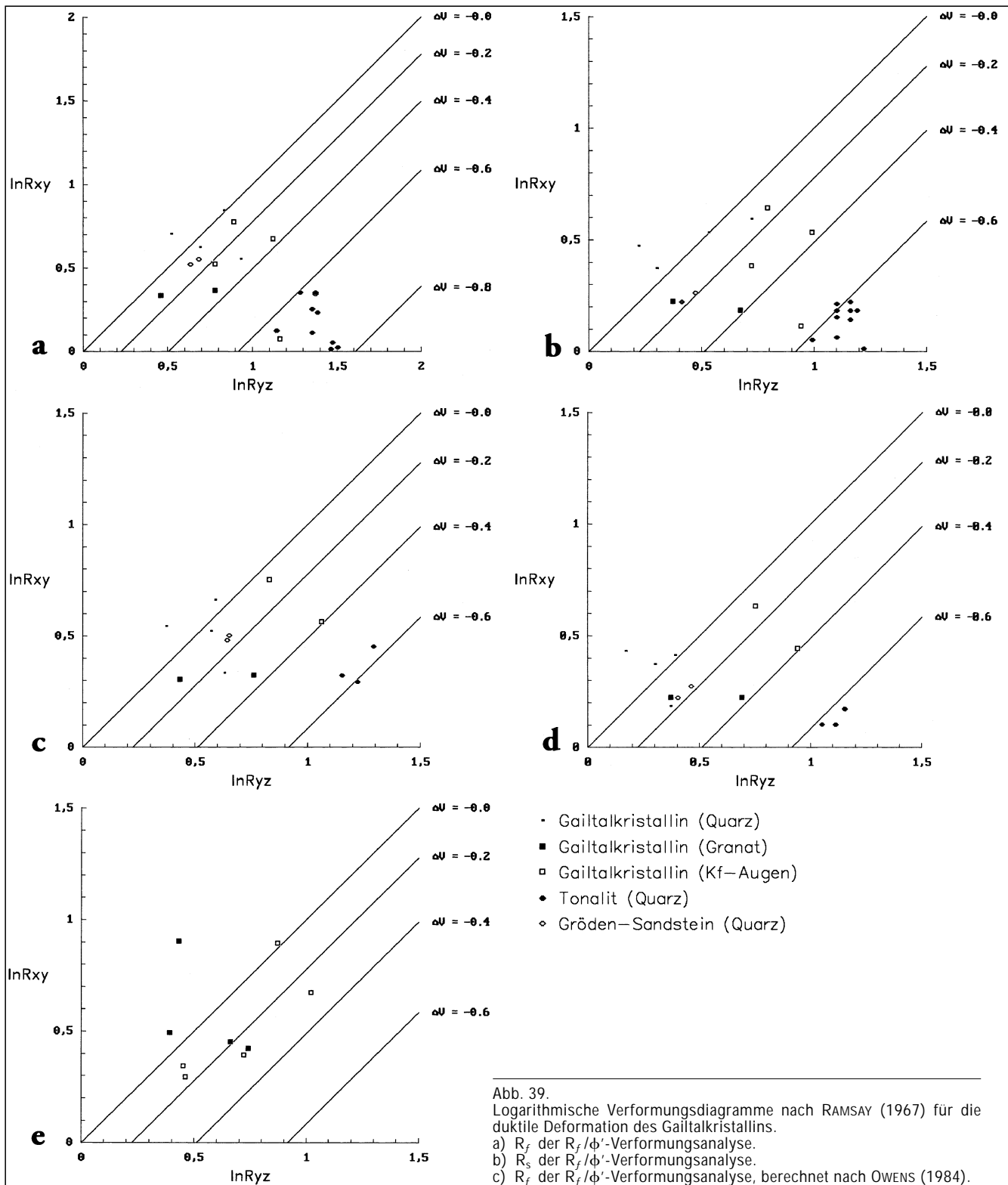
Abb. 38.

FLINN-Diagramme für die duktile Deformation des Gailtalkristallins.

- a) R_f der R_f/ϕ' -Verformungsanalyse.
- b) R_s der R_f/ϕ' -Verformungsanalyse.
- c) R_f der R_f/ϕ' -Verformungsanalyse, berechnet nach OWENS (1984).
- d) R_s der R_f/ϕ' -Verformungsanalyse, berechnet nach OWENS (1984).
- e) R_f der PODI-Verformungsanalyse.

Dargestellt sind Meßwerte von Granaten in diaphthorischen Granatglimmerschiefern, Kalifeldspatporphyroklasten in Augengneissen, Quarzklasten in Glimmerquarziten, Tonaliten und Grödener Sandsteinen.
 FLINN plots for the ductile deformation of the Gailtal metamorphic basement.

a) R_f of R_f/ϕ' strain analysis.
 b) R_s of R_f/ϕ' strain analysis.
 c) R_f of R_f/ϕ' strain analysis, calculated after OWENS (1984).
 d) R_s of R_f/ϕ' strain analysis, calculated after OWENS (1984).
 e) R_f of PODI strain analysis.
 The diagrams displays measures of garnet porphyroclasts in diaphthoritic garnet mica schists, K-feldspar porphyroclasts in augen gneisses, quartz clasts in mica quartzites, tonalites, and Gröden sandstones.



- Gailltalkristallin (Quarz)
- Gailltalkristallin (Granat)
- Gailltalkristallin (Kf-Augen)
- Tonalit (Quarz)
- ◇ Gröden-Sandstein (Quarz)

Abb. 39. Logarithmische Verformungsdiagramme nach RAMSAY (1967) für die duktile Deformation des Gailltalkristallins.

- a) R_f der R_f/ϕ' -Verformungsanalyse.
- b) R_s der R_f/ϕ' -Verformungsanalyse.
- c) R_f der R_f/ϕ' -Verformungsanalyse, berechnet nach OWENS (1984).
- d) R_s der R_f/ϕ' -Verformungsanalyse, berechnet nach OWENS (1984).
- e) R_f der PODI-Verformungsanalyse.

Dargestellt sind die abgeleiteten Daten von Granaten in diaphthoritischen Granatglimmerschiefern, Kalifeldspat-Augengneissen, Quarzkörnern in Glimmerquartziten, Tonaliten und Gröden-Sandsteinen.

Logarithmic strain diagrams after RAMSAY (1967) for the ductile deformation of the Gaillal metamorphic basement.

- a) R_f of R_f/ϕ' strain analysis.
- b) R_s of R_f/ϕ' strain analysis.
- c) R_f of R_f/ϕ' strain analysis, calculated after OWENS (1984).
- d) R_s of R_f/ϕ' strain analysis, calculated after OWENS (1984).
- e) R_f of PODI strain analysis.

The diagrams display derived values of garnet porphyroclasts in diaphthoritic garnet mica schists, K-feldspar porphyroclasts in augen gneisses, quartz clasts in mica quartzites, tonalites, and Gröden sandstones.

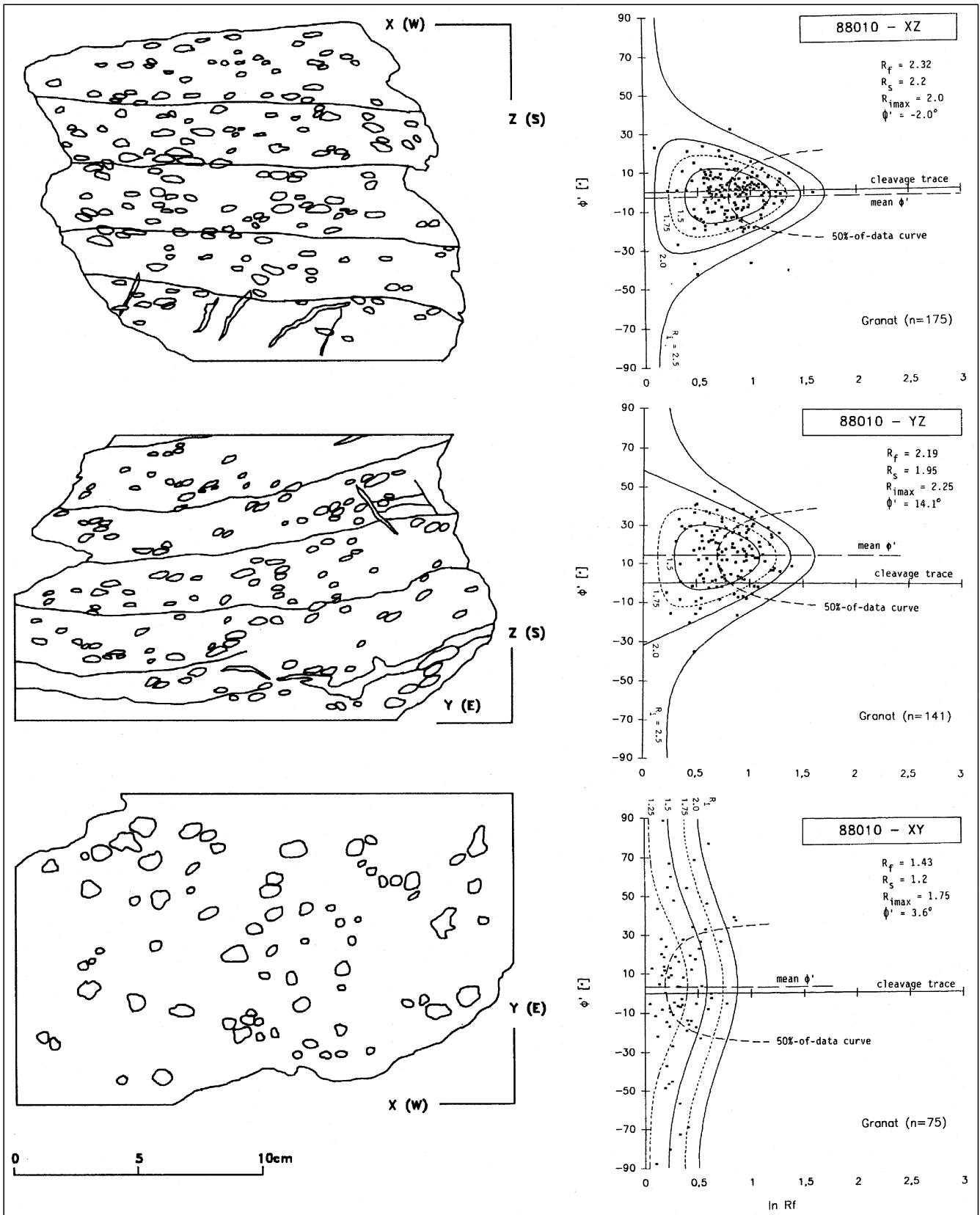


Abb. 40.

R_f/ϕ' -Verformungsanalyse deformierter Granatporphyroblasten in einem diaphthorischen Granatglimmerschiefer (88010, Tuffbach). Die orthogonalen Schnittlagen sind den entsprechenden Punktdiagrammen gegenübergestellt.

a) Schnitt senkrecht zu Foliation und Mineralstreckungslinieation; b) Schnitt senkrecht zur Foliation und parallel zur Mineralstreckungslinieation; c) Schnitt parallel zur Foliation.

R_f/ϕ' strain analysis of deformed garnet porphyroblasts in a diaphthoritic garnet mica schist (88010, Tuffbach).

Orthogonal sections are set against the corresponding scatter diagrams.

a) section normal to foliation and mineral stretching lineation; b) section normal to the foliation and parallel to the mineral stretching lineation; c) section parallel to the foliation.

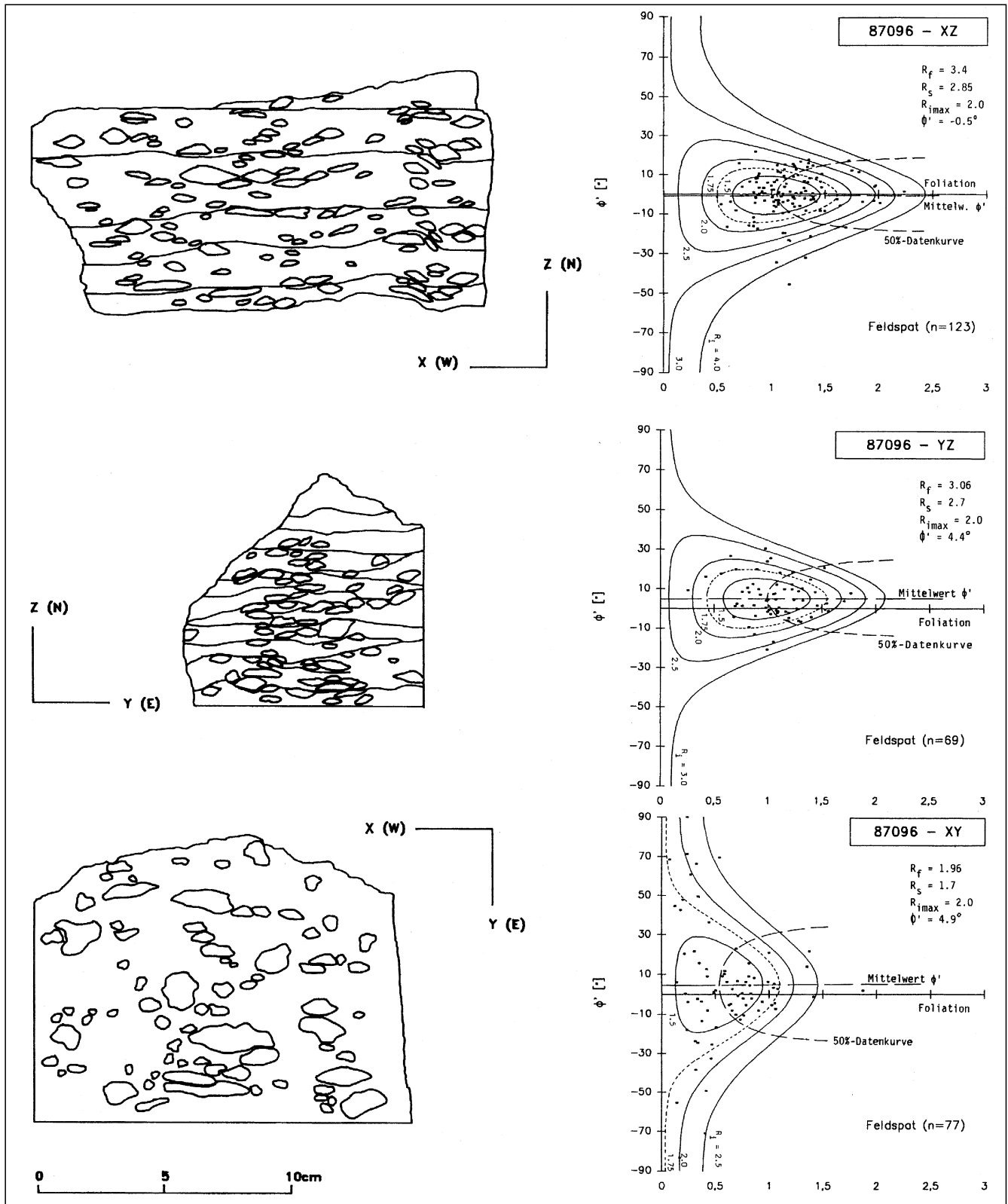


Abb. 41.
 R_f/ϕ' -Verformungsanalyse deformierter Kalifeldspat-Porphyroblaste in einem Augengneis (87096, Strajacher Graben).
 Die orthogonalen Schnitllagen sind den entsprechenden Punktdiagrammen gegenuebergestellt; Schnitte analog zu Abb. 40.
 R_f/ϕ' strain analysis of deformed K-feldspar porphyroblasts in an augen gneiss (87096, Strajacher Graben).
 Orthogonal sections are set against the corresponding scatter diagrams; sections analogous to Fig. 40.

durchschnittliche Matrixverformung auf nahezu ausschliessliche Beteiligung einfacher Scherung schliessen ($k = 1.28$, $K = 1.15$). Die Volumenaenderung streut sehr stark und liegt im Durchschnitt bei $\Delta V = +5.8$ Vol.-%. Die Scherfaktoren fuer Matrixverformung (PODI-Analyse) und Gra-

nateilverformung (R_f/ϕ' -Analyse) sind nahezu gleich gross, nur die Volumenaenderungen unterscheiden sich deutlich. Die aus R_s errechneten Scherfaktoren liegen bei $\gamma = 0.66$ (R_f/ϕ') bzw. $\gamma = 0.60$ (PODI). Sie spiegeln am ehesten reelle Werte wider, waehrend die aus ϕ' berechne-

ten Werte stark schwanken und viel zu hoch liegen ($\gamma = 71.6$ für R_f/ϕ' ; $\gamma = 26.7$ für PODI), wie in Kap. 4.1.3.2. ausgeführt wird.

In Abb. 40 ist die Probe 88010 als typisches Beispiel für die R_f/ϕ' -Verformungsanalyse der diaphthoritischen Granatglimmerschiefer dargestellt. Abweichend davon liefert die PODI-Verformungsanalyse für einen Granat-Oligoklas-Blastengneis aus dem Archerlebach (88001) eine starke Streckungskomponente in X-Richtung. Auffällig ist hier, daß die syn- bis postkinematischen Granatblasten keine merkliche Plättung, sondern nur rotationale Interngefüge zeigen, also ausschließlich Matrixverformung stattfand.

Während R_f/ϕ' - und PODI-Analyse der diaphthoritischen Glimmerschiefer keinen signifikant verschiedenen Scherfaktor, aber einen unterschiedlichen Anteil reiner Scherung ergeben, liefern die Verformungsanalysen der Augengneise bei gleichem Anteil reiner Scherung einen deutlich geringeren Scherfaktor für die Matrixverformung. R_f/ϕ' - und PODI-Verformungsanalyse belegen für die Kalifeldspat-Augen in den Augengneisen ebene Verformung mit einer Plättungskomponente ähnlich der Granatdeformation ($k = 0.57$, $K = 0.66$ für R_f/ϕ' ; $k = 0.66$, $K = 0.72$ für PODI). Eine Ausnahme bildet die Probe 88020 mit deutlicher Plättung ($k = 0.03$ für R_f/ϕ' ; $k = 0.44$ für PODI). Der Volumenverlust bei Annahme ebener Verformung belief sich auf 25.3 % (R_f/ϕ') bzw. 20.4 % (PODI).

Die Kalifeldspat-Augen bilden laut den Ergebnissen der R_f/ϕ' -Analyse mit $R_s = 2.97$ eine verhältnismäßig höhere Verformung ab. Folglich liegen die Verformungsbeträge ($d = 1.53$, $D = 1.00$) und der Scherfaktor ($\gamma = 1.14$) deutlich über dem Ergebnis der Quarz- und Granatteilverformung. Dies wird offensichtlich, vergleicht man die Verformungsmessungen an Kalifeldspat-Augen in Probe 88020 ($d = 1.55$, $D = 0.94$; $\gamma = 1.10$) mit denen an Quarzkörnern in Probe 87069 ($d = 0.56$, $D = 0.46$; $\gamma = 0.60$) aus demselben Kalifeldspat-Augengneis, welche im Aufschluß nur 20 cm voneinander entfernt entnommen wurden. Dagegen liefert die PODI-Analyse für die Deformation der Augengneismatrix nur wenig höhere durchschnittliche Verformungsbeträge ($d = 1.31$, $D = 0.88$) als für die Deformation der Granatglimmerschiefermatrix. Der entsprechende mittlere Scherfaktor von $\gamma = 0.79$ liegt zwar über dem Scherfaktor der Granatteilverformung, aber durchaus in der Größenordnung der Quarzteilverformung aus der R_f/ϕ' -Analyse.

Tabelle 12.

Berechnung der Rotationszahl von Kalifeldspat- σ -Porphyroklasten in Augengneisen des Gailtalkristallins.

Calculation of the vorticity number of K-feldspar σ -type porphyroclasts in augen gneisses of the Gailtal metamorphic basement.

| Probe | Mx [mm] | Mn [mm] | B* | η [°] | β [°] | W_n (1) | W_n (2) | n |
|---------------|------------|------------|------|---------------|----------------|--------------|--------------|---|
| 87096-XZ | 9.4 | 5.2 | 0.51 | 5.3 | 4.5 | 0.16 | 0.13 | 6 |
| 87096-YZ | 5.6 | 2.9 | 0.57 | 16.8 | 15.0 | 0.49 | 0.08 | 5 |
| 87097-XZ | 6.3 | 4.0 | 0.42 | 14.7 | 4.3 | 0.15 | 0.08 | 7 |
| 87097-YZ | 4.5 | 2.9 | 0.42 | 28.3 | 10.0 | 0.32 | 0.10 | 6 |
| 87098-XZ | 8.1 | 5.1 | 0.43 | 15.8 | 4.0 | 0.14 | 0.03 | 6 |
| 87098-YZ | 7.6 | 4.9 | 0.40 | 33.0 | 12.4 | 0.41 | 0.01 | 5 |
| 88020-XZ | 9.7 | 5.4 | 0.49 | 8.5 | 4.3 | 0.15 | 0.16 | 6 |
| 88020-YZ | 12.0 | 6.6 | 0.52 | 11.0 | 8.4 | 0.28 | 0.09 | 7 |
| Mittelwert XZ | 8.4 | 4.9 | 0.46 | 11.1 | 4.3 | 0.15 | 0.10 | 6 |
| Mittelwert YZ | 7.4 | 4.3 | 0.48 | 22.3 | 11.5 | 0.38 | 0.07 | 6 |

(1) $W_n = \sin 2\beta$; (2) $W_n = f(n, B^*)$.

se. Insgesamt liegt also die Matrixverformung der Augengneise in der Größenordnung der Glimmerquarzite und diaphthoritischen Granatglimmerschiefer, im Gegensatz zur etwas höheren Klastenverformung. In Abb. 41 ist die Probe 87096 als typisches Beispiel für die R_f/ϕ' -Verformungsanalyse der Augengneise dargestellt.

Der deutliche Anteil koaxialer Deformation an der Kalifeldspatteilverformung spiegelt sich auch in einem hohen Anteil von Porphyroklasten wider, die eine stabile Endposition während der Deformation erreicht haben. Die Rotationszahl von $W_n = 0.13$ im XZ-Schnitt bzw. $W_n = 0.23$ im YZ-Schnitt, abgeleitet aus der Orientierung dieser σ -Klasten, spricht sogar für ein Plättungsregime mit nur schwacher rotationaler Komponente (siehe Tab. 12 und Abb. 37). Die Plättungskomponente ist jedoch etwas überbewertet, da selektiv σ -Klasten untersucht wurden und δ -Klasten, die auf einfache Scherung hinweisen würden, bei dieser Methode außer acht gelassen werden.

4.1.3.2. Diskussion

Vermutlich kristallisierte Quarz während der komplexen Metamorphose- und Deformationsgeschichte mehrfach um, während Feldspat die Relikte älterer, höhertemperierter Deformationsereignisse mit höheren Verformungsbeträgen überliefert. Granat wurde erst im Zuge der Diaphthorose in die Deformation einbezogen. Die an Quarz- und Granatkörnern ermittelten Verformungswerte dokumentieren daher nur die letzten, niedrigtemperierten Verformungssinkremente und liefern damit nur einen Minimalwert für die finite Verformung. Da es sich generell um Verformungswerte einzelner Mineralphasen handelt, ist eine Extrapolation auf die Gesamtverformung des Gesteines problematisch, insbesondere da der oft sehr hohe Phyllosilikatanteil bei der Verformungsabschätzung nicht adäquat berücksichtigt werden kann.

Die entsprechenden Werte für den Scherfaktor im Gailtalkristallin liegen für Quarz bei $\gamma = 0.83$ (R_f/ϕ'), für Granat bei $\gamma = 0.60$ (PODI) und $\gamma = 0.66$ (R_f/ϕ') sowie für Kalifeldspat-Augen bei $\gamma = 0.79$ (PODI) und $\gamma = 1.14$ (R_f/ϕ'). Die graphischen Darstellungen nach SANDERSON (1982) und SAHA (1989) ergeben etwas abweichende Ergebnisse von $\gamma = 0.25$ bzw. $\gamma = 1.23$ (Abb. 42 und 43). Der Vergleich mit den Meßwerten der PODI- und R_f/ϕ' -Analyse (Tab. 11) ergibt für den Scherfaktor, berechnet aus R_s bzw. R_f im XZ-Schnitt, eine gute Übereinstimmung, während die Berechnung aus der Winkelabweichung ϕ der X-Achse des Verformungsellipsoides von der Scherrichtung zumindest für die R_f/ϕ' -Analyse zu hohe Werte lieferte ($\gamma = 102.3$ für R_f/ϕ' ; $\gamma = 8.3$ für PODI; Tab. 11). Diese Diskrepanz ist folgendermaßen zu erklären:

- Zusätzlich zu einfacher Scherung tritt eine Plättungskomponente auf, die zu einer Rotation des Klasten in Richtung Scherfläche (Verringerung von ϕ) führt, während sich R_f nicht wesentlich ändert (Matrixeffekt);
- Rotation der Scherfläche; als Referenzfläche dient eine Scherfläche, die nicht mehr mit der Verformung des Klasten in Zusammenhang steht (UNZOG, 1989);
- Verformungsaufteilung (*strain partitioning*); Lagen mit Kalifeldspatklasten werden auf Glimmerlagen gegeneinander verschoben; es wird überwiegend die Verformung senkrecht zur Scherfläche, nicht parallel zur Scherfläche erfaßt (UNZOG, 1989).

Bezüglich des zeitlichen Ablaufes liegt der Schluß nahe, daß ältere Ereignisse einfacher Scherung mit gegensätzlicher Scherrichtung anschließend von einem Plättungsregime überlagert wurden. Grundsätzlich bleibt hinsicht-

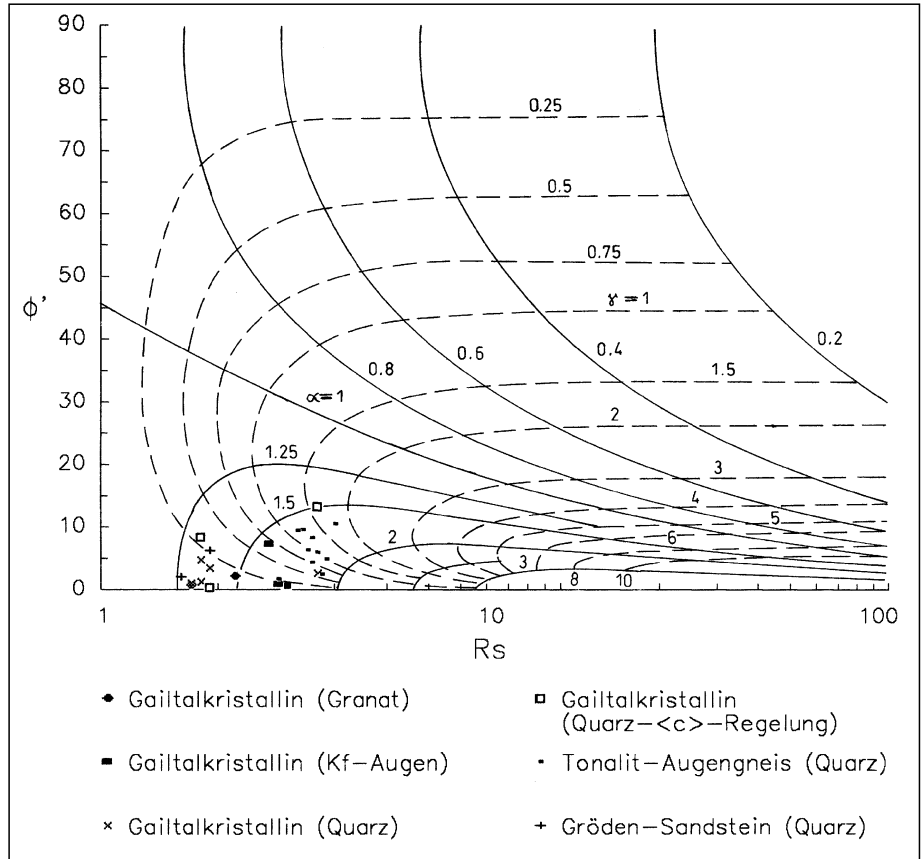
Abb. 42.

Beziehung zwischen dem Achsenverhältnis R_s und dem Scherwinkel ϕ' , d.h. dem Winkel zwischen der X-Achse des Verformungsellipsoides und der Scherfläche (nach SANDERSON, 1982).

Durchgezogene Linien entsprechen Orten konstanter Streckung ($\alpha > 1$, prolat) bzw. konstanter Plättung ($\alpha < 1$, oblat), gestrichelte Linien Orten konstanter einfacher Scherung.

Relationship between strain ratio R_s and angle of shear ϕ' , i.e. the angle between the X axis of the strain ellipsoid and the shear plane (after SANDERSON, 1982).

Solid lines are the loci of constant stretching ($\alpha > 1$, prolate) or constant flattening ($\alpha < 1$, oblate), dashed lines the loci of constant shear strain γ .



lich der Verformungsvariation anzumerken, daß auch bei sehr hohen Scherraten der Deformationspfad in der Regel nicht die Linie ebener Verformung im FLINN-Diagramm überschreitet. Liegt also vor der Scherdeformation ein oblates finites Verformungsellipsoid vor, kommt der Meßwert des deformierten Objektes auch nach einfacher Scherung im Plättungsfeld zu liegen (SANDERSON, 1976; SAHA, 1989).

Eine Möglichkeit, den beteiligten Plättungsanteil zu quantifizieren, bietet das zweidimensionale Modell von SANDERSON (1982), bei dem heterogene einfache Scherung (γ) mit einer Streckung in Scherrichtung (α) bzw. Plättung senkrecht zur Scherrichtung ($1/\alpha$) kombiniert wird, jedoch unter der Voraussetzung ebener Verformung ohne Volumenänderung (Abb. 42). Werte von $\alpha > 1$ (Streckung) sind typisch für Decken mit liegenden Falten (*recumbent fold nappes*), während es sich bei $\alpha < 1$ (Plättung) um Decken mit Verkürzung parallel zur Foliation (*thrust sheets with layer-parallel shortening*) handelt. Dieses Modell liefert trotz niedriger ϕ -Werte für niedrige R_f -Werte, wie sie für das Gaitalkristallin kennzeichnend sind, relativ zuverlässige Ergebnisse. Es kann ein durchschnittlicher Scherfaktor von $\gamma = 0.25$ (R_f/ϕ' -Analyse) bzw. $\gamma = 0.55$ (Quarz-*c-c*-Achsenregelung in Abhängigkeit von einer zusätzlichen mittleren Längenänderung in X-Richtung von $\alpha = 1.5$ angegeben werden (Abb. 42). Streckungs- und Scherkomponente bleiben über den gesamten Kristallinabschnitt nahezu konstant.

Es ist unwahrscheinlich, daß der beobachtete Deformationszustand ausschließlich durch heterogene einfache Scherung bei gleichzeitigem Volumenverlust erreicht wurde. Die beobachtete, von ebener Verformung abweichende Plättungskomponente läßt sich besser durch Scherbänder mit einer Einengungskomponente senkrecht

Abb. 43.

FLINN-Diagramm mit Entwicklung des Scherfaktors γ bei Überlagerung einfacher Scherung und prolater bzw. oblater Verformung (nach SAHA, 1989).

Dieses Diagramm gilt für $\phi = 0$, d.h. Scherzonenengrenze und Foliation (XY-Fläche) vor der Verformung liegen parallel, was für das Gaitalkristallin nur angenähert gilt (siehe Abb. 42).

FLINN plot showing the development of shear strain γ during superposition of prolate and oblate strain by simple shear (after SAHA, 1989).

This diagram is valid for $\phi = 0$, i.e. shear-zone boundary and predeformational foliation (XY plane) lie parallel, a condition which is only roughly valid for the Gaital metamorphic basement (see Fig. 42).

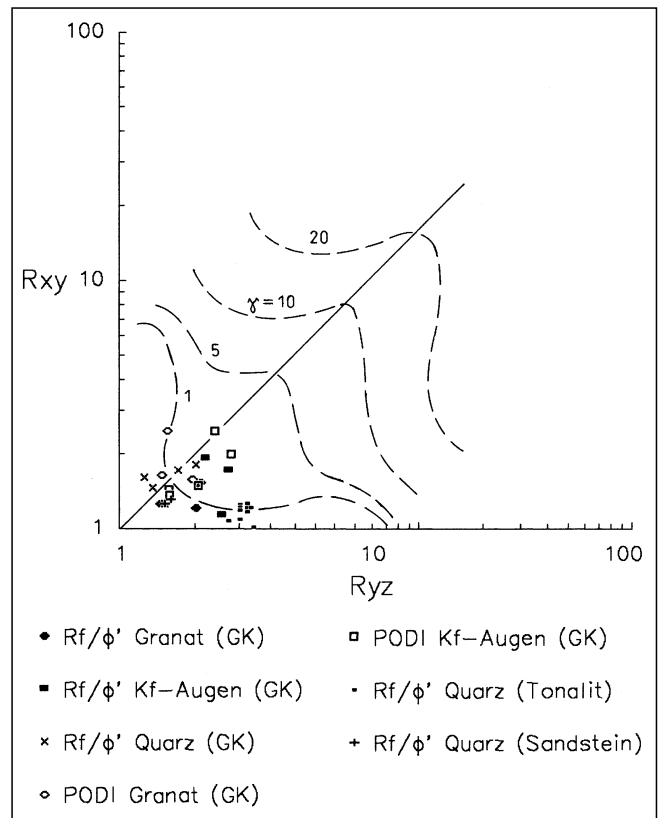
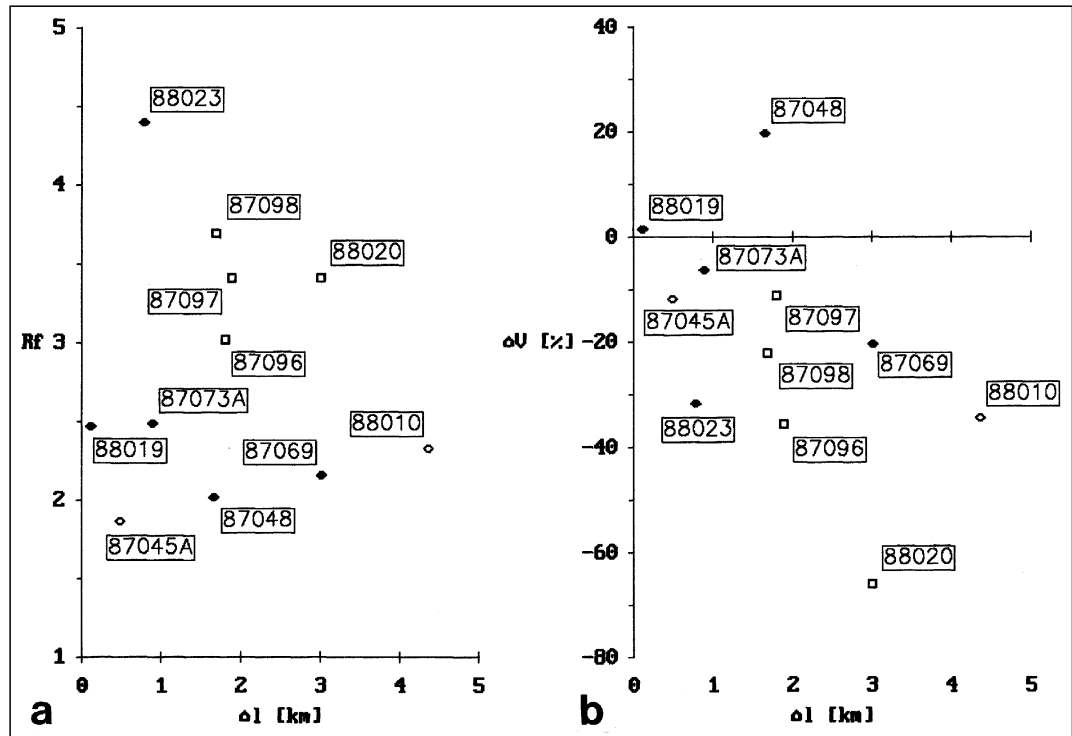


Abb. 44.
Abhängigkeit zwischen
(a) finiter Verformung
(R_f) bzw. (b) möglichem
Volumenverlust (ΔV) und
dem Abstand der Proben
zum Periadriatischen Lineament
sensu stricto.
Correlation between (a)
finite strain ratio (R_f) or
(b) possible volume loss
(ΔV) and the distance of
the samples from the Peri-
adriatic Lineament sensu
stricto.



zu den Scherzongrenzen erklären (z.B. MAWER, 1983; CHOUKROUNE & GAPAIS, 1983; O'HARA, 1990). Die Volumenänderung in Scherzonen ist schwierig quantifizierbar, spielt jedoch in Verbindung mit heterogener Plättung eine wichtige Rolle und kann zur Lösung der Platzprobleme beitragen (O'HARA, 1990). Dies gilt speziell für retrograde kristalline Scherzonen mit nachweislicher Fluidinfiltration und Feldspatlösung (z.B. JANECKE & EVANS, 1988; O'HARA, 1990).

Folgende Gründe sprechen gegen die ausschließliche Beteiligung heterogener Volumenänderung und für reine Scherung als zusätzlichen Deformationsmechanismus:

- Zwischen Volumenverlust und Verformungsgrad bzw. Form des finiten Verformungsellipsoides besteht offensichtlich kein Zusammenhang. Während der Volumenverlust innerhalb des Gailtalkristallins mit Entfernung vom Periadriatischen Lineament sensu stricto vage zunimmt, zeigt die Verteilung von R_f keinen Trend (Abb. 44).
- Während der Diaphthorese unter niedriggradigen p-T-Bedingungen kam es zu Verformungsaufteilung in Versetzungsgleitung in Quarz und Phyllosilikaten sowie Drucklösungsprozesse an Kalifeldspat und Granat. Oblate Kalifeldspat-, Granat- und Quarzkornformen sind überwiegend das Ergebnis von Drucklösung senkrecht zur Foliation, wahrscheinlich verstärkt durch progressive Scherung parallel zur Foliation (vgl. O'HARA, 1990).

Nach der Analyse der Quarzgitterregelung und der Verformungsanalyse war ebene Verformung der maßgebliche Deformationsmechanismus für Quarz. Im RAMSAY-Diagramm ergibt sich lediglich ein mittlerer Volumenverlust von 7.5 %. Dagegen ergibt sich für die Granatverformung unter niedriggradigen Metamorphosebedingungen, wie hier bei der Diaphthorese, ein ähnlicher Scherfaktor, jedoch ein höherer Volumenverlust von durchschnittlich 25.9 %. Die Plättung der Kalifeldspatklasten bewirkt eine Volumenabnahme von durchschnittlich 25.3 % in einem offenen System. Als Ursache für diesen Volumenverlust wird die durch Kataklyse begünstigte inkongruente Umsetzung von Kalifeldspat zu Quarz und Hellglimmer ange-

führt (O'HARA, 1990). Es handelt sich dabei um einen Minimalwert, da komplett umgewandelte Porphyroklasten bei der Messung nicht berücksichtigt werden konnten. Hier wäre es angebracht, die Massenbilanz mit Hilfe mobiler Spurenelemente näher zu quantifizieren.

In Einzelfällen waren diese Verformungsanalysen auch für die Klärung zeitlicher Relationen, hier besonders der Granatprossung, nützlich. Der Granat wurde nach der mikrostrukturellen und petrographischen Auswertung als syn- bis postkinematisch angesehen. Bei der PODI-Verformungsanalyse zeigte sich jedoch, daß nach der Granatblastese noch Scherdeformation unter niedrigstgradigen bis niedriggradigen Metamorphosebedingungen wirksam war, vor allem in Verbindung mit Quarzdrucklösung.

Sämtliche Verformungsanalysen ergeben für das Gailtalkristallin hinsichtlich der Verformungsparameter ein weitgehend konsistentes Bild. Das Deformationsregime läßt sich in fast allen Fällen als ebene Verformung mit heterogener Plättungskomponente und heterogenem Volumenverlust beschreiben. Der Anteil reiner Scherung nimmt bei den Klasten von Quarz über Kalifeldspat nach Granat zu. Quarz überliefert nur ein relativ spätes Verformungsincrement, für Kalifeldspat und Granat waren eher die Hauptphasen der duktilen Verformung maßgeblich. Durch den Einsatz verschiedener Verformungsanalysemethoden bei den diaphthoritischen Glimmerschiefern und Augengneisen wurde der Unterschied zwischen Matrix- und Klastenverformung (Kompetenzkontrast) offensichtlich. Die diaphthoritischen Glimmerschiefer zeigen deutliche Anzeichen heterogener Verformung mit etwa äquivalenten Anteilen einfacher und reiner Scherung für die Klastenverformung und einfacher Scherung für die Matrixverformung. Bei den Augengneisen unterlagen Klasten und Matrix einer einfachen Scherung mit einheitlicher Plättungskomponente. Hier differierten jedoch die Scherfaktoren erheblich. Aus der Tatsache, daß kein Zusammenhang zwischen der Entfernung zum Periadriatischen Lineament sensu stricto und dem finiten Verformungsellipsoid besteht, kann gefolgert werden, daß das

gesamte Gailtalkristallin als heterogene duktile Mega-scherzone aktiv war und das Periadriatische Lineament sensu stricto erst während der semiduktilen und spröden Deformation an Bedeutung gewann.

4.1.4. Verformungsanalyse der Scherkörper entlang des Periadriatischen Lineamentes sensu stricto

4.1.4.1. Lesachtal-Tonalit

Bei den untersuchten Quarzkörnern handelt es sich um ehemals magmatische Einzelkristalle. Während der jungalpidischen Deformation wurden diese Quarzkristalle plastisch deformiert und liefern so ein Abbild des finiten Verformungsellipsoides der letzten duktilen Beanspruchung. Die mit der R_f/ϕ' -Verformungsanalyse ermittelten Verformungswerte beschreiben allerdings nur die partielle Verformung, die von den deformierten Quarzdomänen aufgenommen wurde. Ein großer, nicht näher quantifizierbarer Anteil der Gesamtverformung wird jedoch vom Glimmerteilgefüge aufgenommen. Die Textur von Quarzdomänen im Druckschatten und im Kontakt zu Plagioklasklasten blieb unberücksichtigt, da die Orientierung der Quarzkristalle hier sehr stark vom lokalen Deformationsregime, d.h. von der Rotation der Plagioklasklasten, abhängt. Meßwerte von Quarz im Kontakt zu Hellglimmer und Chlorit wurden ebenfalls eliminiert, da die Phyllosilikate bevorzugt deformiert werden und damit das Ergebnis der Quarz-Verformungsanalyse verfälschen können.

Die R_f/ϕ' -Auswertung ergibt im FLINN-Diagramm extrem oblate Verformungsellipsoide ($k = 0.12$; $K = 0.11$; siehe Tab. 11, Abb. 38 und 39). Bei der Gesamtverformung der Tonalitlamelle spielt der Volumenverlust infolge von Drucklösung und Stoffwanderungsprozessen eine wichtige Rolle. Der Volumenverlust liegt bei durchschnittlich 62.4 % (Abb. 39a). Überwiegend koaxiale Plättung wird auch durch die Quarz- $\langle c \rangle$ -Achsenregelung mit Kleinkreisregelungen um Z und symmetrischen Kreuzgürteln bestätigt (siehe Kap. 4.2.4.).

Die Achsenverhältnisse des Verformungsellipsoides R_s im XZ-Schnitt liegen bei durchschnittlich 3.49 (R_f/ϕ' -Analyse) bzw. 3.71 (R_f/ϕ' -Analyse, korrigiert nach OWENS, 1984). Der aus dem Verformungsellipsoid R_s abgeleitete Scherfaktor von $\gamma = 1.33$ bzw. $\gamma = 1.41$ im XZ-Schnitt kann als wahrscheinlich zu hoch angesehen werden. Er wird dem aus dem FLINN-Diagramm abgeleiteten, rein oblaten Verformungsellipsoid nicht gerecht. Die Scherfaktoren nach SANDERSON (1982) und SAHA (1989), basierend auf R_s der R_f/ϕ' -Analyse, liegen mit $\gamma = 1.0$ bzw. $\gamma = 1.09$ erheblich niedriger (Abb. 42 und 43). Die Quantifizierung des Plättungsanteiles nach SANDERSON (1982) erbringt eine zusätzliche mittlere Streckung von $\alpha = 1.8$ in X-Richtung, die etwas zu hoch erscheint (Abb. 42; siehe auch Kap. 4.1.3.2.). In die Verformungsabschätzung müssen auch die Ergebnisse der Photometermessungen einbezogen werden, welche die Beteiligung einer rotationalen Komponente an der Quarzgefügeentwicklung belegen (siehe Kap. 4.2.4.). Der Verformungsbetrag nach RAMSAY & HUBER (1983) für das finite Verformungsellipsoid ist mit $d = 2.02$ bzw. $D = 1.11$ anzugeben.

Die R_f/ϕ' -Verformungsanalyse ergibt für die duktil deformierten Anteile des Lesachtal-Tonalits reine Scherung als maßgeblichen Deformationsmechanismus in Verbindung mit einem sehr hohen Volumenverlust. Die untersuchten duktilen Teilgefüge sind sehr wahrscheinlich der Plättung während der letzten alpidischen Metamorphose

(Diaphthorese) zuzuordnen. Photometermessungen und die mikrokinematische Analyse belegen eine untergeordnete Scherkomponente, die vermutlich älter ist und in der Quarzkornform nicht mehr zum Ausdruck kommt.

4.1.4.2. Grödener Sandsteinlamelle

Hier wird nur auf die Ergebnisse der R_f/ϕ' -Verformungsanalyse an Grödener Sandsteinen im Liesinger Hochwald eingegangen (Tab. 11, Abb. 38 und 39). Im Gegensatz zu dieser Sandsteinlamelle am Periadriatischen Lineament sensu stricto, kann in den Grödener Sandsteinen, die an der Drauzug-Südrandstörung eingeschuppt sind, kein Anzeichen für duktile Verformung nachgewiesen werden (vgl. 87075). Aber auch im Liesinger Hochwald sind weite Bereiche der Sandsteinlamelle undeformiert. Die Deformation ist sehr heterogen und nur in Dünnschliffdimension im Bereich cm-mächtiger Scherbänder nachvollziehbar. Eine Vorregelung, bedingt durch sedimentäre Prozesse wie Schrägschichtung, Schüttungsrichtung oder Kompaktion, kann nicht ausgeschlossen werden. Die Vorzugsregelung der Kornlangachsen ist jedoch überwiegend auf ein duktils Deformationsereignis zurückzuführen. Es ist anzunehmen, daß die Verformungsgefüge im Übergangsbereich zwischen duktiler und bruchhafter Verformung (*F/QP transition*; SIBSON, 1986) gebildet wurden.

Die R_f/ϕ' -Analyse ergibt im FLINN-Diagramm stark oblate Verformungsellipsoide ($k = 0.20$; $K = 0.56$; siehe Tab. 11, Abb. 38 und 39). Die Achsenverhältnisse des Verformungsellipsoides R_s im XZ-Schnitt liegen bei durchschnittlich 1.75, der Verformungsbetrag nach RAMSAY & HUBER (1983) für das finite Verformungsellipsoid bei $d = 0.61$ bzw. $D = 0.50$. Der Volumenverlust ist mit durchschnittlich 17.2 % vergleichsweise gering. Der aus dem Verformungsellipsoid R_s abgeleitete Scherfaktor γ liegt bei 0.57, die etwas abweichenden Scherfaktoren nach SANDERSON (1982) und SAHA (1989) betragen $\gamma = 0.2$ bzw. $\gamma = 0.86$. Die Quantifizierung des Plättungsanteiles nach SANDERSON (1982) erbringt eine zusätzliche mittlere Streckung von $\alpha = 1.3$ in X-Richtung (Abb. 42; siehe auch Kap. 4.1.3.2.). Die dargestellten Scherfaktoren sind keineswegs repräsentativ für die gesamte Sandsteinlamelle, sondern spiegeln nur die ungefähre Größenordnung geringmächtiger scherkörperinterner Scherzonen wider.

Die duktil deformierten Anteile der Grödener Sandsteinlamelle unterlagen einfacher Scherung in Verbindung mit einem nur geringen Volumenverlust. Die duktilen Teilgefüge dieser geringmächtigen diskreten Scherzonen sind sehr wahrscheinlich durch die Scherdeformation während der letzten alpidischen Metamorphose (Diaphthorese) angelegt worden.

4.2. Quarzregelungsmuster

Für die Festlegung der Scherrichtung während der duktilen Deformation am Periadriatischen Lineament bzw. innerhalb des Gailtalkristallins gibt auch die Einregelung der Quarz- $\langle c \rangle$ -Achsen Aufschluß, abgesehen von den meso- und mikroskopischen Deformationsgefügen (BOUCHEZ et al., 1983; PASSCHIER, 1983). Aus der Quarz- $\langle c \rangle$ -Achsenregelung sind auch weitergehende Aussagen bezüglich des Deformationsregimes unter idealisierten, homogenen Verformungsbedingungen möglich. Es handelt sich hier jeweils um longitudinale Verformung, d.h. die volumetrische Verformung bleibt unberücksichtigt (siehe Kap. 4.1.). Zusätzlich können die Deformationshöhe und die physikalischen Rahmenbedingungen während der De-

formation aus diesen Regelungsmustern abgeleitet werden (vgl. HOBBS et al., 1976; SCHMID & CASEY, 1986).

4.2.1. Grundlagen der Quarzgefügeanalyse

Im Gegensatz zu früheren Arbeiten, in denen die Quarzregelungsmuster hauptsächlich bezüglich ihrer Symmetriebeziehungen zum Gesamtgefüge interpretiert wurden (SANDER, 1950; TURNER & WEISS, 1963), konnte in den letzten Jahren das Wissen über die Entstehung von Quarzgit-terregelungen stark erweitert werden. Wichtige Informationen lieferten experimentelle Ansätze (BORG et al., 1960; GRIGGS et al., 1960; CARTER et al., 1964; GREEN et al., 1970; TULLIS et al., 1973; KERN, 1977; TULLIS, 1977) und Computersimulationen (ETCHECOPAR, 1977; LISTER et al., 1978; LISTER & PRICE, 1978; LISTER & PATERSON, 1979; LISTER & HOBBS, 1980; ETCHECOPAR & VASSEUR, 1987; JESSELL, 1988a, 1988b) sowie vergleichende Untersuchungen an natürlich und experimentell deformierten Tektoniten (MITRA & TULLIS, 1979; WENK et al., 1987).

Für die Einregelung kristallographischer Achsen in Tektoniten wurden folgende Erklärungsmöglichkeiten diskutiert:

- spannungsorientierte Kristallblastese (KAMB, 1959);
- Zerbrechen von Mineralen entlang bevorzugter kristallographischer Ebenen und anschließende Einregelung durch Externrotation (MARCH, 1932; FAIRBAIRN, 1949);
- intrakristalline Versetzungsgleitung; Einregelung aufgrund einer Internrotation des Kristallgitters, teilweise in Kombination mit einer Externrotation (NICOLAS & POIRIER, 1976; URAI et al., 1986).

Als wichtigster Einregelungsmechanismus wird heute Versetzungsgleiten (*dislocation creep*) angenommen. Eine ausführliche Beschreibung ist den Arbeiten von NICOLAS & POIRIER (1976), HOBBS et al. (1976) und POIRIER (1985) zu entnehmen. Die Gleitung erfolgt auf einfach indizierten Kristallflächen, da hier die bei der Versetzung entstehende elastische Deformation klein bleibt und nur kurze Versetzungsschritte (BURGERS-Vektoren) notwendig sind. Gleitebene und Gleitrichtung definieren ein Gleitsystem. Aktiviert wird das Gleitsystem durch Überschreiten einer in Gleitrichtung wirkenden kritischen Scherspannung (*critical resolved shear stress*; Abb. 45c). Versetzungsgleitung (Translation) kann durch Stufen- oder Schraubenversetzung sowie durch eine Kombination von beiden, sogenannten Versetzungsschleifen, erfolgen (KOCH, 1991). Die Gleitung setzt bevorzugt in Körnern ein, deren Kristallgitter in günstiger Position bezüglich der Hauptnormalspannung σ_1 liegt. Können Körner nicht durch Externrotation in diese Position gebracht werden, so bleiben sie als Porphyroklasten in einer Matrix plastisch deformierter Körner erhalten. Bei koaxialer Deformation sind dies Körner, deren Gleitsysteme parallel oder senkrecht zu σ_1 orientiert sind (BOUCHEZ, 1977; LAW, 1986). Die Gleitung führt zu einer Internrotation des Kristallgitters, bei der die Gleitebenen in Richtung der aktiven Scherfläche rotiert werden. Daraus resultiert eine zunehmende Einregelung der kristallographischen Achsen (HOBBS et al., 1976; VOLLBRECHT, 1981).

In der Regel sind innerhalb eines Kristalls mehrere Gleitsysteme aktivierbar. Welches Gleitsystem dominiert, hängt von Temperatur, Druck, Verformungsrate und Konzentration fluider Phase ab. Aufgrund der Deformationsexperimente an synthetischen Quarzeinkristallen wurden mehrere Gleitsysteme für die Ausbildung einzelner Quarzregelungsmuster als wichtig erachtet (LINKER et al., 1984). Dies sind (0001) $\langle a \rangle$ (Basisgleitung), $m \langle a \rangle$, $m \langle c \rangle$ und $a \langle c \rangle$

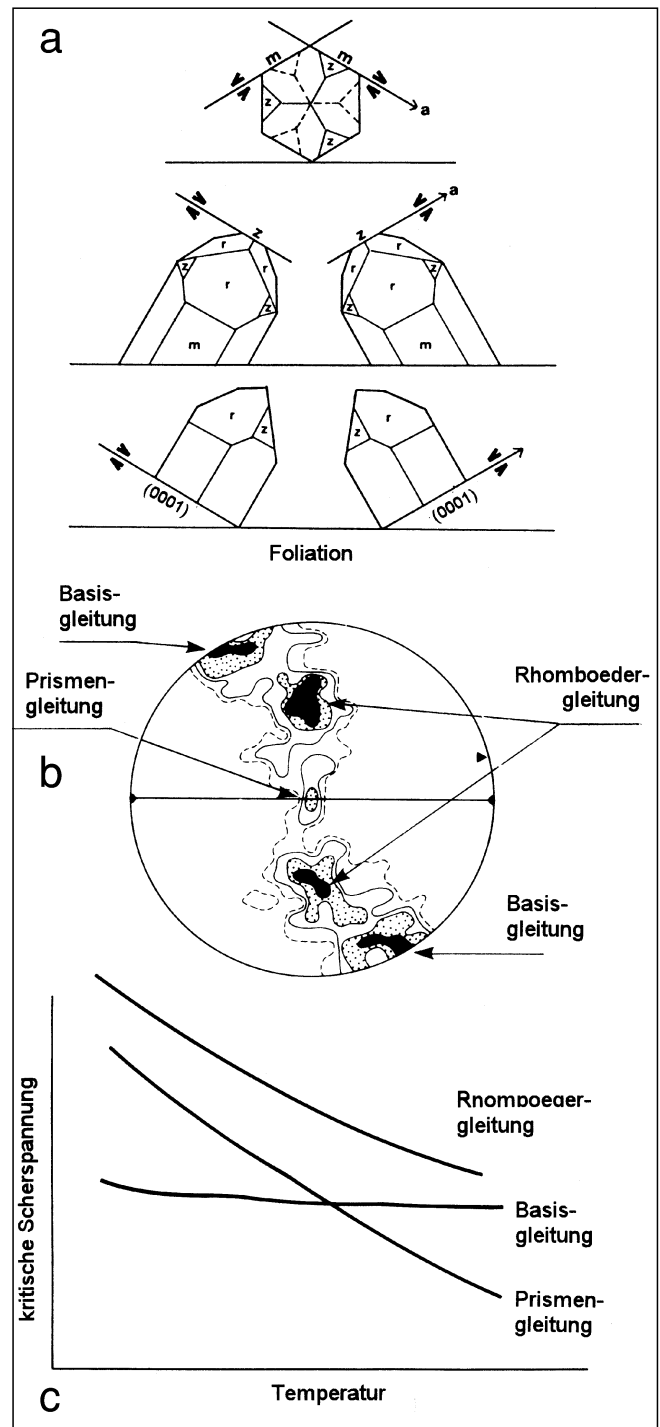


Abb. 45.

Zusammenstellung der wichtigsten Gleitsysteme in Quarz.

a) Mögliche Gleitflächen: Prismenflächen erster Ordnung, negative Rhomboederflächen und Basisflächen (nach SCHMID & CASEY, 1986).

b) Submaxima der verschiedenen Gleitsysteme im Quarz- $\langle c \rangle$ -Achsen-diagramm am Beispiel einer sinistralen Einfachgürtelregelung (nach BOUCHEZ & PECHER, 1981).

c) Abhängigkeit verschiedener Gleitsysteme von Temperatur und kritischer Scherspannung (nach HOBBS, 1985).

Important slip systems in quartz.

a) possible slip planes: first order prisms, negative rhombs, and basal planes (after SCHMID & CASEY, 1986).

b) submaxima of various slip systems in a sinistral single girdle pattern (after BOUCHEZ & PECHER, 1981).

c) schematic plot of temperature against critical resolved shear stress for various slip systems (after HOBBS, 1985).

(Prismengleitionen) sowie $r \langle a \rangle$ und $z \langle a \rangle$ (Rhomboider-gleitionen; Abb. 45), zusätzlich mit der Gleitrichtung

$\langle c + a \rangle$ für das TAYLOR-BISHOP-HILL-Modell von LISTER et al. (1978). Die gleichzeitige Aktivität von mindestens fünf unabhängigen Gleitsystemen, wie sie für das TAYLOR-BISHOP-HILL-Modell gefordert wird, konnte jedoch bisher nicht bestätigt werden. Im allgemeinen ist ein Gleitsystem bevorzugt ausgebildet und wird lediglich von anderen Gleitsystemen unterstützt.

Das Mikrogefüge in Tektoniten, hier speziell die Quarzachsenregelung, hängt von folgenden Faktoren ab (SCHMID, 1982; SCHMID & CASEY, 1986; MANCKTELOW, 1987):

1. dem aktiven Deformationsmechanismus,
2. der Form des finiten Verformungsellipsoides (oblat, prolat, ebene Verformung) und der Verformungsrate,
3. dem Deformationspfad und -regime (*cataclastic flow*, *low-temperature plasticity*, *power-law creep* oder *diffusional flow*),
4. der Homogenität der Materialeigenschaften (maßstabsabhängig),
5. der Verformungshomogenität und
6. der planaren und/oder linearen Gefügeanisotropie (Foliation, Lineation).

Gleichermaßen, wie die genannten Faktoren ein spezifisches Quarzregelungsbild bedingen, kann man vice versa aus den Regelungsbildern auf die Deformationsbedingungen rückschließen.

4.2.1.1. Quarz- $\langle c \rangle$ -Achsenregelung bei koaxialer Deformation

Das Verhalten von Quarz während koaxialer Deformation war Gegenstand vieler Deformationsexperimente (z.B. GREEN et al., 1970; TULLIS et al., 1973). Dabei zeigte sich, daß die Aktivierung eines bestimmten Gleitsystems in direktem Zusammenhang mit Temperatur, Druck, Verformungsrate und Wassergehalt steht. Wasser führt bei Quarz zu hydrolytischer Schwächung (*hydrolytic weakening*; BLACCIC, 1975).

Eine Übersicht über Quarz- $\langle c \rangle$ -Achsenregelungen aus koaxialen Deformationsexperimenten gibt VOLLBRECHT (1981). Bei koaxialer Deformation bleibt die Orientierung der finiten Verformungsachsen konstant. Bei monoaxialen Deformationsexperimenten an natürlichen Quarziten (TULLIS et al., 1973) regelten sich die Quarz- $\langle c \rangle$ -Achsen bei relativ niedrigen p-T-Bedingungen bzw. hoher Verformungsrate parallel zu σ_1 ein. Mit steigenden p-T-Bedingungen bzw. sinkender Verformungsrate bildete sich eine Kleinkreisregelung um σ_1 , deren Öffnungswinkel sich von 40° auf 90° vergrößerte. Diese Einregelung parallel σ_1 wird auf Basis- $\langle a \rangle$ -Gleitung, die Zunahme des Öffnungswinkels auf eine steigende Beteiligung von Prismen- $\langle c \rangle$ -Gleitung zurückgeführt.

Unter ebener Verformung (TULLIS, 1977; LAW, 1986) ergaben sich Kleinkreisregelungen um σ_1 , die durch Teilgroßkreise über die intermediäre Verformungsachse verbunden waren, vergleichbar Typ-I-Kreuzgürtelregelungen in natürlichen Tektoniten (LISTER, 1977). Im FLINN-Diagramm ist dargestellt, daß sich bei ebener Verformung ($k = 1$) Typ-I-Kreuzgürtel bilden und bei zunehmender Plättung ($k < 1$) die Verbindungsgürtel über Y verschwinden (Abb. 46).

In zahlreichen Computersimulationen konnte eine gute Übereinstimmung mit natürlichen und experimentell erzeugten Regelungen beobachtet werden (LISTER, 1977, 1981; LISTER et al., 1978; LISTER & PATERSON, 1979; LISTER & HOBBS, 1980). Es wurde gezeigt, daß die

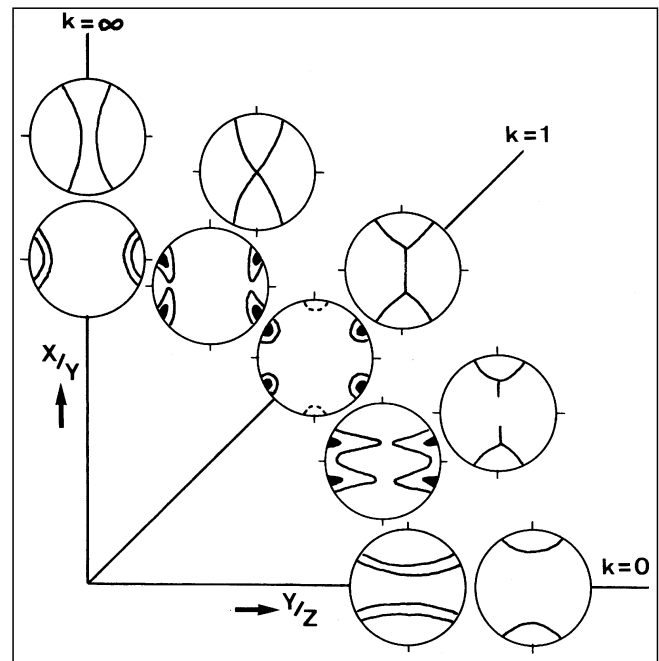


Abb. 46. FLINN-Diagramm der wichtigsten Quarz- $\langle c \rangle$ - und Quarz- $\langle a \rangle$ -Achsenregelungsbilder für koaxiale Deformation.

$k > 1$ entspricht prolater, $k = 1$ ebener und $k < 1$ oblater Verformung (aus SCHMID & CASEY, 1986).

FLINN plot of the main quartz c-axis and a-axes patterns for coaxial deformation.

$k > 1$ corresponds to prolate, $k = 1$ to plane, and $k < 1$ to oblate strain (from SCHMID & CASEY, 1986).

Quarz- $\langle c \rangle$ -Achsenregelungsbilder durch intrakristalline Versetzungsgleitung entscheidend beeinflusst werden.

Die numerischen Modelle basieren auf der TAYLOR-BISHOP-HILL-Analyse, bei der von folgenden Voraussetzungen ausgegangen wird (vgl. HOBBS et al., 1976; LISTER et al., 1978):

1. Die Deformation findet durch Versetzungsgleitung auf fünf gleichzeitig aktiven, linear unabhängigen Gleitsystemen statt. Korngrenzgleitung wird ausgeschlossen. Für die einzelnen Gleitvorgänge gelten näherungsweise Bedingungen einfacher Scherung (VON MISES, 1928).
2. Die Deformation ist homogen bis in den Kornbereich.
3. Die Gleitung erfolgt unter rigid-plastischen Bedingungen.

Als Variablen für die 2D-Simulation dienten verschiedene Kombinationen von Gleitsystemen, die entsprechenden kritischen Scherspannungen, die ursprüngliche Orientierung, sowie Art und Betrag der Deformation.

LISTER & HOBBS (1980) unterschieden vier Modellquarzite (Abb. 47):

Modellquarzit A

Die Quarz- $\langle c \rangle$ -Achsen bilden bei progressiver axialsymmetrischer Einengung ein Punktmaximum in Z aus. Diese Regelung kommt häufig in der Natur vor und entspricht den experimentellen Regelungen von TULLIS et al. (1973) für niedrige Temperaturen und hohe Verformungsrate. Bei ebener Verformung ergibt sich eine schwache Großkreisregelung um X mit einem 30° -Kleinkreismaximum um Z, bei axialsymmetrischer Extension eine gut entwickelte 75° -Großkreisregelung um X. Basis- $\langle a \rangle$ -Gleitung dominiert, Gleitung auf den positiven Rhomboederflächen ist gering, auf den negativen Rhomboederflächen ausgeschlossen (LISTER et al., 1978). Prismen- $\langle a \rangle$ -

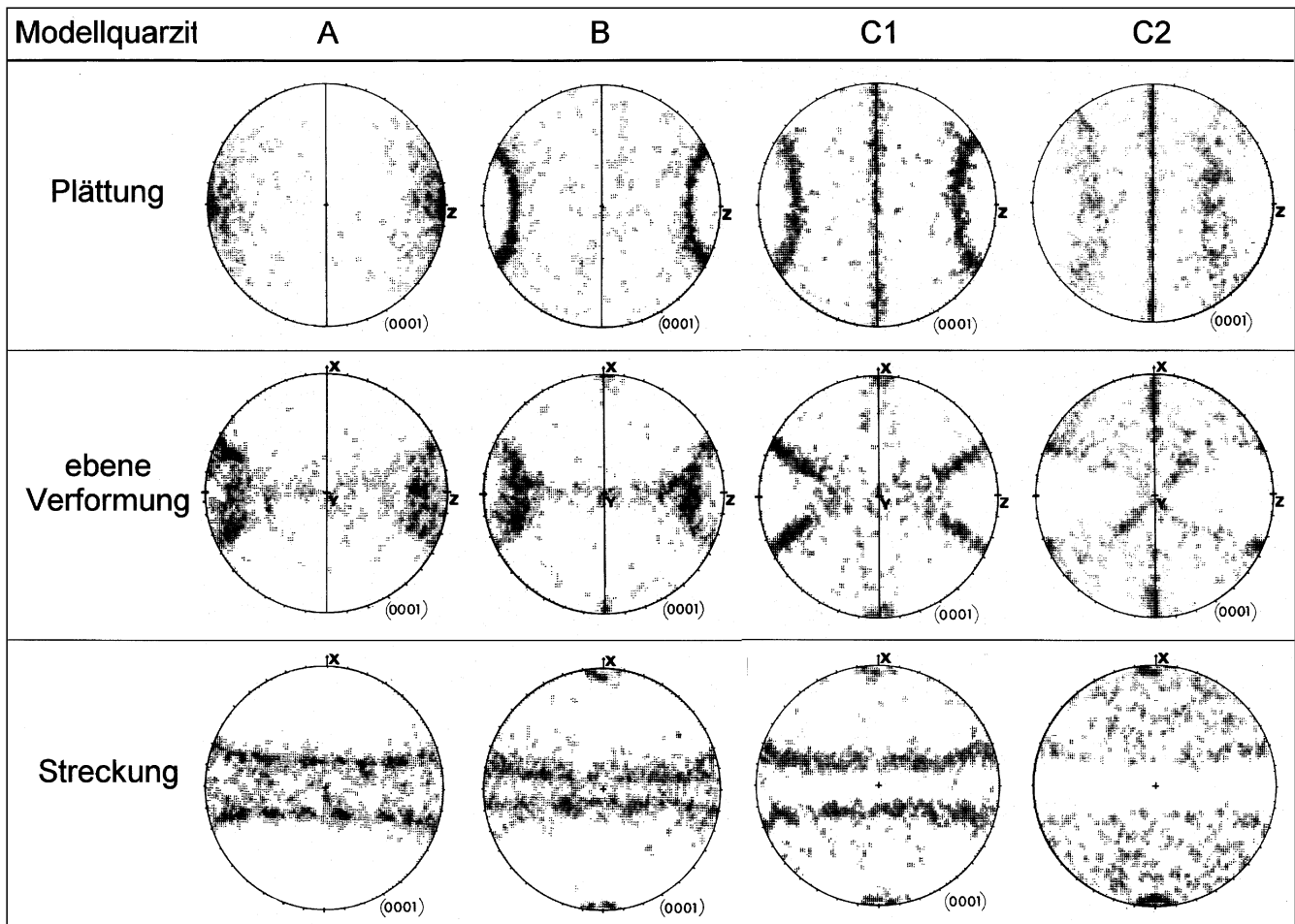


Abb. 47.

Schematische Darstellung der Quarz- $\langle c \rangle$ -Achsenregelungstypen für axialsymmetrische Einengung, ebene Verformung und axialsymmetrische Extension, abgeleitet aus den Simulationen von LISTER et al. (1978).

Schematic representation of the quartz c-axis patterns for axially symmetric shortening, plane strain, and axially symmetric extension derived from simulations of LISTER et al. (1978).

Gleitung sorgt für die Konzentration von Quarz- $\langle c \rangle$ -Achsen mit höheren Winkeln bezüglich Z.

Modellquarzit B

Bei axialsymmetrischer Einengung entsteht eine 30°-Kleinkreisregelung um Z. Bei ebener Verformung und axialsymmetrischer Extension ähnelt die Regelung Modellquarzit A, der Z-Pol bleibt bei ebener Verformung jedoch unbesetzt. Diese Regelungen entsprechen einer Typ-I-Kreuzgürtelverteilung in natürlichen Quarztektoniten. Es dominiert ebenfalls Basis- $\langle a \rangle$ -Gleitung. Die positiven und negativen Rhomboeder- $\langle c+a \rangle$ -Gleitsysteme sind gleichermaßen aktiviert, die Wirkung der Prismen- $\langle a \rangle$ -Gleitung zu vernachlässigen.

Modellquarzit C1

Axialsymmetrische Einengung bewirkt eine scharf entwickelte 35°-Kleinkreisregelung um Z, verbunden mit einer Gürtelverteilung 90° zu Z. Ebene Verformung bewirkt ein schwaches Punktmaximum in X und eine strenge Kreuzgürtelregelung ohne Besetzung des Schnittpunktes. Axialsymmetrische Extension resultiert in einem Punktmaximum in X und einer Großkreisregelung um X. Für axialsymmetrische Einengung gilt eine simultane Aktivität von Basis- $\langle a \rangle$ - und Prismen- $\langle c \rangle$ -Gleitung. Bei ebener Verformung ist Prismen- $\langle a \rangle$ -Gleitung wirksam, die für einen schwachen 90°-Kreuzgürtel bezüglich Y verantwortlich ist.

Modellquarzit C2

Axialsymmetrische Einengung führt zu einer diffusen 45°-Kleinkreisregelung um Z und einer strengen Regelung 90° zu Z. Unter Bedingungen ebener Verformung bildet sich eine schwache Kreuzgürtelregelung 45° zu Z und eine strenge Teilgroßkreisregelung um Z mit einer Konzentration parallel zu X. Axialsymmetrische Extension führt zu einer Konzentration der Quarz- $\langle c \rangle$ -Achsen in X und einer diffusen Großkreisregelung 70° um X. Neben Basis- $\langle a \rangle$ -Gleitung können alle Prismengleitsysteme aktiv werden.

Die simulierten Regelungsbilder von den Modellquarziten C1 und C2 weichen signifikant von natürlichen Tektoniten ab, bei denen speziell die Konzentration von Quarz- $\langle c \rangle$ -Achsen parallel X fehlt.

Gegen die TAYLOR-BISHOP-HILL-Analyse gibt es mehrere Einwände. Haupteinwand ist die Tatsache, daß es bisher nicht möglich war, die gleichzeitige Anwesenheit von fünf verschiedenen Gleitsystemen in einem plastisch deformierten Polykristall zu bestätigen. Eine weitere Einschränkung des Modells ist die Annahme homogener Verformungsbedingungen. Die überwiegende Anzahl von Gesteinen unterliegt nämlich heterogenen Verformungsbedingungen. So kommt es z.B. zur Ausbildung von Scherbändern oder zur Bildung lokaler Verformungsinhomogenitäten um Feldspat- bzw. Granatporphyroblasten. Die TAYLOR-BISHOP-HILL-Analyse ist außerdem ungeeignet für geringe plastische Verformungsbeträge. Erst mit zuneh-

mender Deformation wird die Vorhersage des Materialverhaltens präziser (VAN HOUTTE & WAGNER, 1986).

Die plastische Deformation eines Polykristalls läuft nach VAN HOUTTE & WAGNER (1986) folgendermaßen ab:

1. Zu Beginn wirkt nur elastische Deformation.
2. Bei Überschreiten der kritischen Scherspannung wird in einigen Polykristallen ein Gleitsystem aktiviert, wobei die Verformung gering bleibt.
3. Mehrere Körner erreichen die kritische Scherspannung. Die Anpassungsprobleme zwischen den Körnern nehmen zu. Daraus resultiert zusätzliche Spannung mit der Aktivierung weiterer Gleitsysteme.
4. Steigt die plastische Deformation über 1 Vol.-% sind in allen Kristallen mehrere Gleitsysteme aktiv.

Mit der TAYLOR-BISHOP-HILL-Analyse erzeugte Regelungsmuster stimmen z.T. gut mit natürlichen oder experimentellen Regelungen überein (LISTER & HOBBS, 1980). Schiefgürtelregelungen, wie in natürlichen Tektoniten häufig, konnten damit aber nicht erzeugt werden (LISTER & WILLIAMS, 1979).

Die Vermutung, daß dynamische Rekristallisation wesentlich zur Bildung hoher koaxialer Deformation beiträgt, wird durch die Experimente von TULLIS et al. (1973) gestützt. Um eine hohe Gesamtverformung zu erreichen, wird ein zyklischer Ablauf von intrakristalliner Versetzungsgleitung und Eliminierung blockierter Körner durch dynamische Rekristallisation angenommen (LAW, 1986). Es entstehen verformungsfreie Körner mit niedriger Versetzungsdichte, die wieder in den Deformationsprozeß, eventuell unter Spannungserniedrigung, einbezogen werden können (POIRIER, 1985). Zyklische Deformation und dynamische Rekristallisation können auch eine Erklärung sein, warum die bevorzugte Quarz-*c*-Achsenregelung in rekristallisierten Tektoniten weiterhin als Orientierung infolge Versetzungsgleitung interpretiert werden kann (LAW, 1986).

4.2.1.2. Quarz-*c*-Achsenregelung bei nonkoaxialer Deformation

Bei der Mehrzahl der Deformationsexperimente wurde mit koaxialen Deformationsbedingungen operiert. Sie können nicht zur Interpretation nonkoaxialer (rotationaler) Deformationsvorgänge herangezogen werden. Bei den wenigen Experimenten unter nonkoaxialen Bedingungen wurden außergewöhnliche Versuchsbedingungen zugrunde gelegt. Aus folgenden Gründen können die Regelungen der Scherexperimente nur mit Vorsicht auf natürliche Regelungen übertragen werden (TULLIS, 1977; LAW, 1986):

- Die Verformungsraten experimenteller und natürlicher Deformation differieren erheblich (in der Natur: $\dot{\epsilon} = 10^{-10}$ bis 10^{-15} s^{-1} ; im Experiment: $\dot{\epsilon} = 10^{-2}$ bis 10^{-7} s^{-1}).
- Eine Vielzahl von Experimenten wurde unter trockenen Versuchsbedingungen durchgeführt. Mehrere Arbeiten belegen jedoch den gravierenden Einfluß von Wasser bei der Quarzdeformation (BLACIC, 1975; KEKULAWALA et al., 1978; TULLIS et al., 1979).
- In den Experimenten wird von monomineralisch zusammengesetzten Proben mit isotropem Gefüge ausgegangen; diese Voraussetzung ist jedoch häufig nicht verwirklicht (Anwesenheit von Feldspatporphyroblasten, Phyllosilikaten, etc.).

Bei rotationaler Deformation ändert sich schrittweise die Orientierung der finiten Verformungsachsen. Unter einfacher Scherung versteht man eine rotationale, ebene

und homogene Deformation ohne Volumenänderung (HOBBS et al., 1976). In natürlichen Scherzonen ist die Volumenkonstanz während einfacher Scherung meist nicht gegeben. Eine zusätzliche Plättungskomponente ist dafür maßgeblich (RAMSAY, 1980). Die Gleitflächen ordnen sich nicht parallel zur Foliation, sondern zur Scherfläche (flow plane) an, die Gleitrichtung entspricht der Scherrichtung. Bei der Basis-*a*-Gleitung ordnen sich die Quarz-*c*-Achsen senkrecht zur Scherfläche an. Falls die Scherfläche im Winkel zur Foliation und damit zu den finiten Verformungsachsen X und Y liegt, kann von der Orientierung der Quarz-*c*-Achsen auf die Scherrichtung geschlossen werden (Kap. 4.2.1.4.).

Auf der Wirksamkeit nur eines aktiven Gleitsystems beruht die Computersimulation von ETCHECOPAR (1977). Hier findet, im Gegensatz zur TAYLOR-BISHOP-HILL-Analyse, vor allem Externrotation, aber auch Zerbrechen im zweidimensionalen Raum zur Minimierung der Lücken oder Überschneidungsbereiche zwischen den einzelnen Polygonen statt. Trotz gravierender Unterschiede lassen sich die Resultate jedoch mit LISTERs Deformationsmodell vergleichen. Da ETCHECOPARs Modell auch heterogene Deformation bis in den Kornbereich zuläßt, dürfte es den natürlichen Verhältnissen näher kommen, obwohl es physikalisch unrealistisch erscheint. SCHMID & CASEY (1986) plädieren stattdessen für dynamische Rekristallisation, Subkornbildung und Korngrenzwanderung, um zu einer günstigeren Orientierung der Gitterebenen für die weitere Deformation zu gelangen.

Die Modelle von ETCHECOPAR & VASSEUR (1987) und JESSELL (1988a, 1988b) stellen eine Weiterentwicklung dieses 2D-Modells dar. Die 3D-Simulation von ETCHECOPAR & VASSEUR (1987) stimmt für geringe, nicht jedoch für hohe Deformation mit natürlichen und experimentellen Beobachtungen überein. Speziell die Schiefe der Gitterregelung bezüglich der Schieferung kann, analog zu LISTERs Modell, nicht erklärt werden. Diese Diskrepanz kann jedoch eliminiert werden, zieht man dynamische Rekristallisation bei hohen Verformungsbeträgen als zusätzlichen Mechanismus in Erwägung. JESSELL (1988a, 1988b) bezieht ebenfalls mehrere aktive Gleitsysteme und dynamische Rekristallisation in die 2D-Simulation ein und kombiniert homogene Deformation und Gitterinternrotation nach einer vereinfachten TAYLOR-BISHOP-HILL-Analyse mit Mechanismen für Korngrenzwanderung und Subkornbildung. Beide Modelle ergeben für einfache Scherung eine bessere Übereinstimmung mit dem Verhalten natürlich und experimentell deformierter Gesteine als die Modelle von LISTER et al. (1978) und ETCHECOPAR (1977).

4.2.1.3. Terminologie der Quarz-*c*-Achsenregelungsmuster

Die Bezeichnung der Regelungstypen orientiert sich an der Klassifikation von FAIRBAIRN (1949) und SANDER (1950). Als Bezugssystem dienen jedoch die in der modernen Terminologie gebräuchlichen finiten Verformungsachsen. Die Darstellung der Regelungsmuster erfolgt im XZ-Schnitt. Folgende Regelungen wurden häufig beschrieben (z.B. SCHMID & CASEY, 1986; KLEINSCHRODT, 1987; Abb. 48):

Punktmaxima

Maximum I liegt in Y (parallel zur Foliation und senkrecht zur Lineation), Maximum II in der YZ-Ebene (senkrecht zur Lineation) zwischen Y und Z, Maximum V in Z (senkrecht zu Foliation und Lineation) und Maximum VIII in X (parallel zur Lineation).

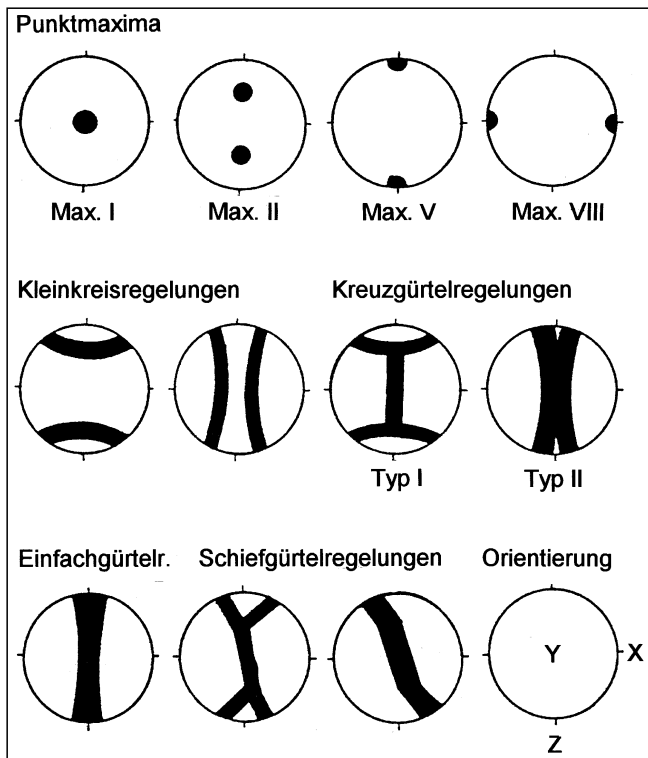


Abb. 48. Terminologie der wichtigsten Quarz-*c*-Achsenregelungsmuster (nach KLEINSCHRÖDT, 1987).
Terminology of the most important quartz c-axis patterns (after KLEINSCHRÖDT, 1987).

Kleinkreisregelungen

Die Quarz-*c*-Achsen sind parallel zu einer Kegelfläche um die Lineation X (Zweigürtelregelung nach SANDER, 1950) oder um den Pol der Foliation Z (Pseudozweigürtelregelung nach SANDER, 1950) angeordnet. Beide bilden Übergangsformen zu Kreuzgürtelregelungen.

Kreuzgürtelregelungen

LISTER (1977) unterscheidet zwei Typen von Kreuzgürtelregelungen. Bei Typ I handelt es sich um eine Kleinkreisregelung um Z mit verbindendem Segment in der YZ-Ebene, bei Typ II um eine Kleinkreisregelung um X, bei der sich die Kleinkreise berühren. Typ I wird von der Pseudozweigürtelregelung, Typ II von der Zweigürtelregelung abgeleitet (SANDER, 1950).

Einfachgürtelregelungen

Die Quarz-*c*-Achsen besetzen die YZ-Ebene senkrecht zu Foliation und Lineation, ohne ausgeprägte Maxima auszubilden (Großkreisgürtel nach SANDER, 1950).

Schiefgürtelregelungen

Einerseits bestehen sie aus Kreuzgürteln mit unterschiedlich stark besetzten oder asymmetrischen randlichen Segmenten, andererseits aus geneigten, z.T. geknickten Einfachgürteln.

4.2.1.4. Quarz-*c*-Achsenregelung als kinematischer Indikator

Die Asymmetrie des Mikrogefüges in Relation zur Foliation kann als Anzeichen für die Beteiligung nonkoaxialer Deformation und damit als Schersinnindikator dienen (PASSCHIER, 1983; SIMPSON & SCHMID, 1983; SCHMID & CASEY, 1986; Abb. 49). Vorsicht ist allerdings bei der Probenahme nötig, um sicherzustellen, daß die Deformation im Handstückbereich für den Gesamtbereich repräsentativ ist (LISTER & WILLIAMS, 1979). So kann der Schersinn im Randbereich rigider Scherkörper konträr zu dem der gesamten Scherzone sein (GARCIA CELMA, 1982).

Man unterscheidet bei fortschreitender nonkoaxialer Deformation eine interne und externe Asymmetrie der Quarz-*c*-Achsenregelungen. Die Schiefe des zentralen Segmentes der Gürtelregelung ergibt den Grad der externen Asymmetrie des Quarzgefüges bezüglich des finiten Verformungsellipsoides. Die interne Asymmetrie spiegelt sich im Winkel zwischen den peripheren Segmenten und dem zentralen Segment wider (PLATT & BEHRMANN, 1986; Abb. 50). Von der Orientierung der Gürtelregelung kann man auf die Scherfläche, von der Neigung des Hauptgürtels gegenüber der mylonitischen Foliation auf die Scherrichtung schließen (LISTER & WILLIAMS, 1979; BOUCHEZ et al., 1983). Aus dem Grad der externen Asymmetrie und der finiten Streckung in X kann man nach PLATT & BEHRMANN (1986) auf den Anteil an einfacher Scherung schließen (Abb. 50). Bei oft undeutlich ausgebildeten Gürtel- bzw. Kreuzgürtelregelungen in duktilen Scherzonen ist die Zuverlässigkeit der abgeleiteten Scherrichtung gering (PASSCHIER, 1983). Ein Vergleich mit anderen Schersinnindikatoren ist unbedingt notwendig (Kap. 4.3.).

Eine Änderung im Deformationsstil, aber auch schon eine geringfügige Umstellung der kinematischen Achsen oder eine Aktivierung anderer Gleitsysteme, führt zu einer raschen Umprägung des Quarzgefüges. Deshalb reprä-

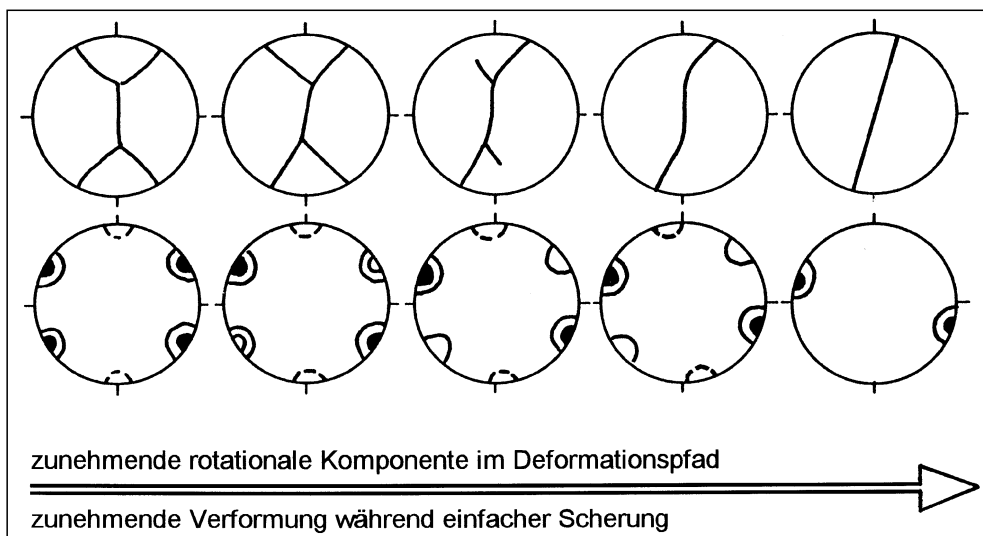


Abb. 49. Übergang von reiner zu einfacher Scherung. Die Asymmetrie des Quarz-*c*-Achsenregelungsbildes kann als Anzeichen für die Beteiligung nonkoaxialer Deformation und als Schersinnindikator dienen (<i>c</i>-Achsenpolfiguren in Skelett-, <i>a</i>-Achsenpolfiguren in schematischer Isoliniendarstellung; aus SCHMID & CASEY, 1986).
Transition from pure shear to simple shear.
Asymmetry of quartz c-axis fabrics as an indicator for active rotational deformation and the evaluation of the sense of movement (c-axis pole figures in skeletal outline, a-axis pole figures schematically contoured; from SCHMID & CASEY, 1986).

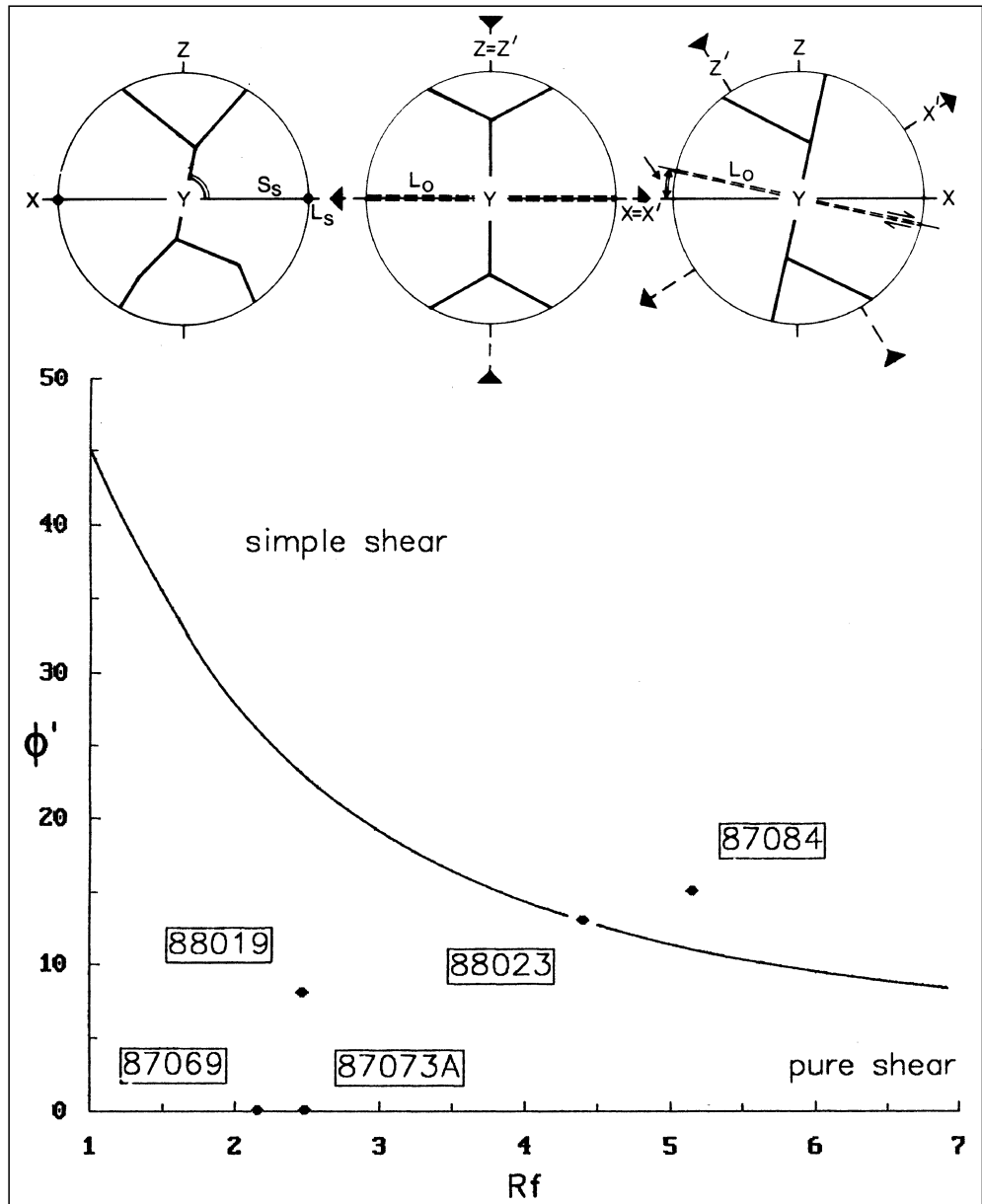
Abb. 50.

Zusammenhang zwischen dem Grad der externen Asymmetrie der Quarz- $\langle c \rangle$ -Achsenregelung (ϕ') und der finiten Streckung in X ($1 + e_x$).

Bei rein koaxialer Deformation entspricht die Foliation der Plattungsebene, bei zunehmender Beteiligung von einfacher Scherung rotiert die Foliation in Richtung Scherfläche. Die Werte zeigen eine starke Streuung von reiner zu einfacher Scherung. Bei den Proben 87069, 87073A und 88019 handelt es sich um asymmetrische Typ-I-Kreuzgürtel, bei Probe 88023 um einen Einfachgürtel und bei Probe 87084 um den Übergang von einem breiten Maximum V zu einer Kreuzgürtelregelung. Das mittlere Regelungsdiagramm entspricht dem Modellquartzit B von LISTER & HOBBS (1980) bei reiner Scherung (Einengung parallel Z um 80 %); das rechte Diagramm entspricht demselben Modellquartzit bei fortschreitender einfacher Scherung ($\gamma = 4.0$). X, Y, Z sind die Hauptachsen finiter Verformung, X', Z' die Hauptachsen der momentanen Streckung und Verkürzung; S_s ist die Spur der Foliation, L_s die zugehörige Streckungslineation und L_0 eine Teilchenlinie mit der Winkelgeschwindigkeit gleich Null (Darstellung nach PLATT & BEHRMANN, 1986).

Relation between the degree of external asymmetry of the quartz c-axis fabrics (ϕ') and the finite stretching along X ($1 + e_x$).

For pure shear the foliation corresponds to the flattening plane, for progressive simple shear the foliation rotates towards the shear plane. The values indicate a wide variation in flow vorticity from pure shear to simple shear. Samples 87069, 87073A, and 88019 show asymmetric type I crossed girdles, sample 88023 shows a simple girdle pattern, and sample 87084 a transition from a wide point maximum V to a crossed girdle pattern. The fabric skeleton in the middle corresponds to model quartzite B from LISTER & HOBBS (1980) during plane strain (80 % overall shortening), the fabric skeleton on the right corresponds to the same model quartzite during progressive simple shear ($\gamma = 4.0$). X, Y, Z are the principal axes of finite strain, X', Z' the principal axes of instantaneous stretching and shortening; S_s is the trace of foliation, L_s the associated stretching lineation, and L_0 a particle line of no angular velocity (diagram after PLATT & BEHRMANN, 1986).



sentiert die Quarz- $\langle c \rangle$ -Achsenregelung im allgemeinen nur das letzte gefügeprägende Verformungsinkrement (BRUNEL, 1980; LISTER & HOBBS, 1980; BEHRMANN & PLATT, 1982). Manchmal kann jedoch, z.B. bei einem Wechsel von rotationaler zu koaxialer Deformation, eine asymmetrische Belegungsdichte in den Kreuzgürteln erhalten bleiben und auf die Scherrichtung einer früheren rotationalen Deformation hindeuten (vgl. LISTER & WILLIAMS, 1979).

Anzumerken ist, daß die Asymmetrie der Quarz- $\langle c \rangle$ -Achsenpolfiguren aus LISTERS Computersimulationen (LISTER et al., 1978) im Widerspruch zu natürlich gefundenen Quarz- $\langle c \rangle$ -Achsenregelungen steht. Letztere zeigen generell eine Neigung der Gürtelregelung bzw. des zentralen Segmentes in Scherrichtung (SCHMID & CASEY, 1986), während die Polfiguren der Simulationen gegen die Scherrichtung geneigt sind (LISTER & WILLIAMS, 1979). Dieser Unterschied resultiert offenbar aus der Diskrepanz zwi-

schen den Deformationsbedingungen in natürlichen Scherzonen und den Voraussetzungen des TAYLOR-BISHOP-HILL-Modells (KLEINSCHRODT, 1987).

4.2.1.5. Röntgexturgoniometeranalyse mit Berechnung der ODF-Koeffizienten

Bei optisch einachsigen Mineralen wie Quarz war bisher keine komplette Gefügeanalyse möglich. Es konnte nur die optische Achse, nicht aber die Orientierung des Kristalls bezüglich dieser optischen Achse bestimmt werden. Die Einführung des automatischen Röntgexturgoniometers und mathematischer Methoden zur Datenauswertung (*orientation distribution function*, ODF; BUNGE, 1969; BUNGE & WENK, 1977) ermöglichte eine wesentlich vollständigere Gefügeanalyse (z.B. SCHMID et al., 1981; SCHMID & CASEY, 1986; MANCKTELOW, 1987). Mit dem Röntgexturgoniometer kann die Orientierung der

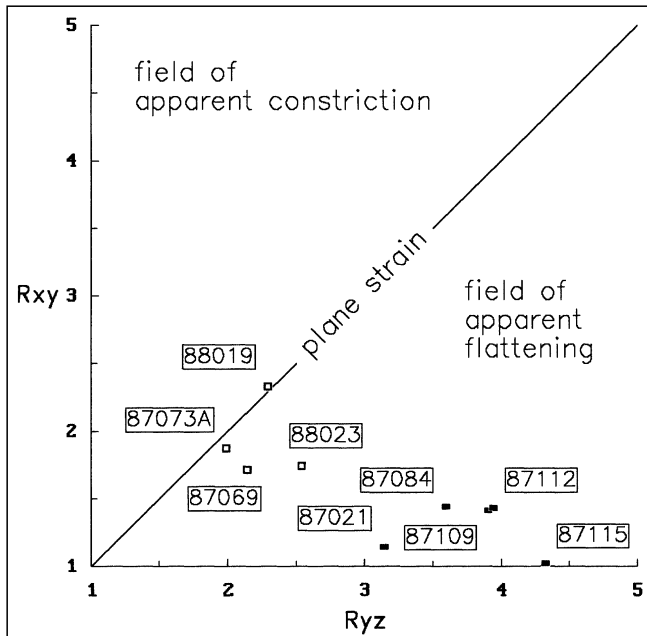


Abb. 51. Beziehung zwischen den für koaxiale Deformation charakteristischen Quarz- c - und Quarz- a -Achsenpolfiguren zum finiten Verformungsellipsoid.

Die Quarz- c -Achsenpolfiguren aus Gailltalkristallin (offene Quadrate) und Lesachtal-Tonalit (volle Quadrate) zeigen die erwartete Übereinstimmung zwischen Quarz- c -Achsenregelung (vgl. Abb. 46) und finitem Verformungsellipsoid aus der R_f/ψ' -Analyse (Kap. 4.1.3). Für das Gailltalkristallin werden die Bedingungen ebener Verformung (Typ-I-Kreuzgürtelregelung), für den Lesachtal-Tonalit Plättungsbedingungen (Kleinkreisregelung um Z) überwiegend bestätigt. Die geringe Abweichung einzelner Proben ist wahrscheinlich auf heterogene Deformation zurückzuführen.

Relation between the pole figures for the quartz c-axis and a-axes characteristic for pure shear and the finite strain ellipsoid.

Quartz c-axis pole figures of the Gailltal metamorphic basement (open squares) and the Lesachtal tonalite (full squares) display the expected concordance between quartz c-axis fabrics (compare Fig. 46) and the finite strain ellipsoid from the R_f/ψ' analysis (Chapter 4.1.3). For the Gailltal metamorphic basement plane strain conditions (type I crossed girdles) and for the Lesachtal tonalite flattening conditions (small circles around Z) are confirmed. The modest deviation of two samples probably goes back to heterogeneous deformation.

Quarz- c -Achsen nicht direkt gemessen werden, dafür ist der Universaldrehtisch besser geeignet. Die ODF-Analyse ermöglicht es jedoch, den kausalen Zusammenhang zwischen Quarz- c -Achsenregelung und Gleitsystem herzustellen.

Die komplette Gefügeanalyse von SCHMID & CASEY (1986) erbrachte folgende Ergebnisse:

1. Die dominante Gleitung in a -Richtung ist aktiv in der Basalfläche (3 a -Richtungen), in den Rhomboederflächen und in der Prismenfläche erster Ordnung.
2. Einfachgürtelregelungen sind das Resultat einfacher Scherung. Die Quarz- a -Achsen sind parallel zur Hauptscherrichtung ausgerichtet. Die aktive Gleitfläche liegt parallel zur Hauptscherfläche.
3. Typ-I-Kreuzgürtel mit orthorhombischer Symmetrie sind ein Hinweis auf koaxiale Deformation unter Bedingungen ebener Verformung.
4. Typ-II-Kreuzgürtel mit trigonaler Symmetrie und Kleinkreisregelungen stehen in Zusammenhang mit von ebener Verformung abweichenden Deformationsbedingungen.

Der Vergleich von Typ-I- und Typ-II-Kreuzgürtelregelungen läßt vermuten, daß die Aktivierung einzelner Gleit-

systeme, hier Prismen- und Rhomboedergleitung, nicht ausschließlich durch die oben erwähnten Faktoren (Temperatur, Verformungsrate, etc.), sondern auch durch das Deformationsregime gesteuert wird (SCHMID & CASEY, 1986; FRITZER, 1991). Dies kommt auch in der Position der c - und a -Polfiguren im FLINN-Diagramm zum Ausdruck (Abb. 51).

Aber auch die Kombination von Röntgertexturgoniometer und ODF-Analyse hat Grenzen in der Anwendung. Eine wichtige Forderung an das zu untersuchende Probenmaterial ist, daß es sich dabei um ein monominerales Gestein, z.B. reinen Quarzit, mit einer geringen Mineralkorngröße handeln muß. Da diese Bedingung mit den Proben aus dem Gailltalkristallin nicht exakt erfüllt werden konnte, mußten die störenden Mineralphasen entfernt werden (Prozedur nach KERRICH & STARKEY, 1979). Ferner muß beachtet werden, daß es sich bei der ODF um eine statistische Methode handelt, bei der nur die unter bestimmten Prämissen wahrscheinlichste Kristallorientierung berechnet wird. Ungewöhnliche, kinematisch aber vielleicht interessante Regelungen werden bei dieser Methode unterdrückt. Außerdem sind keine präzisen Angaben zur räumlichen Orientierung einzelner Körner möglich.

4.2.2. Methodik der Quarzgefügeanalyse

4.2.2.1. Messung der Quarz- c -Achsenregelung mit dem Mikroskop-Photometer

Die Verteilung der Quarz- c -Achsen in XZ-Schnitten wurde mit zwei Methoden ermittelt. Zuerst wurde die integrale Photometermethode (PRICE, 1978) in der von SCHERMERHORN et al. (1986) und WALLBRECHER (1988) modifizierten Form angewendet (Abb. 52). Mit einem Mikroskop-Photometer und einem automatisch rotierenden Mikroskopoptisch wird das transmittierende Licht integral pro Grad gemessen. Es erfolgt die direkte Korrelation zwischen der optischen Orientierung des Kristalls und der Veränderung der Intensität des verwendeten monochromatischen Durchlichtes (Rotlicht, 517 nm) während der Rotation. Im Strahlengang befinden sich außerdem noch ein Gipsplättchen in 45° -Position und gekreuzte Nicols. Die gemessenen Lichtintensitäten werden als Rosetten-diagramm auf einem HP-Plotter dargestellt.

Diese Methode hat gegenüber der herkömmlichen Universaldrehtischmessung den Vorteil, daß die Orientierung der Quarz- c -Achsen zweidimensional in verschiedenen großen Schnitten ausgewertet werden kann, deren Kornzahl für eine Universaldrehtischmessung nicht ausreichend und das Diagramm damit nicht interpretierbar wäre. Eine wichtige Bedingung für die Auswahl der zu messenden Schlitze war allerdings, daß die Meßbereiche nahezu frei von Phyllosilikaten waren, da diese die Messung empfindlich stören. 70 XZ-Schlitze wurden mit unterschiedlichem Erfolg gemessen. Der Schwerpunkt der Untersuchung lag auf der qualitativen Ermittlung der Verformungshomogenität bzw. -heterogenität. Auf diese Weise wurden auch die Proben ausgewählt, die eine weitgehend homogene Quarz- c -Achsenregelung zeigten und damit eine anschließende Universaldrehtischmessung bzw. Röntgertexturgoniometermessung sinnvoll erscheinen ließen. So war es am ehesten möglich, zu Quarzregelungsdiagrammen zu gelangen, welche eine eindeutige Aussage bezüglich Schersinn und Deformationsregime zuließen.

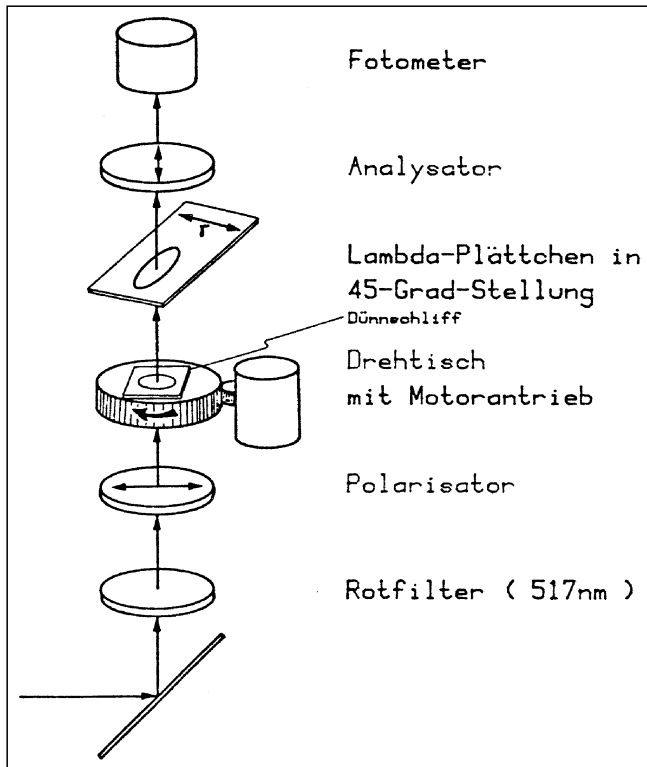


Abb. 52.

Meßanordnung zur integralen Messung der Quarz- $\langle c \rangle$ -Achsenazimute mit dem Mikroskop-Photometer nach SCHERMERHORN et al. (1986).
Arrangement for the integral measuring of quartz c-axis azimuths with the microscope photometer after SCHERMERHORN et al. (1986).

4.2.2.2. Messung der Quarz- $\langle c \rangle$ -Achsenregelung mit dem Universaldrehtisch

Bei den ausgewählten Proben wurden im zweiten Schritt mindestens 300 Quarz- $\langle c \rangle$ -Achsen an einem Polarisationsmikroskop LEITZ Ortholux mit Universaldrehtisch nach der in WENK (1985) beschriebenen Methode gemessen, wobei der gesamte Schliff in die Messung einbezogen wurde. In Einzelfällen wurden Teilbereiche abgegrenzt und getrennt interpretiert.

Die Universaldrehtisch-Meßdaten wurden mit einem kleinen TURBO-BASIC-Programm in das GELI-Format übertragen. Die Darstellung erfolgte mit den bereits in Kap. 3.1.1. vorgestellten Gefügeprogrammen GEFPR10 und ISO1 von E. WALLBRECHER und W. UNZOG (Universität Graz).

Ausgewählt wurden drei Glimmerquarzite, ein Para- und ein Orthogneis aus dem Pallaser Bach und Archerlebach sowie acht Proben aus dem weiteren Bereich des Lesachtals, um das Deformationsregime im Gailtalkristallin näher zu bestimmen. Der Tonalitkörper des Schwenderecks (vier Proben) sowie drei weitere Tonalitproben (Mooser Bach, Seebach) dienten der Untersuchung des Deformationsregimes im Lesachtalpluton.

4.2.2.3. Messung der Quarzgitterregelung mit dem Röntgentexturgoniometer und Berechnung der ODF

An einigen Proben aus dem Gailtalkristallin wurde exemplarisch auch die Quarzgitterregelung mit dem Röntgentexturgoniometer untersucht. Es wurden möglichst reine Sericitquarzite ausgewählt, von denen auch Univer-

saldrehtischmessungen vorlagen. Für diese Untersuchung konnte die apparative Ausstattung an der Universität Graz (E. WALLBRECHER) benützt werden. Die Messungen wurden von H. FRITZ am Röntgentexturgoniometer SIEMENS Kristalloflex durchgeführt. Da sich das Röntgentexturgoniometer und die ODF-Auswertung an der Universität Graz noch in der Erprobungsphase befanden, wurden die Polfiguren nur zur Bestimmung des Deformationsregimes und, bei Beteiligung von einfacher Scherung, zur Bestimmung des Schersinnes herangezogen. Aus diesem Grund wurde auf die Darstellung vollständiger Polfigurreihen analog zu SCHMID & CASEY (1986) verzichtet.

Gemessen wurden die Prismenflächen erster und zweiter Ordnung m ($10\bar{1}0$) und a ($11\bar{2}0$) sowie ($11\bar{2}2$) und ($21\bar{3}1$). Aus diesen vier Flächen wurde mit der ODF die Polfigur der ($10\bar{1}4$)-Fläche, die näherungsweise der Basalfläche $[0001]$ (Quarz- $\langle c \rangle$ -Achsendarstellung) entspricht, und die Polfiguren der Rhomboederflächen r ($10\bar{1}1$) und z ($01\bar{1}1$) berechnet (UNZOG, 1989). Die vollständige Quarztexturanalyse von SCHMID & CASEY (1986) basiert auf den Polfiguren der ($10\bar{1}4$)-Fläche, der Prismenflächen m und a , sowie der Rhomboederflächen r und z . Sie läßt Schlußfolgerungen bezüglich des Deformationsregimes, beteiligter Gleitsysteme, Druck- und Temperaturbedingungen sowie bezüglich der Verformungsrate zu.

4.2.3. Quarz- $\langle c \rangle$ -Achsenregelung im Gailtalkristallin

Der Erhebung der Quarzregelung in den Myloniten des Gailtalkristallins liegen Photometermessungen von 42 Proben unterschiedlicher Lithologie zugrunde. Davon wurden 13 Proben, vorwiegend Glimmerquarzite und quarzitisches Gneis, aber auch ein Kalifeldspat-Augengneis und ein diaphthoritischer Granatglimmerschiefer für die Universaldrehtischmessung ausgewählt. Zusätzlich wurde für sieben Proben exemplarisch eine komplette Quarzgefügeanalyse, inklusive Röntgentexturgoniometermessung mit ODF-Analyse, versucht. Die ermittelten Regelungsmuster aus Universaldrehtisch-, Röntgentexturgoniometer- und Photometerauswertung sind in Tab. 13 zusammengestellt.

Das Gailtalkristallin ist charakterisiert durch eine steil bis senkrecht stehende penetrative Foliation und eine stark um die Vertikale pendelnde Mineralstreckungslineation, die als Referenz für die Gefügenomenklatur dienen (siehe Abb. 7, Kap. 2.1.). Das Quarzkorngefüge reicht von guter Kornregelung bis zu partieller Rekristallisation mit einem nicht vollkommen ausgebildeten Gleichgewichtskorngefüge (siehe auch Kap. 4.1.3.). Als Anzeichen einer jüngeren Kaltdeformation ist eine starke Undulation der Quarze festzuhalten. Inwieweit eine ältere, präalpidische Deformation die Quarzregelung beeinflusst, konnte bisher nicht zweifelsfrei geklärt werden. KLEINSCHRODT (1987) zeigt aber für ähnliche Gesteine an der Defereggan-Antholz-Vals-Linie, daß die präalpidischen Regelungen schwach ausgeprägt sind und ein Einfluß auf die Quarzregelungsmuster der jungalpidischen Deformation nicht zu erwarten ist.

Die Photometermessungen ergeben, in guter Übereinstimmung mit den Ergebnissen der Universaldrehtischmessungen, deutliche Anzeichen koaxialer Deformation. In einigen Fällen (87052, 88023 und A57; vgl. Abb. 55) ist eine strenge Regelung der Quarz- $\langle c \rangle$ -Achsen senkrecht zur Foliation, häufiger jedoch wegen fortschrei-

Tabelle 13.

Quarzgitterregelung im Gailtalkristallin (Photometer-, Universaldrehtisch- und Röntgentexturgoniometermessung).

Lattice preferred orientation of quartz in the Gailtal metamorphic basement (photometer, universal stage, and X-ray texture goniometer analysis).

| Probe | Gestein | Photometermessung | Universal drehtischmessung | RTG-Messung |
|---|-----------------------------|----------------------------------|--|---------------------------------|
| Pallaser Bach | | | | |
| 87070B | diaphth. Gr-Glimmerschiefer | koaxial | | |
| 88020 | Kf-Augengneis | koaxial | | |
| 87069 | Kf-Augengneis | dextral | symmetrischer Typ-II-Kreuzgürtel | |
| 87068 | Gr-Amphibolit | koaxial | | |
| 87055 | diaphth. Gr-Gneis | koaxial (schwache Regelung) | | |
| 87052 | Glimmerquarzit | koaxial (gute Regelung) | symmetr. Typ-I-Kreuzgürtel | symmetr. <a>-Achsen |
| 87051 | Ab-Gr-Blastengneis | koaxial | | |
| 87050 | Glimmerquarzit | koaxial | | |
| 87071B | Glimmerquarzit | koaxial (schwache Regelung) | | |
| 87073A | Glimmerquarzit | Abschiebung nach N | symmetr. Typ-I-Kreuzgürtel | asymmetr. <a>-Achsen (N ab) |
| Archerlebach | | | | |
| 88023 | Glimmerquarzit | koaxial (gute Regelung) | schwach asymmetrischer Einfachgürtel (N ab) | asymmetr. <a>- Achsen (N ab) |
| 87036 | Amphibolit | keine Regelung | | |
| 88001 | Ab-Gr-Blastengneis | dextral | | |
| 87045A | Gr-Gneis | koaxial (schwache Regelung) | | |
| 87044 | Gr-Glimmerschiefer | keine Regelung | | |
| 88003 | katakl. Gr-Gneis | keine Regelung | | |
| 88019 | Glimmerquarzit | dextral | schwach sinistraler Typ-I-Kreuzgürtel | keine Regelung |
| 88004 | katakl. Ab-Gr-Blastengneis | schwach dextral | | |
| 87027 | Grödener Sandstein | koaxial bis dextral | | |
| Tuffbach und Radegunder Bach | | | | |
| A 37 | katakl. Gr-Gneis | koaxial (schwache Regelung) | | |
| A 56 | diaphth. Gr-Glimmerschiefer | koaxial (schwache Regelung) | sinistraler Typ-I-Kreuzgürtel | |
| C 21 | quarzit. Gneis | Aufschiebung nach NW | | |
| C 19 | quarzit. Gr-Gneis | koaxial (schwache Regelung) | | |
| C 12 | Ab-Gr-Sta-Blastengneis | koaxial (schwache Regelung) | | |
| C 9 | Ab-Gr-Blastengneis | dextral | | |
| C 4 | Ab-Gr-Blastengneis | Abschiebung nach N | | |
| C 3 | Glimmerquarzit | koaxial bis schwach sinistral | | |
| A 57 | quarzit. Gr-Gneis | koaxial (gute Regelung) | dextraler Typ-I-Kreuzgürtel | |
| Strajacher Graben | | | | |
| 87096 | Kf-Augengneis | heterogen | | |
| 87097 | Kf-Augengneis | dextral | dextraler Einfachgürtel | |
| 87098 | Kf-Augengneis | dextral | | |
| 87099A | Kf-Augengneis | heterogen | | |
| Gailtalkristallin (Einzelproben) | | | | |
| 87046 | Bi-Mu-Gneis | Abschiebung nach N | asymmetrischer Typ-I-Kreuzgürtel (N ab) | asymmetr. <a>- Achsen (N ab) |
| 87047 | Sta-Gr-Gneis | koaxial | | |
| 87095 | katakl. Mu-Gneis | dextral, Aufschiebung nach N | schwach dextraler Typ-I-Kreuzgürtel (S auf) | |
| 87117 | Bi-Mu-Gneis | Abschiebung nach N, sinistral | keine Regelung | |
| 88010 | diaphth. Gr-Glimmerschiefer | keine Regelung | | |
| 88021 | Glimmerquarzit | Aufschiebung nach N | keine Regelung | symmetr. <a>-Achsen |
| 88022 | katakl. Ab-Gr-Blastengneis | heterogen | | |
| 89001B | Glimmerquarzit | | schwach dextraler Typ-I-Kreuzgürtel | keine Regelung |

Tabelle 14.
Richtungsstatistik und Verteilung der Quarz- $\langle c \rangle$ -Achsen-Regelungsmuster.
Vector statistics and distribution of quartz c -axis patterns.

| Probe | Gestein | Diagr. | n | R% | k | G _{2%} | β | k% | S | Eigenwerte | | | Eigenvektoren | | | Isolinienabstufung [MRD]* | | | | |
|--------------------------|--------------------|--------|-----|------|-----|-----------------|---------|----|--------|-------------------|-------------------|-------------------|-------------------|-------------------|-------------------|---------------------------|------|------|-------|-------|
| | | | | | | | | | | $\bar{\lambda}_1$ | $\bar{\lambda}_2$ | $\bar{\lambda}_3$ | $\bar{\lambda}_1$ | $\bar{\lambda}_2$ | $\bar{\lambda}_3$ | 2 | 3 | 4 | 5 | Max. |
| Sägebach | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 89001B | Glimmerquarzit | 1 | 300 | 5.7 | 2.1 | 70 | 112 | | 29/55 | 0.239 | 0.345 | 0.417 | 282/06 | 14/13 | 170/75 | 1.43 | 2.05 | 2.93 | 4.20 | 4.67 |
| Leiten | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 87046 | Bi-Mu-Gneis | 2 | 471 | 8.3 | 2.2 | 82 | 117 | | 339/60 | 0.204 | 0.365 | 0.431 | 92/12 | 193/40 | 349/47 | 1.51 | 2.27 | 3.42 | 5.16 | 5.73 |
| 87046A | Bi-Mu-Gneis | | 161 | 38.1 | 3.2 | 73 | 110 | | 286/75 | 0.111 | 0.335 | 0.555 | 120/21 | 28/07 | 281/68 | 1.78 | 3.17 | 5.65 | 10.06 | 11.18 |
| 87046B | Bi-Mu-Gneis | | 140 | 17.5 | 2.4 | 84 | 118 | | 346/34 | 0.206 | 0.368 | 0.427 | 79/05 | 175/47 | 344/42 | 1.51 | 2.27 | 3.42 | 5.14 | 5.71 |
| 87046C | Bi-Mu-Gneis | | 170 | 6.9 | 2.1 | 52 | 104 | | 165/38 | 0.183 | 0.310 | 0.507 | 261/21 | 93/69 | 352/04 | 1.55 | 2.41 | 3.75 | 5.82 | 6.47 |
| Seebach | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 87095 | katakl. Mu-Gneis | 3a | 400 | 7.8 | 2.2 | 73 | 113 | | 169/80 | 0.174 | 0.348 | 0.478 | 277/05 | 18/68 | 185/21 | 1.47 | 2.17 | 3.20 | 4.72 | 5.25 |
| 87086 | Tonalit | 3b | 250 | 40.8 | 3.4 | 34 | | 64 | 174/09 | 0.169 | 0.264 | 0.567 | 355/84 | 262/00 | 172/06 | 1.52 | 2.32 | 3.54 | 5.40 | 6.00 |
| 87084 | Tonalit | 3c | 300 | 10.9 | 2.2 | 66 | 110 | | 161/45 | 0.187 | 0.337 | 0.476 | 269/12 | 66/77 | 178/05 | 1.43 | 2.05 | 2.93 | 4.20 | 4.67 |
| Schwendereck | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 87117 | Bi-Mu-Gneis | 4a | 320 | 0.7 | 2.0 | 55 | 109 | | 24/84 | 0.257 | 0.331 | 0.411 | 255/03 | 37/86 | 165/03 | 1.46 | 2.12 | 3.09 | 4.50 | 5.00 |
| 87115 | Tonalit | 4b | 302 | 22.3 | 2.6 | 68 | 109 | | 169/81 | 0.139 | 0.330 | 0.531 | 84/03 | 351/46 | 177/44 | 1.70 | 2.89 | 4.91 | 8.34 | 9.27 |
| 87112 | Tonalit | 4c | 300 | 11.0 | 2.2 | 95 | 125 | | 139/57 | 0.186 | 0.394 | 0.420 | 262/20 | 162/26 | 24/56 | 1.50 | 2.26 | 3.39 | 5.10 | 5.67 |
| 87109 | Tonalit | 4d | 300 | 7.0 | 2.1 | 55 | 108 | | 171/11 | 0.219 | 0.326 | 0.455 | 72/61 | 219/24 | 315/14 | 1.46 | 2.12 | 3.09 | 4.50 | 5.00 |
| 87104 | Tonalit | 4e | 300 | 23.9 | 2.6 | 74 | 114 | | 214/79 | 0.183 | 0.350 | 0.467 | 90/03 | 358/29 | 186/61 | 1.52 | 2.32 | 3.54 | 5.40 | 6.00 |
| Tuffbach | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| A56 | Gr-Glimmerschiefer | 5 | 300 | 9.9 | 2.2 | 87 | 117 | | 86/47 | 0.240 | 0.364 | 0.397 | 1/04 | 269/22 | 100/68 | 1.38 | 1.90 | 2.61 | 3.60 | 4.00 |
| Mooser Bach | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 87021 | Tonalit | 6 | 310 | 28.6 | 2.8 | 70 | 111 | | 106/70 | 0.160 | 0.340 | 0.500 | 268/16 | 174/12 | 48/70 | 1.47 | 2.16 | 3.16 | 4.65 | 5.16 |
| Radegunder Bach | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| A57 | quarzit. Gr-Gneis | 7 | 300 | 18.8 | 2.5 | 80 | 117 | | 208/81 | 0.173 | 0.363 | 0.464 | 94/05 | 1/30 | 192/59 | 1.42 | 2.03 | 2.89 | 4.12 | 4.58 |
| Obergailbach | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 88021 | Glimmerquarzit | 8 | 300 | 4.7 | 1.9 | 32 | | 80 | 168/25 | 0.241 | 0.303 | 0.456 | 64/27 | 182/43 | 313/35 | 1.43 | 2.05 | 2.93 | 4.20 | 4.67 |
| Archerlebach | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 87073A | Glimmerquarzit | 9a | 306 | 3.2 | 2.1 | 29 | | 77 | 102/79 | 0.224 | 0.289 | 0.487 | 86/02 | 177/28 | 353/62 | 1.47 | 2.17 | 3.20 | 4.71 | 5.23 |
| 87069 | Kf-Augengneis | 9b | 302 | 34.2 | 3.0 | 72 | 111 | | 192/78 | 0.139 | 0.340 | 0.521 | 94/02 | 3/25 | 188/65 | 1.52 | 2.32 | 3.52 | 5.36 | 5.96 |
| 87052 | Glimmerquarzit | 9c | 365 | 13.8 | 2.3 | 85 | 120 | | 28/66 | 0.181 | 0.373 | 0.446 | 269/10 | 1/08 | 129/78 | 1.51 | 2.28 | 3.43 | 5.18 | 5.75 |
| 88023 | Glimmerquarzit | 9d | 301 | 43.6 | 3.5 | 62 | 101 | | 1/63 | 0.107 | 0.298 | 0.596 | 93/01 | 184/23 | 2/67 | 1.60 | 2.56 | 4.11 | 5.58 | 7.31 |
| 88019 | Glimmerquarzit | 9e | 305 | 13.3 | 2.3 | 93 | 122 | | 189/42 | 0.209 | 0.382 | 0.409 | 85/21 | 338/36 | 199/47 | 1.34 | 1.80 | 2.42 | 3.25 | 3.61 |
| Strajacher Graben | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 87097 | Kf-Augengneis | 10 | 300 | 16.0 | 2.4 | 70 | 112 | | 243/66 | 0.175 | 0.343 | 0.481 | 110/20 | 180/42 | 218/41 | 1.48 | 2.19 | 3.24 | 4.80 | 5.33 |

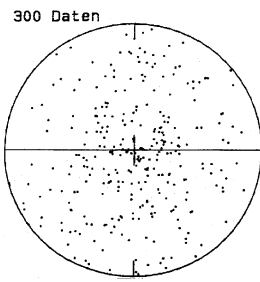
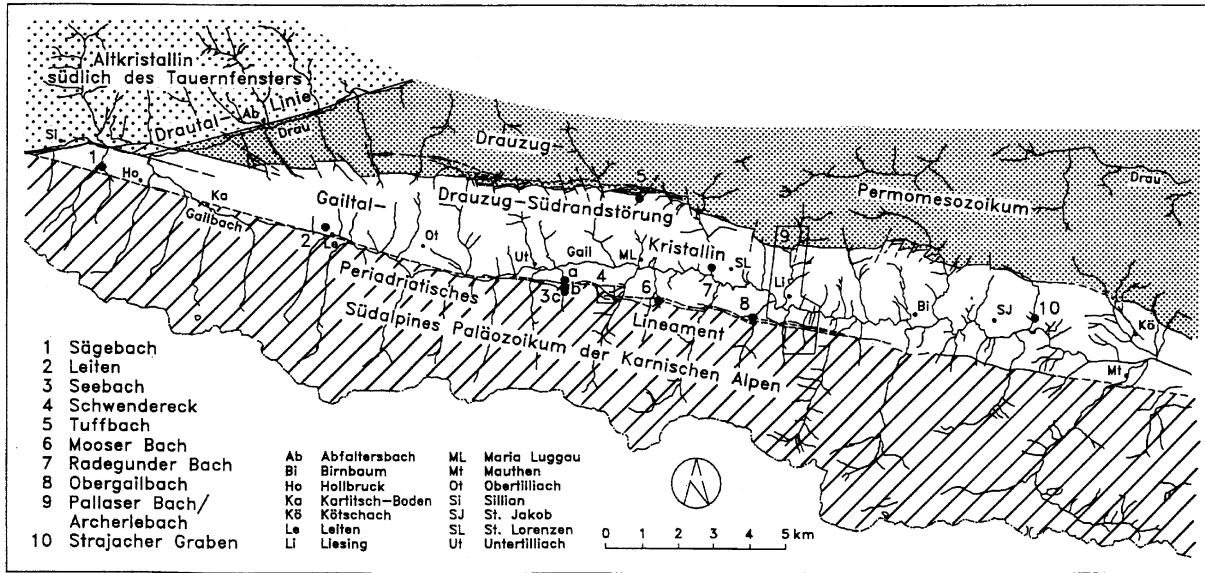
Vertrauenskegel mit dem Öffnungswinkel ϑ und sphärischer Öffnungsgrad ω nicht bestimmbar; * Isolinie 1 entspricht 1.0 MRD.

tender Rekristallisation nur eine schwache Regelung der um die Vertikale pendelnden Quarz- $\langle c \rangle$ -Achsen feststellbar (z.B. 87055 und C12). Häufig fällt eine Verformungsheterogenität bis in den Kleinbereich auf. Dies bedeutet, daß in mm-Dimension Domänen koaxialer Verformung mit Domänen nonkoaxialer Verformung alternieren. Bei der rotationalen Deformation überwiegt dextrale einfache Scherung. Das Deformationsregime mit überwiegender Beteiligung ebener Verformung spiegelt sich in einer Anordnung der Quarz- $\langle c \rangle$ -Achsen etwa senkrecht zur Foliation wider. Die Quarz- $\langle c \rangle$ -Achsen reagieren sehr sensibel auf lokale Diskontinuitäten im Deformationsregime, sodaß die Ausrichtung im Kleinbereich mitunter stark variiert. Die lokalen Änderungen haben ihre Ursache in einer primären Verformungsheterogenität, die zusätzlich durch einen hohen Anteil von Feldspat- oder Granatporphyroklasten verstärkt wird.

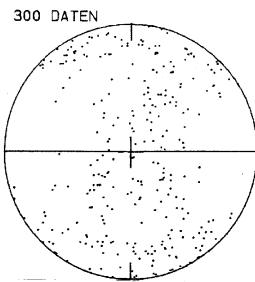
Die Photometermethode wurde für die schnelle übersichtsmäßige Erfassung der Scherrichtung in einzelnen

Domänen und zur Verdeutlichung der Verformungsheterogenität bis in den Mikrobereich verwendet. Eine ungefähre Abschätzung des Deformationsregimes läßt sich mit den Photometeraufnahmen ebenfalls bewerkstelligen. Eine Kontrolle der erhaltenen Quarz- $\langle c \rangle$ -Achsenregelungen durch Universaldrehtischmessungen ist jedoch sinnvoll. Großer Vorteil der Photometermethode ist die selektive Untersuchung einzelner Quarzbänder oder -teilgefüge, während bei der Universaldrehtischmethode wegen der für eine repräsentative Aussage erforderlichen Datenmenge über einen großen Schlibfbereich integriert werden muß.

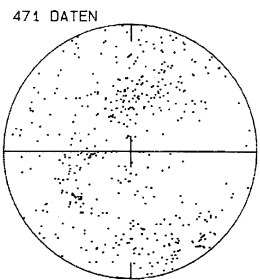
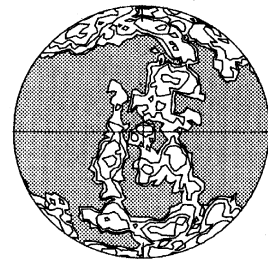
Für die Festlegung der aktiven Gleitsysteme und der daraus ableitbaren Bedingungen für Druck, Temperatur und Verformungsrate ist die Photometermethode zu ungenau. So kann die Anwesenheit von Mineralphasen, wie Phyllosilikaten, Amphibolen oder Feldspäten, im Meßbereich empfindlich stören. Phyllosilikate bewirken z.B. in der Richtungsrose ein Maximum in X-Richtung, das



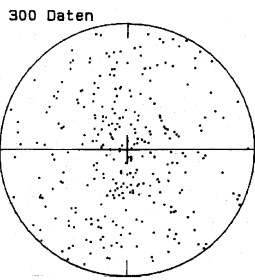
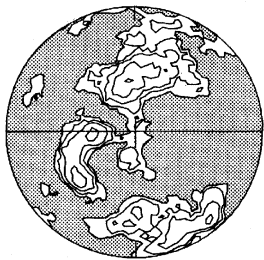
1 89001B Glimmerquarzit



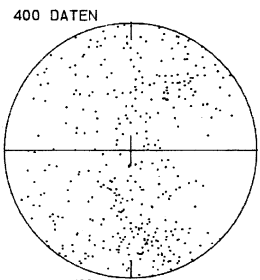
3C 87084 Tonalit



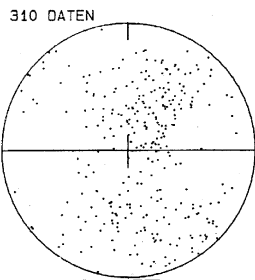
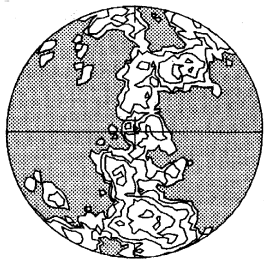
2 87046 Bi-Mu-Gneis



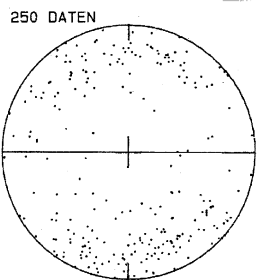
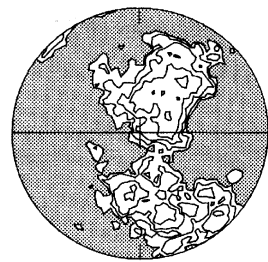
5 A56 Glimmerschiefer



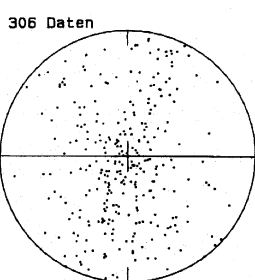
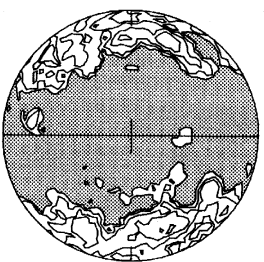
3a 87095 Mu-Gneis



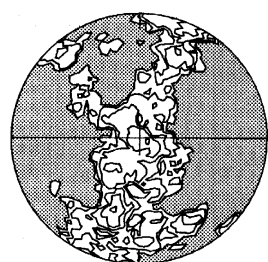
6 87021 Tonalit



3b 87086 Tonalit



7 A57 quarzit. Gneis



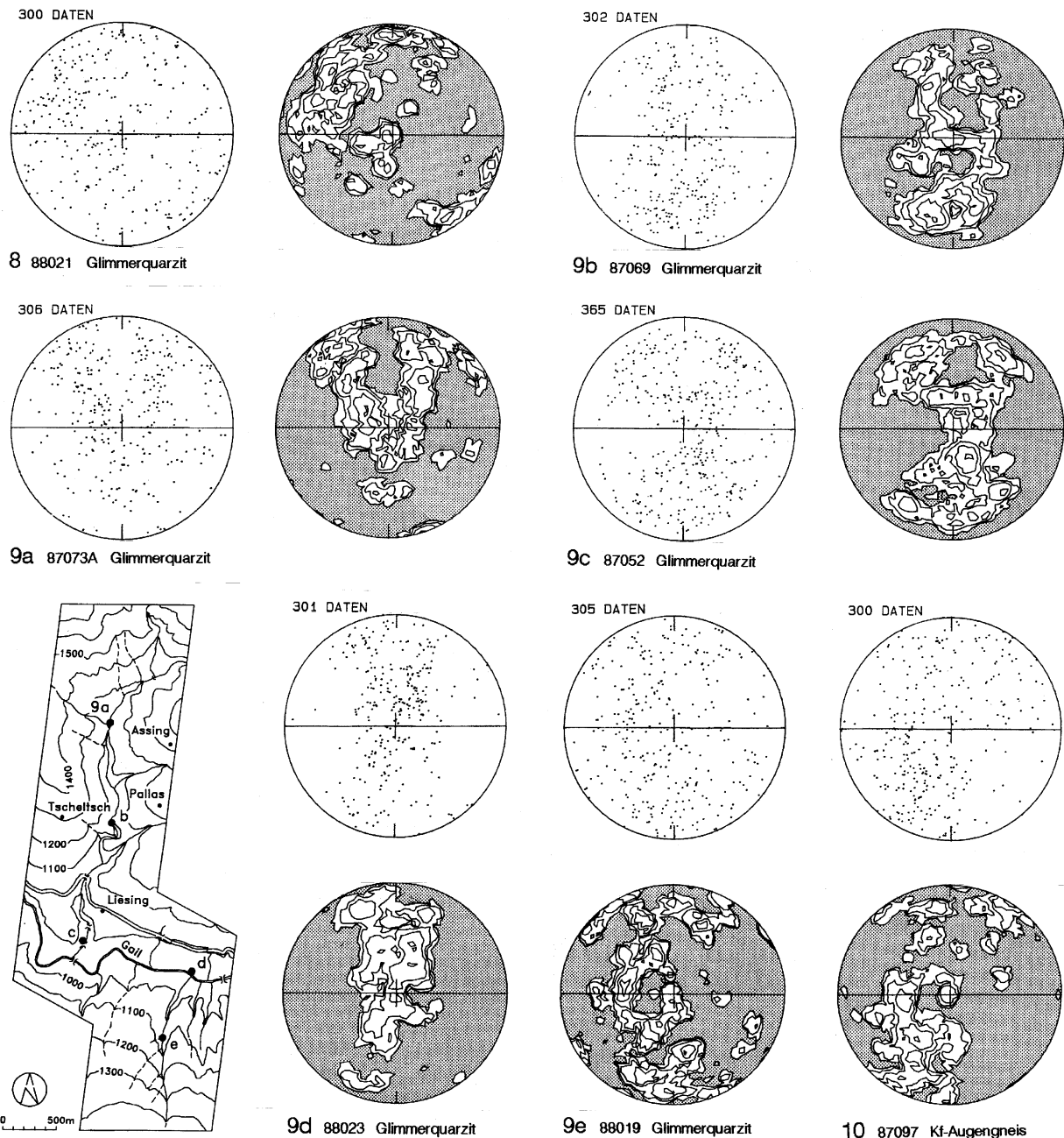


Abb. 53.

Quarz- c -Achsenregelung im Gailtalkristallin (Universaldrehtischmessung).

Die Mineralstreckungslineare tauchen mittelsteil bis steil nach Westen ab; die Regelungsdiagramme entsprechen weitgehend einem N-S-Schnitt; Abstufung der Isolinien in Vielfachen der Zufallsverteilung (MRD). Ergänzt wurden die Quarz- c -Achsenregelungen einiger Tonalitlamellen (Siehe auch Abb. 57).

Quartz c-axis pole figures of the Gailtal metamorphic basement (universal stage analysis).

The mineral stretching lineations plunge steeply towards west; the pole figures correspond to a subvertical N-S section; contour intervals in multiples of random distribution. Some quartz c-axis pole figures of tonalite pods were added (see also Fig. 57).

fälschlicherweise als Beteiligung von Prismen- oder Rhomboedergleitung interpretiert werden kann. Die Universaldrehtischmessung, in Verbindung mit der Röntgentexturgoniometermessung liefert hier die zuverlässigsten Resultate.

Die mit dem Universaldrehtisch ermittelten Regelungsmuster im Gailtalkristallin reichen von Kreuzgürtelregelungen (Typ I und II) bis Schiefgürtelregelungen (asymmetrische Typ-I-Kreuzgürtel bis Einfachgürtel). Dominierend sind Typ-I-Kreuzgürtelregelungen, wenn auch mit geringfügiger Neigung des Zentralsegmentes, als Indikator für koaxiale Bedingungen während der gefügeprä-

genden Deformation. Die meist merkliche Asymmetrie bezüglich der mesoskopischen Gefügeelemente resultiert aus einer rotationalen Verformungskomponente während des letzten Aktes der duktilen Deformation. Diesem Texturtyp begegnet man häufig in Myloniten aus duktilen Scherzonen (EISBACHER, 1970; BRUNEL, 1980; SIMPSON & SCHMID, 1983).

Fast alle asymmetrischen Einfachgürtel und asymmetrischen Kreuzgürtel (Typ-I-Kreuzgürtel, SCHMID & CASEY, 1986) belegen durch die dextrale Neigung gegenüber der mylonitischen Foliation die Beteiligung einer dextralen Scherkomponente während der Endphase der duktilen

Deformation. In zwei Fällen (88019 und A56) zeichnet sich jedoch eine schwach sinistrale Lateralkomponente ab, die allerdings in Widerspruch zum kinematischen Befund der Photometermessungen steht. In Einzelfällen treten diffuse Quarz- $\langle c \rangle$ -Achsenregelungen (87117 und 88021) auf, welche für geringe Verformung, postkinematische Rekrystallisation oder einen komplexen Deformationspfad während des Endstadiums der gefügeprägenden Deformation sprechen (BOUCHEZ & PECHER, 1981). Der Vergleich mit der Photometerauswertung zeigt allerdings, daß das Quarzteilgefüge weniger durch Äquilibrium als vielmehr durch die starke Verformungsheterogenität bis in den Mikrobereich beeinflusst wird. Abb. 53 gibt einen Überblick über

die Quarz- $\langle c \rangle$ -Achsenregelungsmuster im untersuchten Abschnitt des Gailtalkristallins. Die entsprechenden Parameter sind Tab. 14 zu entnehmen.

Die Röntgentexturgoniometermessung konnte die Ergebnisse der Universaldrehtischmessung bestätigen. Zusätzliche Informationen zum Deformationsregime konnte sie jedoch kaum erbringen. In den aussagekräftigeren Diagrammen sind Hinweise auf ein Plättungsereignis innerhalb des letzten Verformungsinkrementes im p-T-Bereich der niedriggradigen Metamorphose vorherrschend. Abgeleitet wird dieses Plättungsregime aus der Anordnung von vier zur Scherebene symmetrisch angeordneten Quarz- $\langle a \rangle$ -Achsenmaxima mit großem Öff-

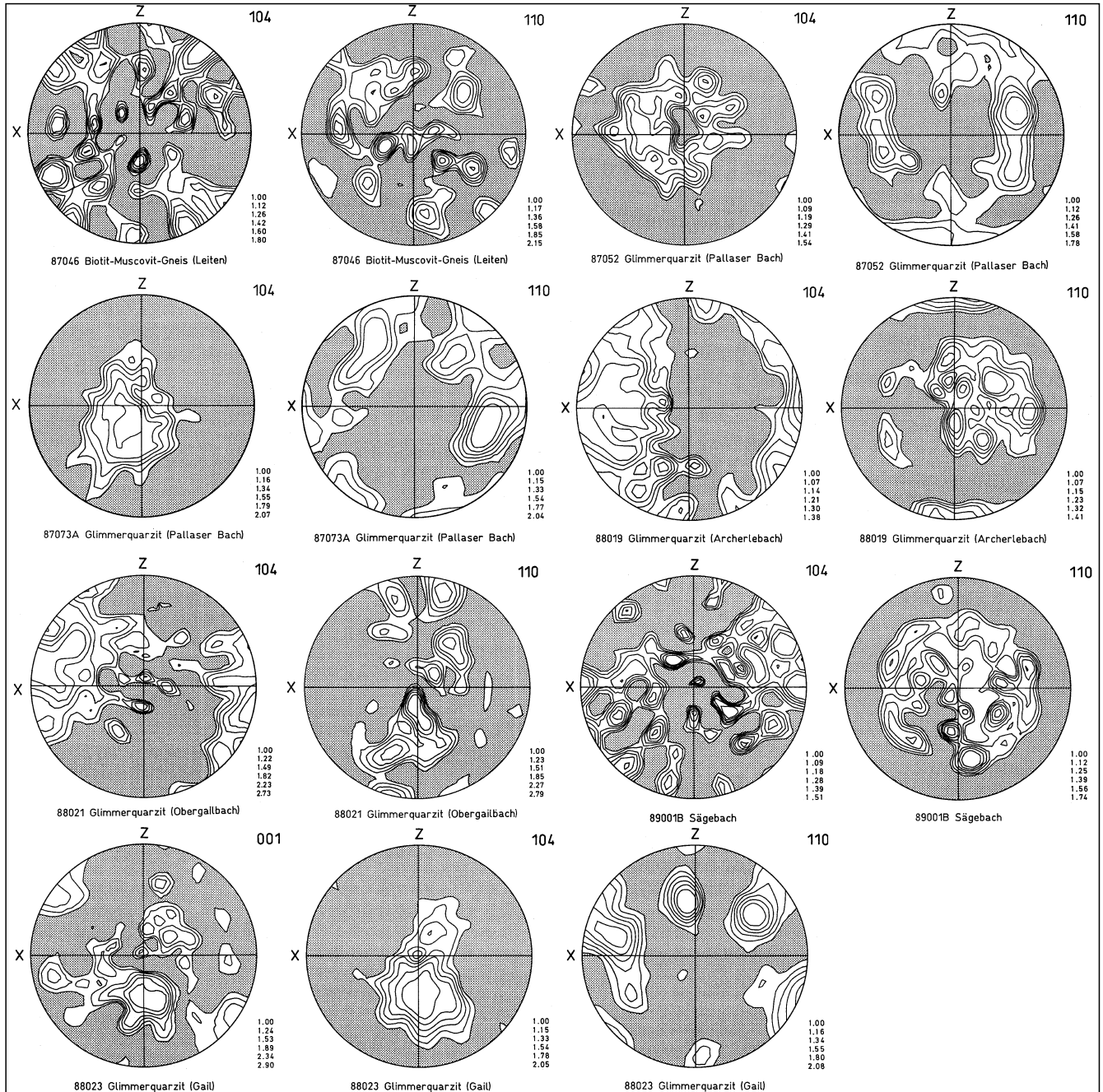


Abb. 54.

Quarzgitterregelung im Gailtalkristallin (Röntgentexturgoniometermessung).

Polfiguren der Fläche $(10\bar{1}4)$ und der Basalfläche $[0001]$ aus ODF-Koeffizienten, Polfiguren der Prismenflächen 2. Ordnung $(11\bar{2}0)$ auf F-Koeffizienten berechnet; Abstufung der Isolinien in Vielfachen der Zufallsverteilung (MRD).

Lattice preferred orientation of quartz in the Gailtal metamorphic basement (X-ray texture goniometer analysis).

Pole figures of plane $(10\bar{1}4)$ and basal plane $[0001]$ calculated from ODF coefficients, pole figures of second order planes $(11\bar{2}0)$ calculated from F coefficients; contour intervals in multiples of random distribution.

winkel. Vereinzelt sind Anzeichen für dextrale einfache Scherung vorhanden, erkennbar an einer leichten Rotation der Quarz- $\langle a \rangle$ -Achsenmaxima (Abb. 54).

Von sieben untersuchten Glimmerquarziten lieferten nur vier Gesteinsproben einigermaßen brauchbare Meßergebnisse, während bei den übrigen Proben die Reflexe nur sehr geringe Intensitäten, ausgedrückt in Vielfachen der Zufallsverteilung (MRD), zeigen. Sinnvoll interpretierbare Maxima sollten über 2.0 MRD liegen. Die teilweise sehr geringe Intensität und das Auftreten von nicht identifizierbaren Reflexen wird auf die Überlagerung durch trotz Präparation verbliebener Verunreinigungen, vorzugsweise Glimmer- und Feldspatphasen, zurückgeführt. Der Einsatz der Röntgentexturgoniometrie ist offenkundig nur bei extrem reinen Quarziten vertretbar.

Der Photometerauswertung der plastischen Quarzdeformation im Kristallinprofil „Pallaser Bach/Archerlebach“ liegen die Ergebnisse von 20 Proben zugrunde (Tab. 13). Im Norden (Pallaser Bach) herrscht nahezu einheitlich ebene Verformung vor (z.B. 87052, Abb. 55). Dies wird zusätzlich durch die symmetrische Typ-I-Kreuzgürtelregelung der Quarz- $\langle c \rangle$ -Achsen sowie die zugehörige

symmetrische Anordnung der Quarz- $\langle a \rangle$ -Achsen (87052 und 87073a) bestätigt.

Während im gesamten Profil einfache Scherung eine eher untergeordnete Rolle spielt, weist die schwach dextrale Einfachgürtelregelung der Quarz- $\langle c \rangle$ -Achsen, in Einklang mit der Quarz- $\langle a \rangle$ -Achsenorientierung der ODF, in einem Glimmerquarzit am Gailufer (88023) auf eine erhöhte Beteiligung von einfacher Scherung hin (vgl. Abb. 50). Es handelt sich dabei um ein lokales Phänomen, möglicherweise um eine kleine dextrale duktile Scherzone, deren Scherzonengrenzen nicht aufgeschlossen sind.

Im Übergangsbereich zum Periadriatischen Lineament nimmt allgemein die Beteiligung rotationaler Verformung zu. Belegt wird dies durch Anzeichen sinistraler Scherung in einem Albit-Granat-Blastengneis aus dem Unterlauf des Archerlebaches (88001) und durch eine dextrale Lateralkomponente in einem Albit-Granat-Blastengneis und einem Glimmerquarzit (88004 und 88019) im direkten Einflußbereich des Periadriatischen Lineamentes, nämlich im Kontakt zur Grödener Sandsteinlamelle. Bemerkenswert ist, daß die Grödener Sandsteinlamelle (87039) ebenfalls

von der coaxialen Verformung mit schwach dextraler Komponente und der daraus resultierenden plastischen Deformation, Temperung und Einregelung der Quarz- $\langle c \rangle$ -Achsen betroffen ist. Im Bereich nahe dem Periadriatischen Lineament sensu stricto tritt verstärkt Erholung und Rekristallisation auf. Undeutlich ausgebildete Maxima lassen aber die Beteiligung einer schwachen rotationalen Deformation erkennen.

Auch im Kristallinprofil „Tuffbach/Radegunder Bach“ dominiert coaxiale Deformation. Die Quarz- $\langle c \rangle$ -Achsen stehen parallel zur Haupteinengungsrichtung σ_1 . Die Quarz- $\langle c \rangle$ -Achsenregelung aus der Universaldrehmessung, ein schwach asymmetrischer Typ-I-Kreuz-

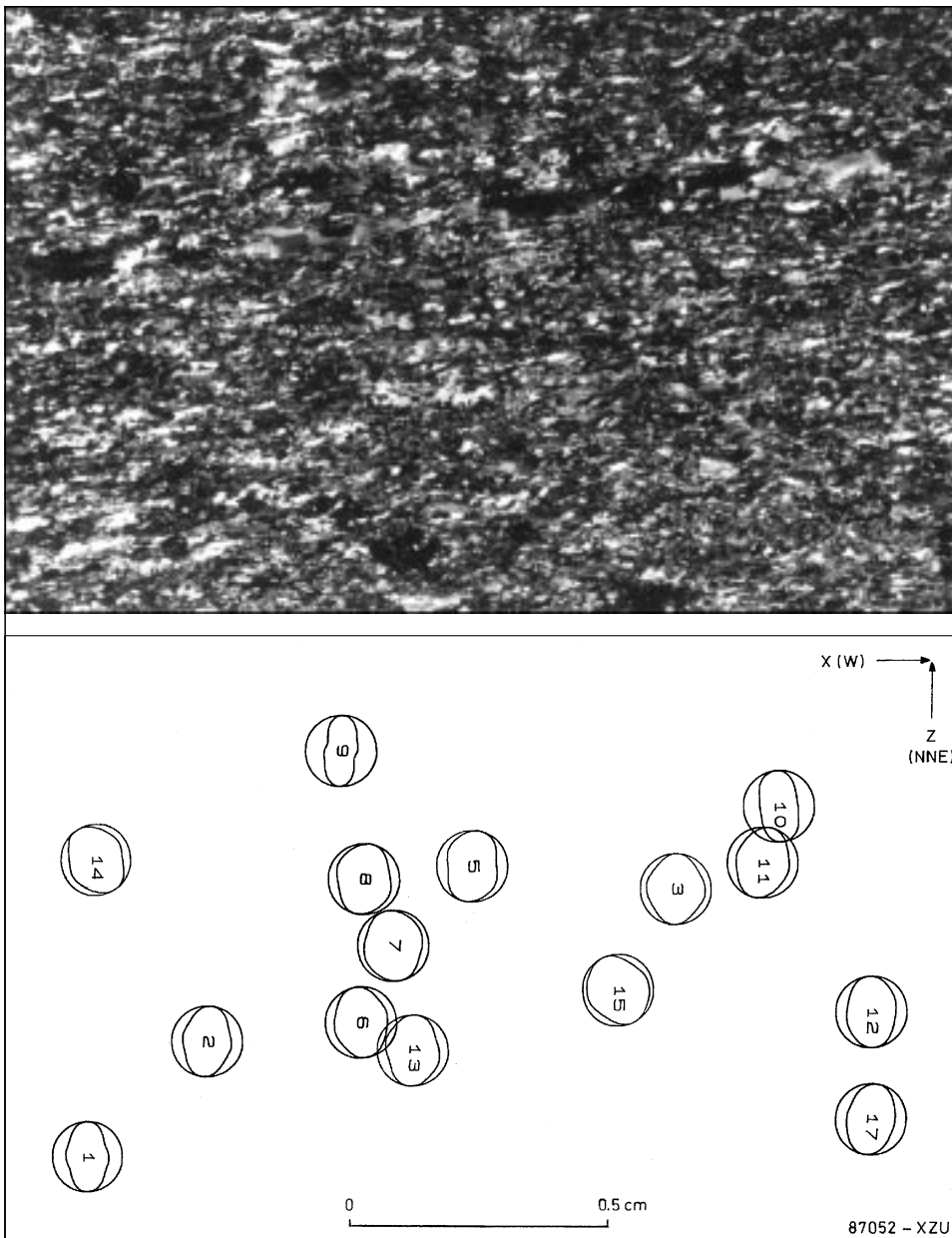


Abb. 55. Photometerauswertung. Coaxiale Deformation mit einem bezüglich der Foliation subvertikal orientierten Quarz- $\langle c \rangle$ -Achsengefüge im Glimmerquarzit (Pallaser Bach, 1105 m ü. NN). Dünnschliff 87052-XZU, XPL. Photometer analysis. Coaxial deformation with subvertically oriented quartz c-axis fabrics referring to the foliation in mica quartzite (Pallaser Bach, 1105 m). Thin section 87052-XZU, XPL.

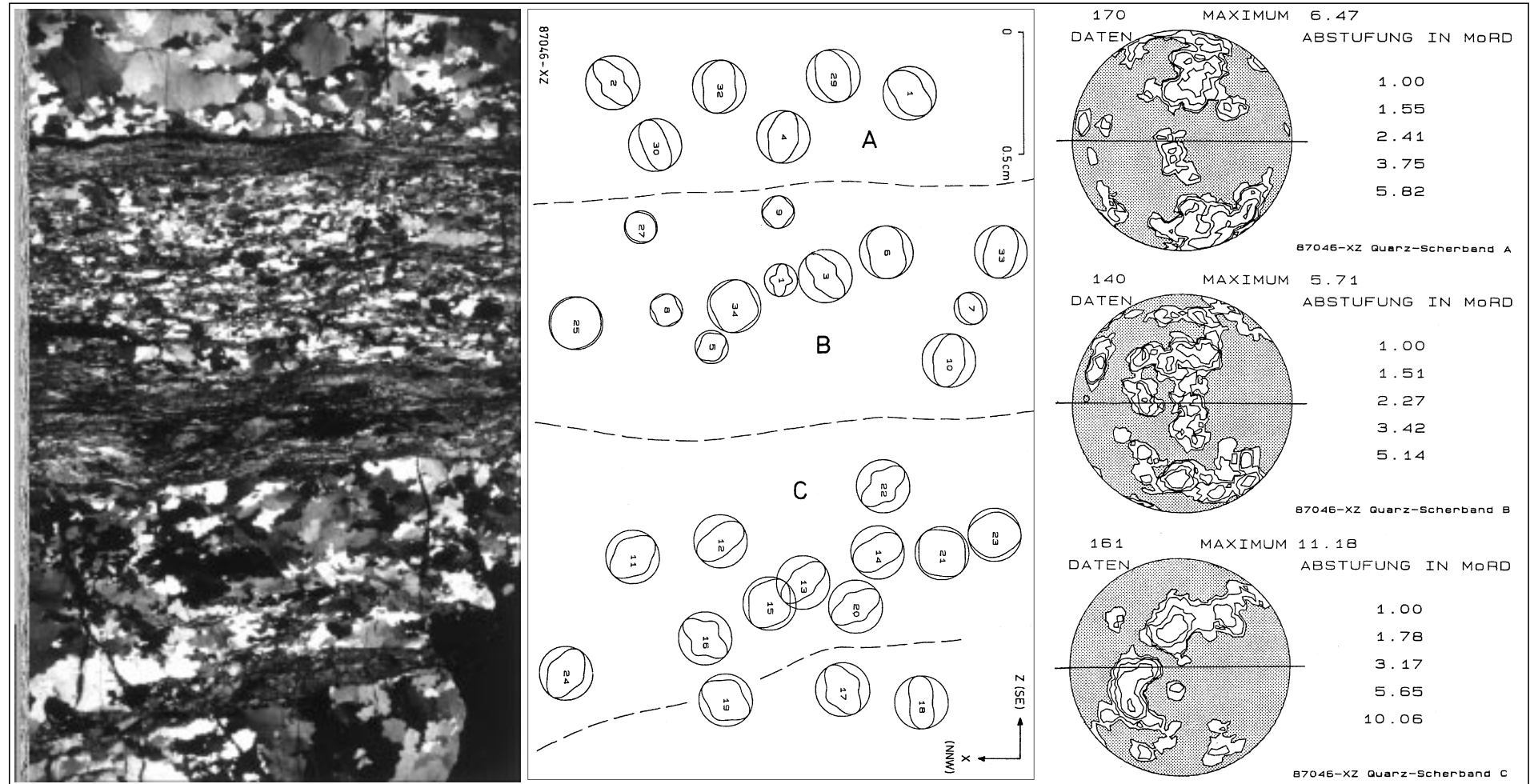


Abb. 56.

Gegenüberstellung einer Photometerauswertung zur Universaldrehtischmessung.

Heterogene einfache Scherung in Biotit-Muscovit-Gneis (nördlich Leiten, 1500 m ü. NN; Dünnschliff 87046-XZ, XPL). Der kleinräumige Wechsel im Schersinn und Deformationstyp läßt sich sehr gut mit der Photometermethode erfassen.

Photometer analysis versus universal stage analysis.

Heterogeneous simple shear in biotite muscovite gneiss (north of Leiten, 1500 m; thin section 87046-XZ, XPL). The small-scale change of the sense of shear and deformation style is recorded quite well with the photometer method.

gürtel, spricht für ein Deformationsregime unter Bedingungen ebener Verformung im Unterlauf des Radegunder Baches. Wie im Pallaser Bach und Archerlebach ist die Rekristallisation so stark, daß sich in der Photometerauswertung lediglich noch eine kompressive Komponente erkennen läßt. Die Universaldrehtischmessung liefert nur eine uneinheitliche rotationale Komponente, eine Folge der Verformungsheterogenität im Gailtalkristallin.

Im Kristallinprofil „Strajacher Graben“ ergeben sich eindeutige Anzeichen für eine Beteiligung nonkoaxialer Deformation. Es überwiegt dextrale einfache Scherung, was in guter Übereinstimmung mit dem Quarz- $\langle c \rangle$ -Achsenregelungsmuster aus der Universaldrehtischmessung steht (87097, dextraler Schiefgürtel; Tab. 13). Die Verformungsheterogenität ist hier ausgesprochen groß, da es sich um Augengneise mit großen Kalifeldspat-Porphyrroklasten handelt.

Um einen Überblick über die Quarz- $\langle c \rangle$ -Achsenregelung des Gailtalkristallins im Lesachtal zu bekommen, dienten ergänzende Einzelmessungen aus den Bereichen Sägebach (88001B), Leiten (87046 und 87047) und Obergailbach (88021). Diese bestätigen die Ergebnisse aus den Kristallinprofilen. Die Photometermessungen unterstützen die Feststellung extremer Verformungsheterogenität innerhalb des Gailtalkristallins. Bei Probe 87046 (Abb. 56) ist exemplarisch dargestellt, wie sich die Quarz- $\langle c \rangle$ -Achsenregelung in einzelnen Quarzbändern ändert. Die Quarz- $\langle c \rangle$ -Achsenregelung reicht hier von asymmetrischen Kreuzgürteln (ebene Verformung mit schwacher rotationaler Komponente) bis zu einem asymmetrischen Einfachgürtel (einfache Scherung). Wenn eine eindeutige Quarz- $\langle c \rangle$ -Achsenregelung bei der Universaldrehtischmessung erkennbar wird, handelt es sich fast ausnahmslos um schwach dextrale Kreuzgürtelregelungen. Dies spricht wiederum für ebene Verformung mit einer untergeordneten nonkoaxialen Komponente während des letzten duktilen Deformationsstadiums im gesamten Bereich des Lesachtals.

Es kann bei der kinematischen Interpretation in diesem Kristallinabschnitt, wie auch in vielen anderen mylonitischen Scherzonen, nicht mit letzter Sicherheit entschieden werden, ob die für das jeweilige Quarz- $\langle c \rangle$ -Achsenregelungsbild maßgebliche Scherfläche parallel zu den Scherzonengrenzen oder aber parallel zu einer internen Anisotropiefläche liegt (LAW, 1990). Erschwerend kommt hinzu, daß die heute sichtbaren tektonischen Grenzen, Drauzug-Südrandstörung und Periadriatisches Lineament sensu stricto, nicht zwangsläufig mit den während der duktilen Deformationsereignisse angelegten Scherzonengrenzen übereinstimmen müssen. Wahrscheinlich sind diese Scherzonengrenzen während der letzten bruchhaften Ereignisse verstellt worden (siehe Kap. 5.).

Im $R_{\%}$ - $G_{2\%}$ -Diagramm (siehe Kap. 3.1.2.) liegt die Mehrzahl der Proben zwar im Feld der Gürtelverteilungen, es ergibt sich jedoch, z.B. im Kristallinprofil „Pallaser Bach/Archerlebach“, kein klarer Trend in der Quarzgefügeentwicklung. Zu erwarten wäre z.B. die Zunahme der Deformation zum Zentrum der Scherzone hin und daraus resultierend der Übergang von Kreuzgürtel- zu Einfachgürtelregelungen (SCHMID & CASEY, 1986). Dies bestätigt die Annahme, daß das Periadriatische Lineament sensu lato ein Abbild polyphaser Deformation mit einer bis in den Mikrobereich zu beobachtenden Verformungsheterogenität darstellt.

Unter Einbeziehung aller drei Meßmethoden kann für das Gailtalkristallin aus der Quarz- $\langle c \rangle$ -Achsenregelung auf ein nahezu koaxiales Deformationsregime während

des letzten gefügeprägenden duktilen Deformationsereignisses geschlossen werden. Die extreme Kompression unter Bedingungen ebener Verformung wird von einer schwachen, überwiegend dextralen Scherkomponente begleitet, d.h. die Vertikalbewegung beläuft sich auf eine leichte relative Aufschubung des Südblockes nach NNW. Dieses Ergebnis steht weitgehend mit den mikrostrukturellen Bewegungsindikatoren in Einklang (siehe Kap. 4.3.). Abweichende Scherrichtungen sind weniger die Folge verschiedener, sich überlagernder Deformationsereignisse als vielmehr das Resultat lokal differierender Relativbewegungen infolge unterschiedlicher Verformungsraten und unterschiedlichen rheologischen Verhaltens, begründet in der lithologischen Vielfalt des Gailtalkristallins.

4.2.4. Quarz- $\langle c \rangle$ -Achsenregelung im Lesachtal-Tonalit

Die Auswertung der Photometermessungen basiert auf 18 Tonalitproben, wovon acht aus dem Schwendereckprofil, vier aus dem Seebachprofil und sechs aus dem weiteren Bereich des Lesachtalplutons stammen. Davon wurden sieben Tonalitproben für Universaldrehtischmessungen ausgewählt. Die Probenauswahl beschränkte sich auf Bereiche mit deutlicher duktiler Deformation von Quarzeinkristallen (vgl. auch R_f/ϕ' -Analyse der Tonalite; Kap. 4.1.4.1.). Sämtliche Proben sind im Anschluß an die plastische Deformation von Quarz noch einer deutlichen Kataklase unterzogen worden, welche in einer starken Undulation des Quarzteilgefüges, einer Vielzahl von Klüften mit Calcit-, Epidot- oder Laumontitbestegen und Scherflächen mit Pseudotachyliten zum Ausdruck kommt.

Zuerst wurde versucht, die Regelung in Teilbereichen zu ermitteln, da bei den Photometermessungen die hohe Verformungsheterogenität in den Tonalitproben auffiel. Dies erwies sich jedoch als ungünstig, da in diesen Bereichen nur eine geringe Varianz in der Quarzregelung vorherrscht, eine Folge der extremen plastischen Deformation der primärmagmatischen Einzelquarze. So war es schließlich doch sinnvoll, über einen möglichst großen Bereich zu integrieren, um ein aussagekräftiges Ergebnis zu erhalten. In Tab. 15 sind die Quarz- $\langle c \rangle$ -Achsenregelungen der Photometerauswertung denjenigen der Universaldrehtischauswertung gegenübergestellt. In Abb. 57 ist stellvertretend für den Lesachtal-Tonalit die Entwicklung der Quarz- $\langle c \rangle$ -Achsenregelungsmuster entlang des Profils durch den Schwendereck-Tonalit dargestellt. Es herrscht in den Tonaliten eine flache Mineralstreckungslineation vor. Nur im Zentralteil des Schwendereck-Tonalits tritt eine steile Lineation auf, die eventuell als Relikt einer älteren plastischen Deformation zu interpretieren ist.

Die Photometerauswertung erbrachte, ebenso wie die Universaldrehtischmessung, als Ergebnis einen deutlichen Hinweis auf koaxiale Plättung, abgeleitet aus der Anordnung der Quarz- $\langle c \rangle$ -Achsen subvertikal zur Foliation. Lokal ist ein Übergang zu ebener Verformung sichtbar. Die starke Verformungsheterogenität resultiert aus dem hohen Anteil an Plagioklasporphyroblasten und erstreckt sich bis in den Mikrobereich.

Der Auswertung des Schwendereck-Tonalitprofils liegen neun Proben zugrunde. Die Photometermessung liefert Hinweise für eine vorherrschende koaxiale Deformation mit sinistraler Scherkomponente in diesem Bereich der Tonalitlamelle (87115; Abb. 58). Die sinistrale Scherbewegung ist begrenzt auf den Nordrand, wo sie auch das Gailtalkristallin beeinflusst, und auf eine zentrale

Tabelle 15.

Quarzgitterregelung im Lesachtal-Tonalit (Photometer- und Universaldrehtischmessung).

Lattice preferred orientation of quartz in the Lesachtal tonalite (photometer and universal stage analysis).

| Probe | Gestein | Photometermessung | Universaldrehtischmessung |
|---------------------------|------------------|--------------------------------------|-------------------------------------|
| Schwendereck | | | |
| 87117 | Bi-Mu-Gneis | Abschiebung nach N | keine Regelung |
| 87115 | Tonalit | sinistral | Kleinkreis um Z |
| 87114 | Tonalit | koaxial | |
| 87112 | Tonalit | koaxial (schwache Regelung) | Kleinkreis um Z |
| 87109 | Tonalit | sinistral | Kleinkreis um Z |
| 87103B | Tonalit | koaxial (schwache Regelung) | |
| 87104 | Tonalit | überwiegend sinistral | Kleinkreis um Z |
| 87107 | Tonalit | heterogen (Verformungsaufteilung) | |
| 87106 | Tonalit | heterogen (Verformungsaufteilung) | |
| Seebach | | | |
| 87095 | katakl. Mu-Gneis | dextral, Aufschiebung nach N | schwach dextraler Typ-I-Kreuzgürtel |
| 87090 | Tonalit | Abschiebung nach N | |
| 87086 | Tonalit | sinistral | Kleinkreis um Z |
| 87084 | Tonalit | schwach dextral, Aufschiebung nach N | schwach dextraler Typ-I-Kreuzgürtel |
| 87085 | Tonalit | heterogen (Verformungsaufteilung) | |
| Tonalit, allgemein | | | |
| 87007 | Tonalit | heterogen (Verformungsaufteilung) | |
| 87008 | Tonalit | koaxial | |
| 87012 | Tonalit | heterogen (Verformungsaufteilung) | |
| 87019 | Tonalit | heterogen (Verformungsaufteilung) | |
| 87020 | Tonalit | heterogen (Verformungsaufteilung) | |
| 87021 | Tonalit | schwach dextral | schwach dextraler Typ-I-Kreuzgürtel |

Scherzone (87109). Hier herrscht eine Diskrepanz zu den Universaldrehtischmessungen, bei denen die sinistrale Scherbewegung nicht nachvollzogen werden kann. Es ergeben sich ausschließlich Kleinkreisregelungen um Z. Die Verformung ist innerhalb der einzelnen Quarzdomänen homogen, differiert jedoch sehr stark von Quarzdomäne zu Quarzdomäne. Hier war deshalb die Photometermethode sehr von Vorteil, da nur mit ihr in Detailbereichen die Quarzregelung erfaßt werden und so die Verformungsheterogenität in den Tonaliten nachgewiesen werden konnte. Bei den Universaldrehtischmessungen wurden alle Quarzbereiche zusammengefaßt, was zu einem anderen Ergebnis führte. Man darf die sinistrale Scherkomponente nicht überbewerten, da die Rotation der Quarz- $\langle c \rangle$ -Achsenazimute nur bei maximal 20 bis 30° liegt und viele Regelungsbilder mit rein koaxialer Deformation bzw. dextraler Scherung vorhanden sind.

Für das Seebach-Tonalitprofil wurden fünf Proben photometrisch ausgewertet. Gemeinsam war fast allen Meßergebnissen die vertikale Bewegungskomponente mit einer relativen Aufschiebung des Südblockes bzw. Abschiebung des Nordblockes, begleitet von sinistralen oder dextralen Relativbewegungen (87084, 87090 und 87095). Hier findet man wiederum deutlich die extreme Verformungsheterogenität innerhalb des Kompressionsregimes bestätigt (Tab. 15). Bei den Quarz- $\langle c \rangle$ -Achsenregelungen der Tonalitlamelle im Bereich des Seebaches reicht das Spektrum von einer Kleinkreisregelung um Z (87086) über einen schwach dextralen Typ-I-Kreuzgürtel (87084) bis zu einem schwach dextralen Schiefgürtel im Gailtalkristallin im nördlichen Kontaktbereich zur Tonalitlamelle (87095).

Für einen lateralen Überblick wurden Tonalitgefügeanalysen aus dem Luggauer Bach (87019), Mooser Bach

(87020 und 87021), Obergailberg (87012) und Obergailbach (87007 und 87008) ergänzt. Bis auf den Tonalit im Mooser Bach, der eine Transpression mit dextraler Scherkomponente belegt, zeichnen sich sämtliche Proben durch eine ausgeprägte Verformungsheterogenität aus. Sie steht wahrscheinlich in Zusammenhang mit dem spröden Verhalten von Plagioklas während der semiduktilen Deformation oder mit Verstellungen im Zuge der intensiven Kataklyse.

Vergleicht man alle in den Tonaliten ermittelten Quarzregelungen aus der Universaldrehtischmessung, so zeigt sich ein sehr einheitliches Bild (Abb. 53 und 57). Der Lesachtal-Tonalit unterlag einem koaxialen Deformationsregime. Den überwiegenden Anteil der Quarz- $\langle c \rangle$ -Achsenregelungen stellen Kleinkreisregelungen um Z, welche für reine Plättung sprechen. Zwei schwach asymmetrische Typ-I-Kreuzgürtel (87021 und 87084) lassen die partielle Tendenz zu ebener Verformung mit einer nur schwachen dextralen Scherkomponente erkennen (vgl. Abb. 50).

Die Meßwerte aus Photometer- und Universaldrehtischmessung über die gesamte Länge der Tonalitlamelle bestätigen ein koaxiales Deformationsregime. Die Hauptbewegung lief auf steil nach Süden einfallenden Scherflächen als Aufschiebung des Südblockes nach Norden bzw. Nordosten ab. Bezüglich der Richtung der rotationalen Deformation liegen widersprüchliche Ergebnisse vor. So lieferte die Photometerauswertung eine geringfügige Beteiligung von überwiegend sinistralen Lateralbewegungen. Bei der Universaldrehtischmessung wird reine Plättung lokal von ebener Verformung mit geringfügiger dextraler rotationaler Deformation abgelöst. Größeres Gewicht wird jedoch dem partiellen Auftreten dextraler Bewegungen beigemessen, da hier beide Meßmethoden

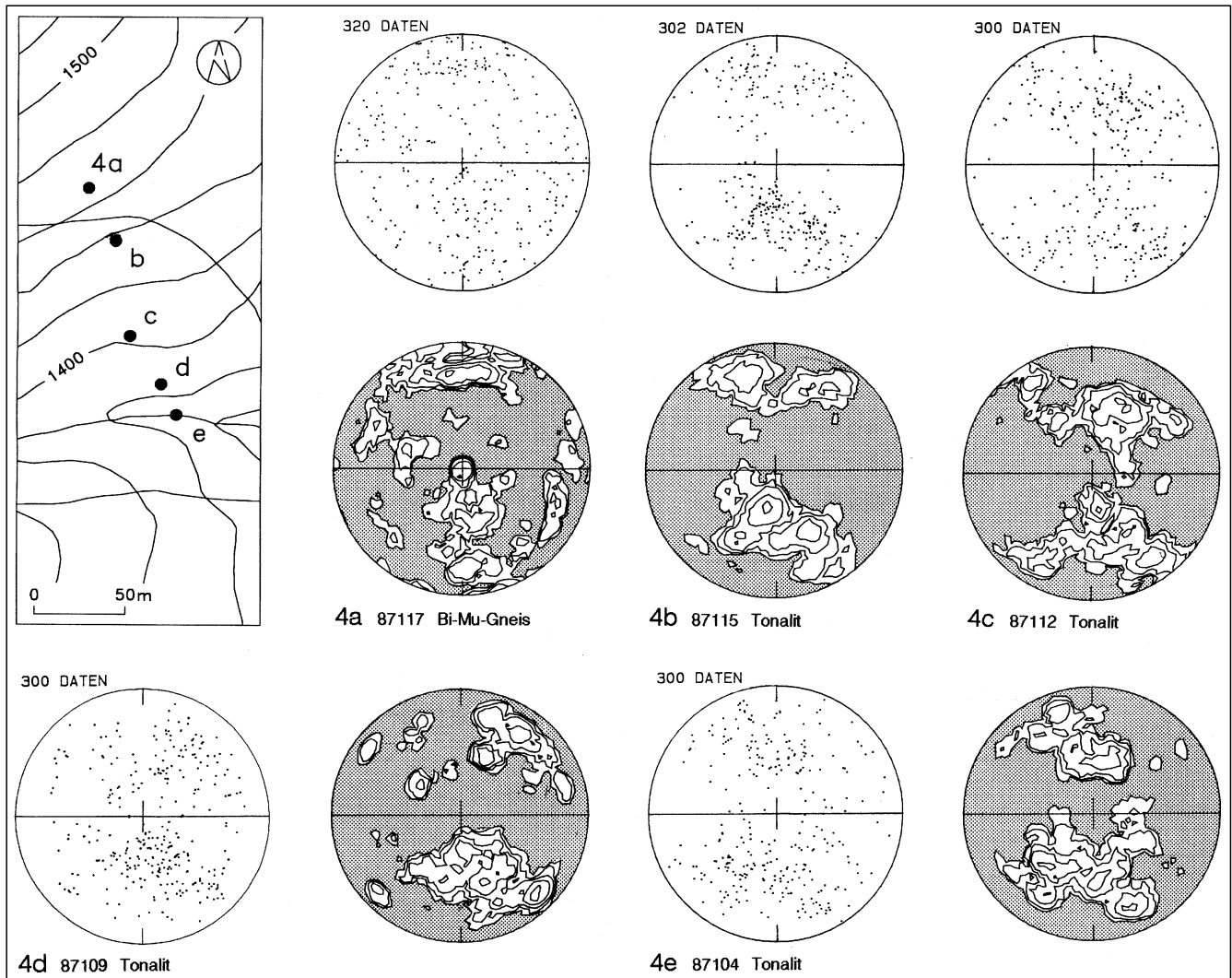


Abb. 57.

Quarz- $\langle c \rangle$ -Achsenregelung in der Schwendereck-Tonalitlamelle am Periadriatischen Lineament sensu stricto (Universaldrehtischmessung). Die Mineralstreckungslineare tauchen mittelsteil bis steil nach Westen ab; die Regelungsdiagramme entsprechen weitgehend einem N-S-Schnitt; Abstufung der Isolinien in Vielfachen der Zufallsverteilung (MRD).

Quartz c -axis pole figures of the Schwendereck tonalite pod at the Periadriatic Lineament sensu stricto (universal stage analysis).

The mineral stretching lineations plunge steeply towards west; the pole figures correspond to a subvertical N-S section; contour intervals in multiples of random distribution.

analoge Ergebnisse liefern, während sinistrale Lateralbewegungen sich ausschließlich in den Photometermessungen abzeichnen. Folglich handelt es sich bei der sinistralen Scherbewegung wahrscheinlich um lokal in Erscheinung tretende Verformungsinhomogenitäten. Es kann jedoch nicht ausgeschlossen werden, daß es sich um Bereiche eines älteren Deformationsereignisses handelt, die durch den Mechanismus der Verformungshärtung (*strain hardening*) geschont wurden.

Man kann generell für den Lesachtal-Tonalit von einer extremen Einengungstektonik während des duktilen Deformationsereignisses im tieferen Krustenniveau ausgehen. Die koaxiale Deformation wird lokal von transpressiven Bewegungen mit unterschiedlichen Vorzeichen begleitet, was in einer Schrägaufschubung des Südblockes nach Westen bzw. Osten zum Ausdruck kommt.

4.2.5. Abschätzung der p-T-Bedingungen während der Quarzdeformation

Bei den im Gailtalkristallin beobachteten Quarz- $\langle c \rangle$ -Achsenregelungen kann hinsichtlich des wirk-

samen Deformationsmechanismus von dominierender $\langle a \rangle$ -Gleitung unter Bedingungen ebener Verformung ausgegangen werden.

Das Zusammenwirken der Gleitsysteme $(0001)\langle a \rangle$, $m\langle a \rangle$, $r\langle a \rangle$ und $z\langle a \rangle$ erzeugt deutliche Typ-I-Kreuzgürtel (BOUCHEZ & PECHER, 1981; SCHMID & CASEY, 1986). Der Öffnungswinkel des Kreuzgürtels hängt von der Beteiligung der Basis- $\langle a \rangle$ -Gleitung ab, wobei größere Winkel, wie hier mehrfach zu beobachten, auf eine stärkere Beteiligung von Prismengleitung zurückzuführen sind (TULLIS et al., 1973).

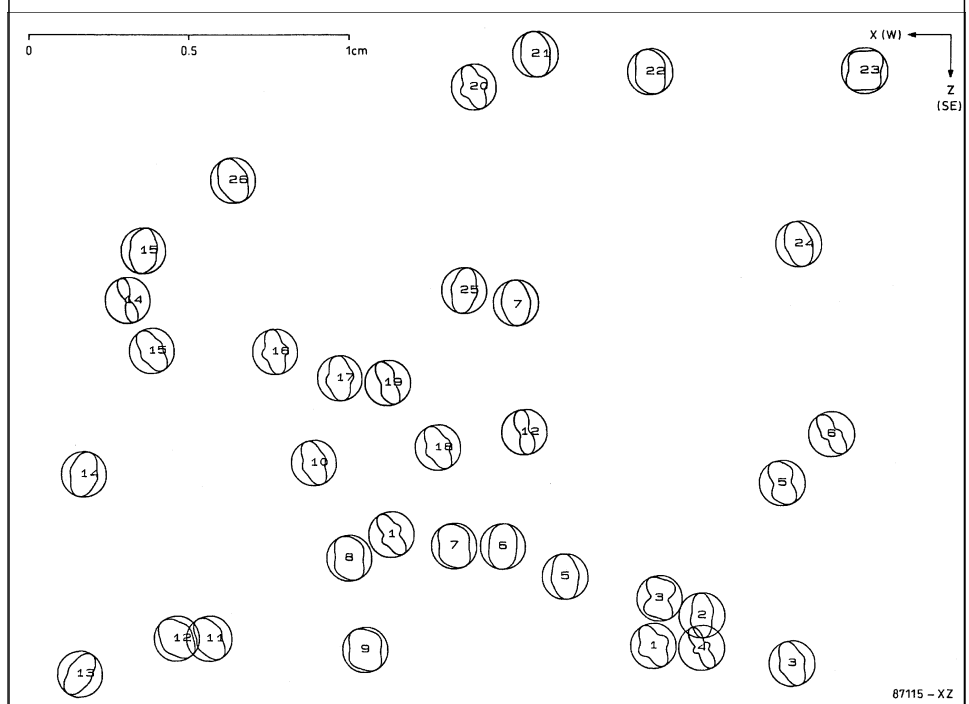
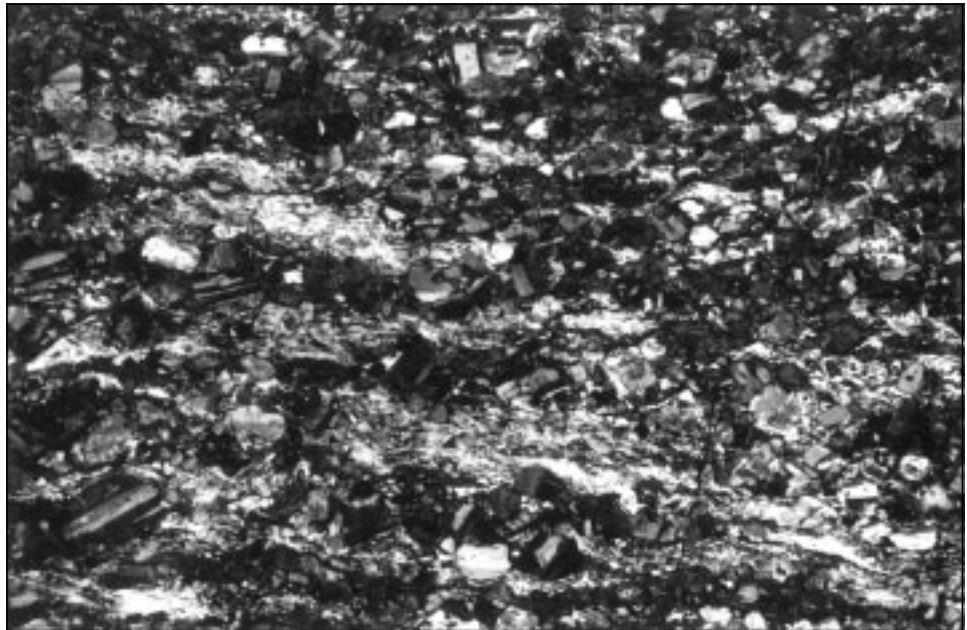
Bei höheren Temperaturen verstärken sich die Rhomboedersubmaxima und in geringem Maß auch die Prismensubmaxima. Dies korreliert mit einer Abnahme der Basissubmaxima, die bei geringeren Temperaturen gut ausgebildet sind (BOUCHEZ & PECHER, 1981). Diese Abnahme der Basis- und Prismengleitung zugunsten der Rhomboedergleitung deutet sich in einigen Proben an. Als Ergebnis bilden sich im Idealfall zwei Maxima in der YZ-Ebene aus (Punktmaximum II). Beide Regelungstypen sind typisch für niedriggradige bis mittelgradige Metamorphosebedingungen (Grünschieferfazies bis mittlere Amphibolitfazies; LISTER & DORNSIEPEN, 1982).

Abb. 58.

Photometerauswertung.
Sinistrale Scherung im Tonalit mit einem in Scherrichtung geneigten Quarz- $\langle c \rangle$ -Achsengefüge (Schwendereck, 1440 m ü. NN; Dünnschliff 87115-XZ, XPL). Dagegen ergibt die Universaldrehtischmessung koaxiale Verformung mit einer Kleinkreisregelung um Z.

Photometer analysis.

Sinistral simple shear in tonalite with quartz c -axis fabrics inclined towards the slip direction (Schwendereck, 1440 m; thin section 87115-XZ, XPL). In contrast to that, the universal stage analysis proves coaxial deformation with a small circle c -axis girdle around Z.



Der Übergang von Basis- $\langle a \rangle$ - zu Prismen- $\langle c \rangle$ -Gleitung liegt in natürlich deformierten, wasserhaltigen Gesteinen bei ca. 650°C unter einem mittleren hydrostatischen Druck von 350 bis 400 MPa (MAINPRICE et al., 1986), in experimentell deformierten trockenen Gesteinen bei ca. 600°C und einer hohen Verformungsrate von $\dot{\epsilon} = 10^{-7} \text{ s}^{-1}$ (BLACIC, 1975). Bei geringeren Verformungsraten wird die Prismen- $\langle c \rangle$ -Gleitung erst bei höheren Temperaturen aktiviert, was aber durch eine erhöhte Konzentration fluiden Phase kompensiert werden kann. Diese p-t-Abschätzung stimmt gut mit der Beurteilung der beteiligten Mineralparagenesen bis hin zur Stabilität von Staurolith im Westabschnitt des Gailtalkristallins überein (siehe Kap. 2.6.).

Bezüglich der physikalischen Bedingungen während der Tonalitdeformation am Periadriatischen Lineament sensu stricto läßt sich folgendes feststellen:

Kleinkreisregelungen um Z (parallel σ_1) belegen eine Dominanz von Basis- $\langle a \rangle$ -Gleitung mit beginnender Rhomboeder- $\langle a \rangle$ -Gleitung, typisch für niedrige p-T-Bedingungen bei gleichzeitig wirksamer hoher Verformungsrate in einem Plättungsregime (TULLIS et al., 1973). Bei den asymmetrischen Typ-I-Kreuzgürteln wird zusätzlich Prismen- $\langle c \rangle$ -Gleitung aktiviert, was auf lokal erhöhte p-T-Bedingungen mit sinkender Verformungsrate und die Beteiligung einer rotationalen Bewegungskomponente schließen läßt (87021 und 87084). Aus dem Mineralbestand der Tonalite ergeben sich übereinstimmend 350 bis 400°C (niedriggradige Metamorphose; Grünschieferfazies) für die oblate Verformung der Tonalitlamellen (siehe Kap. 2.6.4.).

Zusammenfassend kann für das Gailtalkristallin während der duktilen Deformation von mittelgradigen Metamorphosetemperaturen um 600°C ausgegangen werden. Dafür spricht die ausschließliche Beteiligung von $\langle a \rangle$ -Gleitung unter Bedingungen ebener Verformung mit einer doch merklichen Dominanz von Rhomboeder- $\langle a \rangle$ -Gleitung. Für den Lesachtal-Tonalit waren p-T-Bedingungen niedriggradiger Metamorphose während reiner Scherung maßgeblich, die zu einer Dominanz von Basis- $\langle a \rangle$ -Gleitung führten, begleitet von Rhomboeder- $\langle a \rangle$ -Gleitung. Dies deckt sich auch insofern mit dem petrographischen Befund, daß für das Gailtalkristallin der Stabilitätsbereich von Staurolith erreicht wurde und der Lesachtal-Tonalit typische Mineralvergesellschaftungen der Grünschieferfazies enthält.

Aus der Tatsache, daß nahezu alle Regelungsbilder unscharfe Konturen zeigen, ist zu vermuten, daß die Deformation eine intensive Drucklösung bewirkte, ohne zu einer perfekten Einregelung zu führen.

4.3. Duktile Deformationsgefüge und ihre kinematische Interpretation

Beim Gailtalkristallin handelt es sich um einen Bereich sich überlagernder duktiler Scherzonen, deren Streckungslineare unterschiedlich steil nach Westen abtauchen. Dies spricht für ein Transpressionsregime an dieser E–W gerichteten vertikalen Scherzone. In den B-Tektoniten im zentralen Abschnitt des Gailtalkristallins sind die Mineralstreckungslineare weitgehend parallel zu den duktilen Faltenachsen orientiert (siehe Kap. 3.2.2.). Folglich ist dort die Bewegungsrichtung senkrecht zur Materialtransportrichtung anzunehmen. Dies gilt jedoch nicht für die sehr mächtige Diaphthoreszone am Nordrand des Gailtalkristallins. Hier tauchen die Mineralstreckungslineare flach bis mittelsteil nach Westen ab, während die F_3 -Falten subvertikal orientiert sind. Eine weitere Ausnahme bilden die Augengneise im Strajacher Graben, bei denen die Mineralstreckungslineare subhorizontal nach Westen abtauchen.

Um die Bewegungsrichtungen während der duktilen Verformungsereignisse zu ermitteln, wurde eine Vielzahl mikrokinematischer Indikatoren im orientierten XZ- und YZ-Dünnschliff aufgenommen und ausgewertet (siehe Tab. 16).

4.3.1. Kinematische Indikatoren

Es folgt eine kurze Beschreibung der für die kinematische Interpretation grundlegenden duktilen Gefügemerkmale, wie sie in einer Vielzahl von Arbeiten ausführlich beschrieben wurden (z.B. PASSCHIER, 1983; SIMPSON & SCHMID, 1983; LISTER & SNOKE, 1984; PLATT, 1984; PASSCHIER & SIMPSON, 1986). Im wesentlichen handelt es sich um folgende mikrokinematischen Indikatoren (Abb. 59):

- Porphyroklastensysteme (*porphyroclast systems*; PASSCHIER & SIMPSON, 1986; Abb. 59a); nach der Form des Druckschattens werden σ - und δ -Klasten unterschieden; typische Minerale sind Plagioklas, Kalifeldspat und Granat; Granat zeigt häufig ein synkinematisch rotiertes helizitisches Interngefüge (*inclusion trails*; BELL & JOHNSON, 1989);
- S-C-Mylonit I (antithetische Scherbänder; BERTHÉ et al., 1979; LISTER & SNOKE, 1984; Abb. 59b);
- S-C-Mylonit II (sigmoidale Schleppung von Phyllosilikaten, *mica fish*; LISTER & SNOKE, 1984; Abb. 59c);
- Extensionskrenulationsschieferung (*extensional crenulation cleavage*, ECC, synthetische Scherbänder; PLATT & VISSERS, 1980; PLATT, 1984; Abb. 59d);
- antithetische transgranulare Mikrobrüche (*bookshelf sliding*; SIMPSON & SCHMID, 1983; Abb. 59e); Feldspat reagiert auch bei höheren p-T-Bedingungen auf Deformation mit Zerburchen und Gleitbewegung auf Spaltflächen;
- asymmetrische Knickfaltung (*kink folds*, *kink bands*) in stark retrograden phyllosilikatreichen Myloniten (STUBBLEY, 1990; Abb. 59f).

Die duktilen Deformationsgefüge werden von semiduktilen bis spröden Deformationsgefügen, wie Knickfalten, Knickbändern und RIEDEL-Flächen überlagert. Vielfach werden die Klasten sekundär zerbrochen, wobei es manchmal nicht einfach zu entscheiden ist, ob die Brüche bereits unter allgemein duktilen Verformungsbedingungen oder erst während der Kataklase entstanden sind.

4.3.2. Mikroskopische Schersinnbestimmung im Gailtalkristallin

Die nachweisbare Deformation im duktilen Niveau belegt nahezu einheitlich koaxiale Deformationsbedingungen. Diese kommt in einer Aufschiebung der jeweils südlichen tektonischen Großeinheit nach Norden zum Ausdruck (Südalpines Paläozoikum auf Gailtalkristallin, Gailtalkristallin auf Drauzug-Permomesozoikum). Zusätzlich sind lokal laterale Bewegungskomponenten nachweisbar. Die Verteilung der Lateralbewegungen ist sehr heterogen. Nahe der Drauzug-Südrandstörung ist eine sinistrale, im Zentralbereich des Gailtalkristallins eine dextrale, an der Mündung des Pallaser Baches und im Unterlauf des Archerlebaches eine überwiegend sinistrale und am Periadriatischen Lineament eine dextrale Bewegungskomponente feststellbar.

Als Mesogefüge können Scherfalten, S-C-Strukturen (antithetische Scherflächen) und ECC-Strukturen (synthetische Scherflächen) zur kinematischen Analyse duktiler Deformationsereignisse herangezogen werden. Für die kinematische Interpretation eignen sich allerdings nur Scherfalten, deren Achsenebenen im Winkel zur Hauptstreckungslineation orientiert liegen, da bei Isoklinal- und Futteralfalten (*sheath folds*) in Mylonitenzonen die Faltenachsen parallel zur Mineralstreckungslineation ausgebildet sind (BELL & HAMMOND, 1984). Wesentlich sinnvoller ist es, die Asymmetrie der S- und C-Flächen oder die Extensionskrenulationsschieferung zur kinematischen Interpretation heranzuziehen. Welche spezifischen Gefügeelemente ausgebildet werden, hängt von der Orientierung der größten Hauptnormalspannung σ_1 zur Foliation ab. Weicht die Raumlage der Foliation von der XY-Ebene des Verformungsellipsoides ab, liegt aber noch im Sektor finiter Extension, entstehen S-C- oder ECC-Strukturen; liegt die Anisotropie im Sektor finiter Kompression, entstehen Falten mit Mineralstreckungslinearen parallel zur Faltenachse (WEBER, 1992).

Es zeigt sich in den einzelnen Dünnschliffen eine gute Übereinstimmung der verschiedenen Schersinnindikatoren (Tab. 16). Die Rotationsrichtung mesoskopisch aus der Form von stabförmigen Exsudationsquarzen (*quartz rods*) abzuleiten, erwies sich als nicht sehr zielführend. Es ergab sich meist ein statistisch nicht signifikantes Ergebnis, das wahrscheinlich auf eine starke Verformungsheterogenität innerhalb des Kristallinkörpers zurückzuführen ist. Offensichtlich spielt ein hoher Verformungsgradient für die Deformation der Stabquarze eine größere Rolle als für die mikrokinematischen Indikatoren. Isoklinal verfaltete, 1 bis 2 cm mächtige Quarzgänge mit subvertikalen Faltenachsen dokumentieren hingegen eine eindeutig dextrale Bewegung, wahrscheinlich während D_2 .

Im Kristallinprofil entlang des Pallaser Baches und Archerlebaches erhält man einen Eindruck von den sich überlagernden Deformationsphasen (Abb. 60). Am Nordrand ist eine bis 1200 m mächtige Diaphthoreszone ausgebildet, die ihre Ursache in einer intensiven sinistralen Scherung mit lokalen nordgerichteten Aufschiebungen hat. In Zusammenhang mit der Durchbewegung kam es, bedingt durch den hohen Fluiddurchsatz, zu starker Alteration, ersichtlich z.B. an einer starken Chloritisierung und Drucklösung von Granat bis hin zur Bildung von Skelettgranat und kompletten Chloritpseudomorphosen nach Granat. Dieses Phänomen wiederholt sich in geringerer Intensität und Mächtigkeit in den diaphthoritischen Granatglimmerschiefern am Südrand des Gailtalkristallins im Archerlebach (88002).

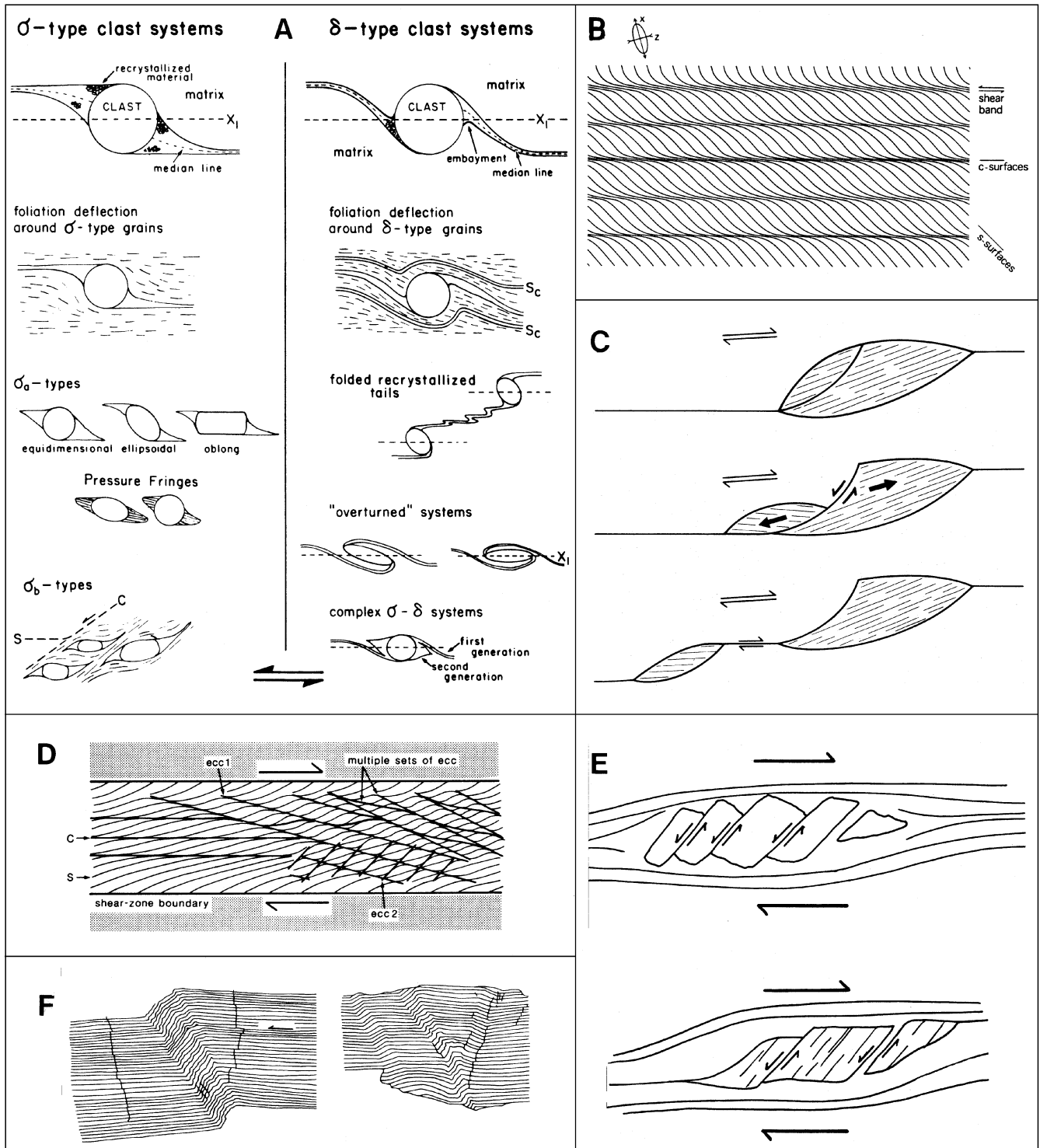


Abb. 59.

Mikrokinematische Indikatoren zur Schersinnbestimmung in Myloniten.

- a) Porphyroklastensysteme (aus PASSCHIER & SIMPSON, 1986).
- b) S-C-Mylonit I (antithetische Scherbänder; aus LISTER & SNOKE, 1984).
- c) S-C-Mylonit II (sigmoidale Schleppung von Phyllosilikaten; aus LISTER & SNOKE, 1984).
- d) Extensionskrenulationsschieferung (ECC, synthetische Scherbänder; aus PLATT, 1984).
- e) Antithetische transgranulare Mikrobrüche in Feldspat und Glimmer (aus SIMPSON & SCHMID, 1983).
- f) Asymmetrische Knickfaltung (aus STUBLEY, 1990).

Microkinematic indicators to evaluate the sense of shear in mylonitic rocks.

- a) Porphyroclast systems (from PASSCHIER & SIMPSON, 1986).
- b) Type I S-C mylonite (antithetic shear bands; from LISTER & SNOKE, 1984).
- c) Type II S-C mylonite (mica fish; from LISTER & SNOKE, 1984).
- d) Extensional crenulation cleavage (ECC, synthetic shear bands; from PLATT, 1984).
- e) Bookshelf sliding of feldspar and mica (from SIMPSON & SCHMID, 1983).
- f) Asymmetric kink folds (from STUBLEY, 1990).

Tabelle 16.

Schersinn während der duktilen Deformation des Gailtalkristallins und Lesachtal-Tonalits.

Sense of shear during ductile deformation of the Gailtal metamorphic basement and Lesachtal tonalite.

| Probe | Gestein | σ -Klasten | δ -Klasten | bookshelf sliding | S-C I | S-C II | ECC | Knick-überwiegender falten Bewegungsinn | Bemerkungen |
|--|------------------------------|---------------------------------|---------------------------------------|--------------------------------|---------------------------|---------------------------|--------------------------|--|----------------------------|
| Gailtalkristallin: Pallaser Bach und Archerlebach | | | | | | | | | |
| 87070B | diaphth. Gr-Glimmerschiefer | $\leftarrow/S\uparrow$ (Pl,Gr) | $\leftarrow/S\uparrow$ (Gr) | $\leftarrow/S\uparrow$ (Gr) | | $\leftarrow/S\uparrow$ | | sinistral/S auf | |
| 88020 | Kf-Augengneis | \leftarrow (Kf) | \leftarrow (Gr) | | | | | sinistral | |
| 87068 | Gr-Amphibolit | | \leftarrow (Gr) | | | | \leftarrow | sinistral | Qu-Rißsiegel (N-S-Ext.) |
| 87056 | diaphth. Gr-Glimmerschiefer | | $\leftarrow/S\uparrow$ (Gr) | | | | | sinistral (S auf) | |
| 87055 | diaphth. Gr-Gneis | | $S\uparrow$ (Gr) | | | | | S auf | |
| 87053 | Ab-Gr-Blastengneis | \rightarrow (Pl) | \rightarrow (Pl), \leftarrow (Gr) | \leftarrow (Pl,Gr) | | \rightarrow | | dextral | B-Tektonit, Temperung |
| 87052 | Glimmerquarzit | | | \rightarrow (Gr) | | \rightarrow | | dextral (S auf) | Kornverkleinerung |
| 87051 | Ab-Gr-Blastengneis | $\rightarrow/N\downarrow$ (Pl) | $\rightarrow/N\downarrow$ (Pl) | | | $\rightarrow/N\downarrow$ | | dextral (N ab) | B-Tektonit |
| 87050 | Glimmerquarzit | | | | $N\downarrow$ | | | N ab | Temperung |
| 87049 | Ab-Gr-Blastengneis | | $N\downarrow/\rightarrow$ (Gr) | | | $N\downarrow/\rightarrow$ | | \rightarrow N ab/dextral | |
| 87071B | Glimmerquarzit | | \leftarrow (Gr) | $N\downarrow$ (Gr) | \rightarrow | \rightarrow | \rightarrow | dextral | B-Tektonit (dex) |
| 87074 | Glimmerquarzit | | $N\downarrow$ (Gr) | | | | | N ab | |
| 88023 | Glimmerquarzit | | $N\downarrow$ (Gr) | | | $N\downarrow$ | | N ab | |
| 87036 | Amphibolit | $S\uparrow$ (Pl) | | | | | | S auf | Knickung in Hbl |
| 88001 | Ab-Gr-Blastengneis | \leftarrow (Pl) | $\leftarrow/S\uparrow$ (Pl,Gr) | | | | | sinistral (S auf) | Drucklösung |
| 87045A | Gr-Gneis | | $S\uparrow/\rightarrow$ (Gr) | | | | | S auf/dextral | |
| 88002 | diaphth. Gr-Glimmerschiefer | $S\uparrow/\rightarrow$ (Gr) | | | $S\uparrow$ | $S\uparrow/\rightarrow$ | | \rightarrow S auf/dextral | |
| 87044 | Gr-Glimmerschiefer | | | $\leftarrow/S\uparrow$ (Pl,Gr) | \leftarrow | | | sinistral (S auf) | |
| 88003 | katakl. Gr-Gneis | | | | $S\uparrow/\rightarrow$ | | | \rightarrow S auf (dextral) | |
| 88019 | Glimmerquarzit | | | | | | | $N\downarrow/\rightarrow$ N ab (dextral) | |
| 88004 | katakl. Ab-Gr-Blastengneis | | | \rightarrow (Pl) | | \rightarrow | | \rightarrow dextral (S auf) | Knickfalten in Pl (dex) |
| Tuffbach und Radegunder Bach | | | | | | | | | |
| A 56 | diaphth. Gr-Glimmerschiefer | | | | | \leftarrow | | sinistral | |
| 88010 | diaphth. Gr-Glimmerschiefer | | $\leftarrow/N\downarrow$ (Gr) | | \leftarrow | | $N\downarrow/\leftarrow$ | sinistral/N ab | B-Tektonit |
| C 24 | diaphth. Gr-Glimmerschiefer | $S\uparrow/\leftarrow$ (Gr) | $S\uparrow/\leftarrow$ (Gr) | | $S\uparrow/\leftarrow$ | | | S auf/sin | |
| C 19 | quarzit. Gr-Gneis | | | | $N\downarrow$ | | | N ab | |
| C 12 | Ab-Gr-Sta-Blastengneis | | $S\uparrow/\leftarrow$ (Gr) | | $S\uparrow/\leftarrow$ | | | S auf/sin | |
| C 9 | Ab-Gr-Blastengneis | $W\downarrow$ (Gr) | | | | | | W ab | zerscherter Qu (W ab) |
| C 7 | Gr-Chloritschiefer | | | | $W\uparrow$ | | $W\uparrow$ | W auf | Knickung in Chl (W auf) |
| C 5 | protomyl. Ab-Gr-Blastengneis | | $W\downarrow$ (Gr) | $W\downarrow$ (Gr) | | | $W\downarrow$ | W ab | |
| C 4 | protomyl. Ab-Gr-Blastengneis | | $NW\downarrow$ (Gr) | | | $NW\downarrow$ | $NW\downarrow$ | NW ab | Boudinage von Pl in X |
| C 2 | Gr-Glimmerschiefer | | \leftarrow (Gr) | | \leftarrow | \leftarrow | | sinistral | Drucklösung |
| C 1 | Sta-Gr-Glimmerschiefer | | $N\downarrow/\rightarrow$ (Gr) | | $N\downarrow/\rightarrow$ | | | N ab/dextral | Boudinage von Sta in X |
| A 57 | quarzit. Gr-Gneis | | $N\downarrow/\leftarrow$ (Gr) | | | | | N ab/sin | |
| Strajacher Graben | | | | | | | | | |
| 87096 | Kf-Augengneis | \leftarrow (Kf) | | \leftarrow (Kf) | | | | sinistral | Kf mit Internfaltung (sin) |
| 87097 | Kf-Augengneis | $\rightarrow/S\uparrow$ (Kf) | $\rightarrow/S\uparrow$ (Kf) | | | | | dextral/S auf | Kf mit Internfaltung (sin) |
| 87098 | Kf-Augengneis | | \rightarrow (Kf,Gr) | \leftarrow (Kf) | | | | dextral | Knickbänder in Hgl (sin) |
| 87099A | Kf-Augengneis | \leftarrow (Kf) | \rightarrow (Gr) | \leftarrow (Kf) | $S\uparrow$ | | | S auf | Knickbänder in Kf (sin) |
| Gailtalkristallin, allgemein | | | | | | | | | |
| 87018 | diaphth. Ab-Gr-Blastengneis | $S\uparrow/\rightarrow$ (Pl,Gr) | $S\uparrow/\rightarrow$ (Gr) | | $S\uparrow/\rightarrow$ | | | S auf/dextral | |
| 87046 | Bi-Mu-Gneis | | | | $NW\downarrow$ | $NW\downarrow$ | | NW ab | |
| 88017 | katakl. Ab-Gr-Blastengneis | \leftarrow (Gr) | | \leftarrow (Pl) | \leftarrow | | | sinistral | |
| 88022 | katakl. Ab-Blastengneis | | \rightarrow (Pl) | | \rightarrow | | | $S\uparrow$ dextral | |
| Lesachtal-Tonalit: Schwendereck | | | | | | | | | |
| 87117 | Bi-Mu-Gneis | $\rightarrow/N\downarrow$ (Pl) | | | $\rightarrow/N\downarrow$ | | | dextral/N ab | sprödes S-C-Gef. (dex) |
| 87115 | Tonalit | | \leftarrow (Pl) | \leftarrow (Pl) | | | | sinistral (N ab) | |
| 87114 | Tonalit | \leftarrow (Pl) | \rightarrow (Gr) | \leftarrow (Gr) | | | | sinistral | |
| 87113 | Tonalit | | \leftarrow (Pl) | \leftarrow (Pl) | | | | sinistral | Knickung in Pl (N ab) |
| 87112 | Tonalit | | \leftarrow (Pl) | \leftarrow (Pl) | | | | sinistral | |
| 87111 | Tonalit | | $N\downarrow$ (Pl) | \leftarrow (Pl) | | | | N ab/sinistral | kaltdef. Pl |
| 87110 | Tonalit | | \leftarrow (Pl) | \leftarrow (Pl) | | | | sinistral | |
| 87109 | Tonalit | | $N\downarrow/\leftarrow$ (Pl) | $N\downarrow/\leftarrow$ (Pl) | | | | N ab/sinistral | kaltdef. Pl |
| 87108 | Tonalit | | $N\downarrow$ (Pl) | $N\downarrow/\leftarrow$ (Pl) | | | | $N\downarrow/\leftarrow$ N ab/sinistral | Knickung in Pl (N ab) |
| 87103B | Tonalit | | $N\downarrow$ (Pl) | | | | | $N\downarrow/\leftarrow$ N ab (sinistral) | Knickung in Pl (N ab/sin) |
| 87104 | Tonalit | | \leftarrow (Pl) | | | | | \leftarrow sinistral | Knickung in Pl (sin) |

 \leftarrow sinistrale bzw. \rightarrow dextrale Blattverschiebung, $N\downarrow$ Abschiebung des Nordblockes, $S\uparrow$ Aufschiebung des Südblockes.

In den Diaphthoresezonen stimmen Materialtransportrichtung, Bewegungsrichtung und Mineralstreckungslineation überein. Im Gegensatz dazu sind in den B-Tekto-

niten im zentralen Abschnitt des Pallaser Baches die Mineralstreckungslineare weitgehend parallel zu den 60 bis 70° nach Westen abtauchenden duktilen Faltenachsen F_2

orientiert. Folglich ist hier aus der rotationalen Verformung von Porphyroklastensystemen eine Bewegungsrichtung senkrecht zur Materialtransportrichtung abzuleiten (siehe auch Kap. 3.2.2.). Man kann von einem Spannungsfeld ausgehen, bei dem die Foliation im Kompressionsquadranten und die größte Hauptnormalspannung σ_1 ungefähr senkrecht zu Faltenachsen und Mineralstreckungslinearen liegt. Dies spricht für ein Transpressionsregime im Mittelabschnitt des Pallaser Baches mit einer etwa gleichgewichtigen dextralen und vertikalen Komponente, resultierend in einer Schrägabschiebung des Nordblockes nach Osten. Für diesen kinematischen Befund sprechen eine Vielzahl von Porphyroklastensystemen, antithetische Mikrobrüche in Granat sowie S-C- und ECC-Gefüge. Die σ - und δ -Klasten aus Granat und Feldspat zeigen gleichermaßen nahezu einheitlich eine Hebung des Südblockes mit dextraler Lateralbewegung an. Die sigmoidale Schleppung von Phyllosilikaten (S-C-Mylonite vom Typ II) spricht für eine dextrale Lateralbewegung mit einer untergeordneten nordgerichteten Abschiebungskomponente.

In den Unterläufen des Pallaser Baches und Archerlebaches fand in erster Linie koaxiale Deformation mit nordgerichteten Auf- und Abschiebungen statt. Sie leitet zu sinistralen und dextralen transpressiven Bewegungen im mittleren Abschnitt des Archerlebaches, also am Periadriatischen Lineament sensu stricto, über. Doch auch hier ist stets eine nordgerichtete Auf- oder Abschiebung beteiligt. Nach Süden nimmt allerdings die dextrale Bewegungskomponente zu. Dies kommt besonders in der Ausbildung semiduktiler Knickfalten zum Ausdruck.

Wegen der teilweise ausgeprägten Quarzdrucklösung (auch Granatdrucklösung) kann man im gesamten Kristallinabschnitt von Pallaser und Archerlebach von einer N-S gerichteten, stark kompressiven Bewegungskomponente ausgehen. Dies wird bestätigt durch die steil nach Westen bzw. Osten abtauchende Mineralstreckungslineation, eine Folge der Aufschiebung des südalpinen Paläozoikums auf das nördlich gelegene Gailtalkristallin. Unter spröden Deformationsbedingungen deutet sich ein wechselndes Paläospannungsfeld an. Nahe der Drauzug-Südrandstörung dominiert sinistrale Scherung. Der Zentralbereich des Gailtalkristallins, mit Ausnahme einer schmalen Scherzone im Unterlauf des Archerlebaches, unterlag dextraler Scherung. Am Periadriatischen Lineament sensu stricto und im südalpinen Paläozoikum ist übereinstimmend dextrale Transpression nachweisbar (Abb. 60).

Im Tuffbach und Radegunder Bach sind fast ausschließlich duktile Schersinnkriterien erhalten (Tab. 16). Diesen ist die relative Hebungstendenz des Südblockes bzw. Absenkung des Nordblockes gemeinsam. Am Süd- und Nordrand, also im Einflusbereich des Periadriatischen Lineamentes und der Drauzug-Südrandstörung, ist die sinistrale Lateralkomponente stärker ausgeprägt. Im Mittelabschnitt herrscht nahezu ausschließlich eine vertikale Bewegungstendenz in Zusammenhang mit der steil abtauchenden Mineralstreckungslineation (Abb. 61).

Im Gailtalkristallin des Strajacher Grabens wird die nordgerichtete Aufschiebung von horizontalen Bewegungskomponenten wechselnder Richtung begleitet. Es fällt auf, daß bereits im Mikrobereich Domänen unterschiedlicher duktiler Scherrichtung koexistieren. Diese Verformungsheterogenität setzt sich bis in das bruchhafte Deformationsregime fort. Auch in den über das gesamte Gailtalkristallin entlang des Lesachtals verstreuten Einzelproben sind einheitlich nordgerichtete Abschiebungen bzw. Aufschiebungen mit sowohl dextraler, als auch sini-

straler Scherkomponente zu beobachten. Die bruchhaften Bewegungen sind ebenfalls heterogener Natur.

Da eine statistische Auswertung an der doch zu geringen Anzahl von mikrokinematischen Indikatoren pro Schliff scheiterte, wurde für die duktile Verformung, wohlwissend, daß es sich um eine mehrphasige Entwicklungsfolge handelt, eine durchschnittliche Scherrichtung angegeben. Man kann folglich für die Heterogenität der Scherdaten entweder mehrere Bewegungsphasen mit unterschiedlicher Orientierung der Hauptnormalspannungen oder rheologische Kontraste verantwortlich machen. Wahrscheinlich trifft eine Kombination beider Erklärungsmöglichkeiten zu. Wie die Dünnschliffuntersuchungen zeigten, ist vereinzelt eine Überlagerung verschieden alter Deformationsmikrogefüge erkennbar (siehe Kap. 2.2.). Diese Erkenntnis stimmt mit den Ergebnissen einer Vielzahl von Bearbeitern überein, die sich leider bei ihren Gefügeuntersuchungen auf unorientiert entnommene Dünnschliffe stützten und deshalb den räumlichen Bezug vermissen lassen. Auch die rheologischen Kontraste in der mylonitischen Gesteinssequenz des Gailtalkristallins sind unbestritten und führten zu untergeordneten Relativbewegungen konträr zur Hauptbewegungsrichtung.

4.3.3. Mikroskopische Schersinnbestimmung im Lesachtal-Tonalit

Die kinematische Analyse der duktilen Verformung beschränkt sich auf das Schwendereckprofil. Im Seebachprofil sind zwar Anzeichen für duktile Verformung vorhanden, im Schlibbereich waren aber keine mikrokinematischen Indikatoren mit eindeutigem Bewegungssinn zu finden. Nur die Sprödeformation mit einer Aufschiebung des Südblockes (K_4) und lokalen schwachen Lateralbewegungen unterschiedlicher Scherrichtung ist hier überliefert. In den Tonaliten sind die Klasten häufig erst während der Sprödeformation zerbrochen und nicht unter duktilen p-T-Bedingungen zerglitten. Die aussagekräftigen Schersinnindikatoren sind weitgehend auf Plagioklas-Porphyroklastensysteme und antithetische transgranulare Mikrobrüche in Plagioklas beschränkt. Am Südrand sind noch Knickungen in Plagioklas zu beobachten, die auf eine transpressive Entstehung hindeuten.

Nördlich der Tonalitlamelle, d.h. im Kontaktbereich zwischen Tonalit und Gailtalkristallin, herrscht dextrale Transpression während der duktilen Deformation. Der Tonalitkörper selbst weist ausschließlich einen sinistralen Schersinn auf, begleitet von einer Nordabschiebungskomponente im zentralen Teil. Man kann hier von sinistraler Transpression sprechen (Tab. 16). Im spröden Deformationsregime ist eine Abschiebung des Nordblockes überlagert. Neben reiner Kompression ist schwache Transpression mit wechselndem Lateralversatz ausgebildet.

4.3.4. Abschätzung des Versatzbetrages entlang duktiler Scherzonen

Hier werden die duktilen Versatzbeträge gegenübergestellt, die aus den Scherfaktoren der Verformungsanalysen (Kap. 4.1.) oder empirischen Beziehungen (HULL, 1988, 1989; BLENKINSOP, 1989; EVANS, 1990) resultieren. Die an einzelnen Proben ermittelten Parameter wurden auf das gesamte Gailtalkristallin extrapoliert, da das Gailtalkristallin von einer Vielzahl duktiler Scherzonen durchzo-

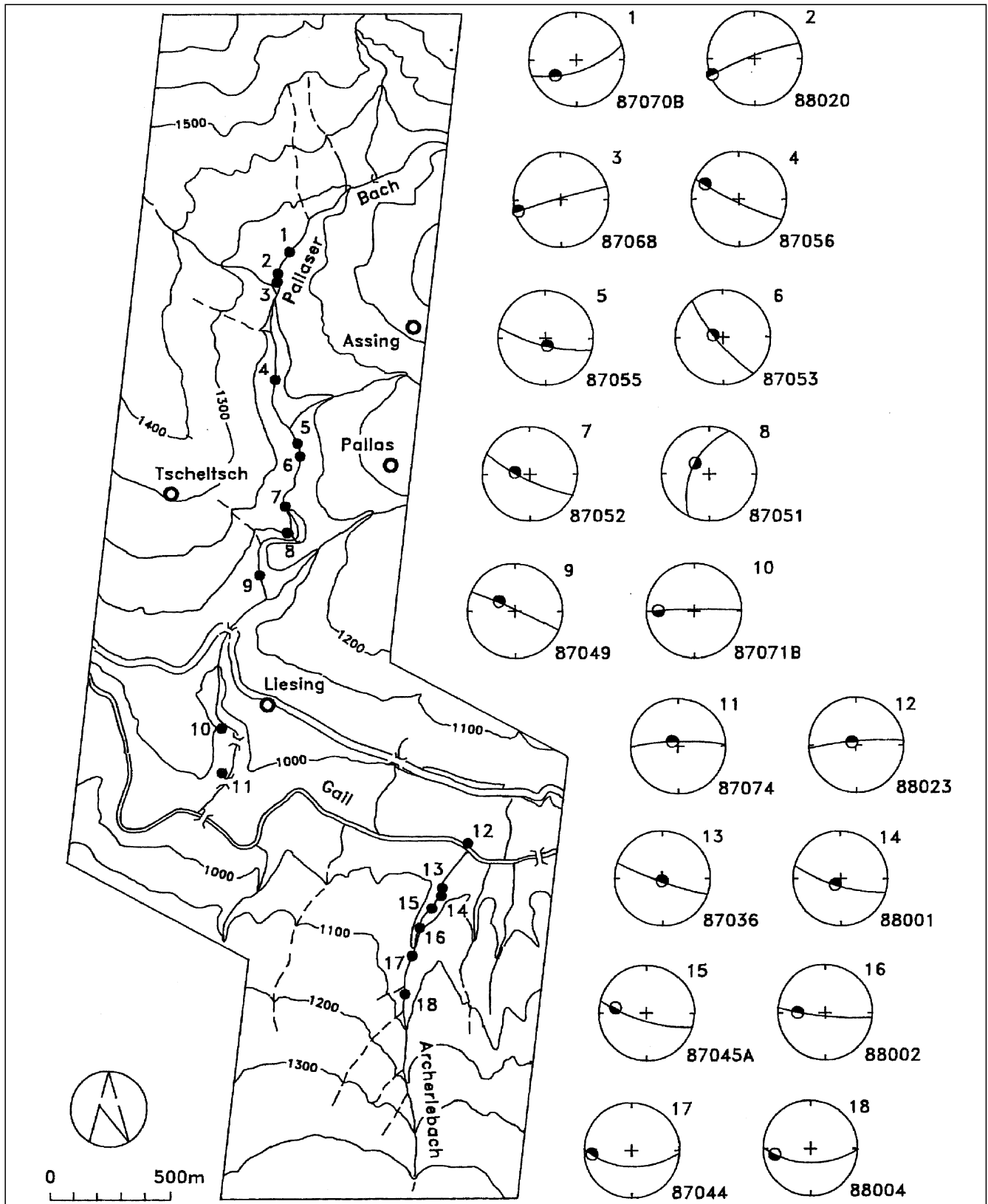


Abb. 60.

Schersinn während der duktilen Deformation des Gailtalkristallins im Pallaser Bach und Archerlebach.

Die gefügeprägende Deformation wird begleitet von einer niedriggradigen Diaphthoresis. Die Diagramme basieren auf der Auswertung mikrokinematischer Indikatoren in Beziehung zum XYZ-Koordinatensystem. Der lithologische Aufbau des Profils ist Abb. 11a (Kap. 2.5.1.2.) und Abb. 22 (Kap. 2.5.3.6.) zu entnehmen. In den Diagrammen sind nur die Gefügeelemente der orientierten Proben enthalten, die statistisch kontrollierte Orientierung der Gefügeelemente ist in den Tektonikdiagrammen in Abb. 29 (Kap. 3.2.) dargestellt.

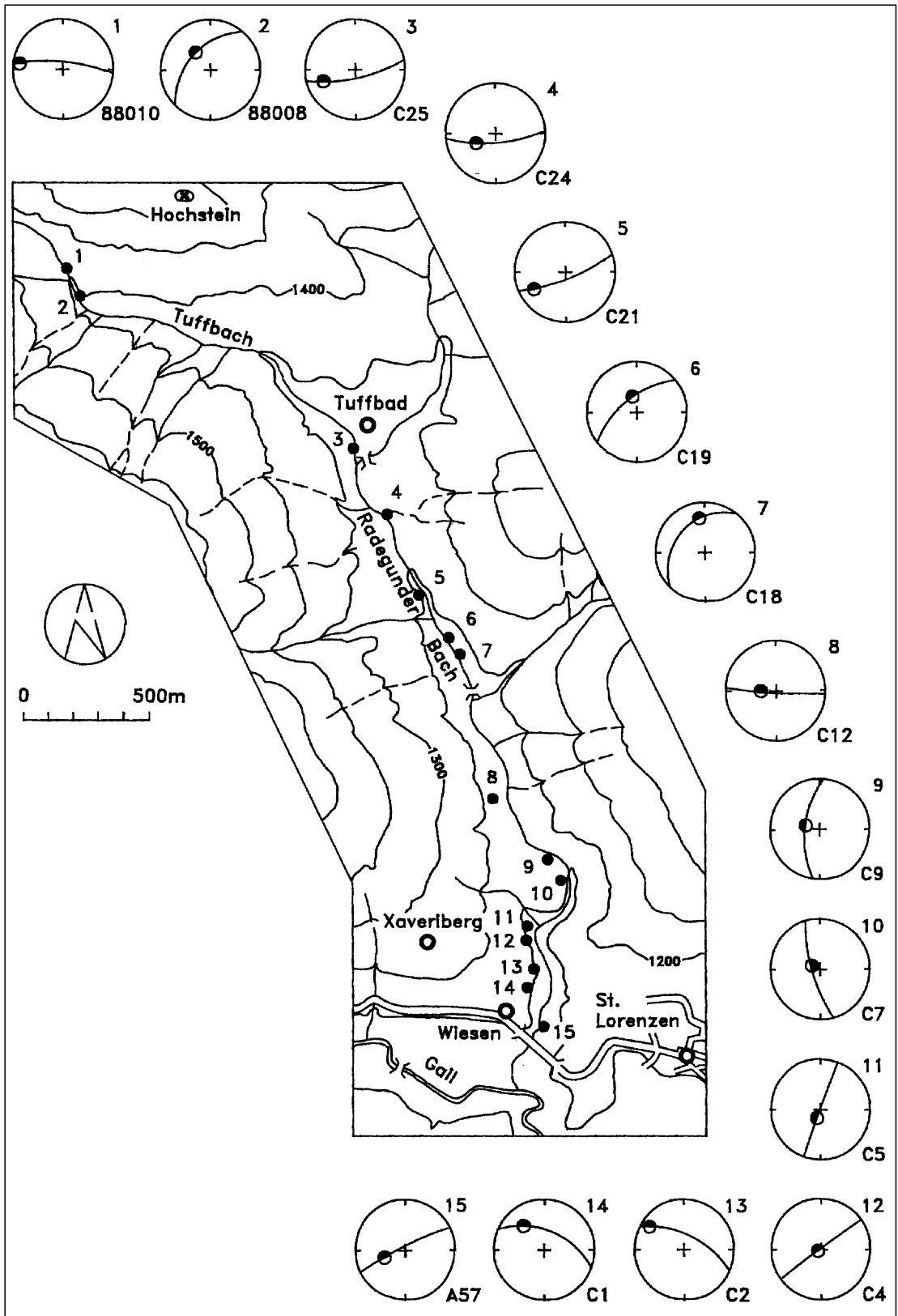
Sense of shear during ductile deformation of the Gailtal metamorphic basement in the Pallaser Bach and Archerlebach area.

The dominant deformation is accompanied by low-grade diaphthoresis. The diagrams are based on the interpretation of microkinematic indicators in relation to the XYZ coordinate system. For the lithologic composition of the profile see Fig. 11a (Chapter 2.5.1.2.) and Fig. 22 (Chapter 2.5.3.6.). The diagrams only contain the structural elements of the oriented samples, the statistically controlled orientations of the structural elements are plotted in Fig. 29 (Chapter 3.2.).

Abb. 61.
Schersinn während der duktilen Deformation des Gailtalkristallins im Radegunder Bach.

Die gefügeprägende Deformation, begleitet von einer niedriggradigen Diaphthoresis, bewirkt generell eine relative Aufschichtungstendenz des Südblockes bzw. Abschiebungstendenz des Nordblockes. Im Süden (nahe dem Periadriatischen Lineament sensu stricto) und Norden (nahe der Drauzug-Südrandstörung) ist die sinistrale Lateralkomponente stärker ausgeprägt. Im Mittelabschnitt herrscht nahezu ausschließlich eine vertikale Bewegungstendenz (FERNECK, 1989). Die Darstellung basiert auf der Auswertung mikrokinematischer Indikatoren. Der lithologische Aufbau des Profils ist den Abb. 11b (Kap. 2.5.1.1.) und 14 (Kap. 2.5.2.2.) zu entnehmen. In den Diagrammen sind nur die Gefügeelemente der orientiert entnommenen Proben enthalten, die statistisch kontrollierte Orientierung der Gefügeelemente ist in den Tektonikdiagrammen in Abb. 28 (Kap. 3.2) dargestellt.

Sense of shear during ductile deformation of the Gailtal metamorphic basement in the Radegunder Bach area. The dominant deformation, accompanied by low-grade diaphthoresis, causes relative upthrusting of the southern block and downthrusting of the northern block respectively. In the southernmost part (near the Periadriatic Lineament sensu stricto) and northernmost part (near the Drauzug Southern Fault) a sinistral shear component participates. In the middle section nearly exclusively vertical movements dominate (FERNECK, 1989). The diagrams are based on the interpretation of microkinematic indicators in relation to the XYZ coordinate system. For the lithologic composition of the profile see Fig. 11b (Chapter 2.5.1.1.) and Fig. 14 (Chapter 2.5.2.2.). The diagrams only contain the structural elements of the oriented samples, the statistically controlled orientations of the structural elements are plotted in Fig. 28 (Chapter 3.2.).



gen ist. Vergleicht man andere Kristallinareale in den Ostalpen, so kann man das Gailtalkristallin sogar als eine einzige Megascherzone charakterisieren.

Wie die Verformungsanalysen für das Gailtalkristallin ergaben, liegt der Scherfaktor, abgeleitet aus R_s (Gleichung 4.3; Kap. 4.1.1.), für die Klattenverformung zwi-

schen $\gamma = 0.66$ (Granat) und $\gamma = 1,14$ (Kalifeldspatagen), für die Matrixverformung zwischen $\gamma = 0.60$ und $\gamma = 0.79$, nach SAHA (1989) durchschnittlich bei $\gamma = 1.23$ und nach SANDERSON (1982), unter quantitativer Berücksichtigung der Plättungskomponente, um $\gamma = 0,25$. Wendet man die berechneten Scherfaktoren nach der Beziehung

$$D = \gamma T \quad (4.20)$$

mit D als Versatzbetrag (*displacement*) und T als Scherzonenmächtigkeit (*thickness*) auf die gesamte Megascherzone an, so liegt bei einer Mächtigkeit des Gailtalkristallins von maximal 4.3 km der Versatzbetrag bei 1.1 km (nach SANDERSON, 1982) und 5.3 km (nach SAHA, 1989); unter der Annahme einfacher Scherung beträgt der Versatzbetrag für die Klastenverformung 2.8 bis 4.9 km und für die Matrixverformung 2.6 bis 3.4 km.

Wenn man annimmt, daß die duktile Scherzonenengrenze parallel zur heutigen spröden Scherzonenengrenze liegt und damit auf Höhe des Archerlebaches einen Winkel $\phi = 8^\circ$ mit der penetrativen Foliation einschließt und daß ferner die Foliation der XY-Fläche des Verformungsellipsoids entspricht (vgl. RAMSAY & GRAHAM, 1970), kann nach Gleichung 4.4 (Kap. 4.1.1.) ein Scherfaktor von $\gamma = 7$ berechnet werden. Dies würde nach Gleichung 4.20 für das gesamte Gailtalkristallin einen duktilen Versatzbetrag von 21 bis 30 km bedeuten. Dieses Ergebnis ist jedoch mit Vorsicht zu interpretieren, da bereits kleine Fehler bei der Winkelmessung zu einem sehr großen Fehler bei der Bestimmung des Scherfaktors führen.

Eine weitere Möglichkeit, den Versatzbetrag abzuschätzen, beruht auf der empirischen Beziehung zwischen Mächtigkeit und Versatzbetrag von HULL (1988):

$$D = b T^a \quad (4.21)$$

mit $a = 1.03$ und $b = 2.1$ für Mylonite. Diese Methode liefert einen Anhaltspunkt für die Scherweite im Vergleich mit anderen Scherzonen mit bekannter Scherweite, die weitgehend lineare Beziehung ist jedoch in Zweifel zu ziehen (BLENKINSOP, 1989). Gründe für die mangelnde Korrelation können das weite Spektrum beteiligter Gesteine, die strukturelle Situation und die Vielfalt der für die Entwicklung von Störungen verantwortlichen Prozesse sein. Scherzonen können sich im Lauf der Zeit von einer Zone mit Verformungshärtung zu einer Zone mit Verformungsschwächung entwickeln (WOJTAL & MITRA, 1988), wobei der Versatz auf engen Zonen mit Sprödverformung lokalisiert ist (EVANS, 1988) oder die Ausweitung der Scherzone durch die Rheologie der hangenden oder liegenden Gesteinspartien verhindert wird (ERICKSON & WILTSCHKO, 1989). Wenn man für eine derartige Scherzone die T-D-Beziehung anwendete, würde der Versatzbetrag der gesamten Störungszone unterschätzt werden, da ein Großteil der Scherdeformation nur in einem eng begrenzten Abschnitt der gesamten Scherzone stattfindet (EVANS, 1990).

Nimmt man den gesamten Gailtalkristallinstreifen als Megascherzone mit einer Scherzonenmächtigkeit T von 3.0 bis 4.3 km, liegt der resultierende Versatzbetrag D zwischen 6.5 und 9.4 km (nach HULL, 1988). Daraus kann man auf einen Gesamtscherfaktor für das Gailtalkristallin von $\gamma = 2,2$ rückrechnen. Die Scherweite allein innerhalb der 600 bis 900 m mächtigen Diaphthoresesezone im Kontakt zur bruchhaften Drauzug-Südrandstörung beläuft sich nach HULL (1988) auf 1.5 bis 2.3 km, die Scherweite der ca. 1200 m mächtigen Phyllonitzone (Zone 2) bei Kötschach-Mauthen auf 3.1 km. Wegen der lateralen und vertikalen Verformungsheterogenität und der quantitativ nicht zu erfassenden infinitesimalen Versätze auf Phyllosilikatlagen liegen diese Werte wahrscheinlich zu niedrig. Zusätzlich wurde das Gailtalkristallin während der Kompression unter spröden Verformungsbedingungen vermutlich in der Mächtigkeit reduziert. Damit kann wahrscheinlich von einer größeren Gesamtmächtigkeit während der duktilen Verformung und folglich auch einem höheren Versatzbetrag ausgegangen werden. Bezogen auf

einen Horizontalversatz wirkt es sich mindernd aus, daß die Scherbewegung nicht horizontal, sondern transpressiv ist. Interne Scherzonen mit gegensätzlichem Bewegungssinn führen ebenfalls zu einer Verringerung der Gesamtscherweite. Wenn man davon ausgeht, daß sich die gegenläufigen Effekte weitgehend kompensieren, ist ein duktiler Versatzbetrag von insgesamt 10 bis 15 km realistisch. Quasiplastische, aseismische Verformungsraten (*quasi-plastic strain rates*) liegen um $\dot{\epsilon} = 10^{-14} \text{ s}^{-1}$ für die Unterkruste bzw. um $\dot{\epsilon} = 10^{-10}$ bis 10^{-12} s^{-1} für geringmächtige duktile Scherzonen, aseismische Gleitraten (*aseismic slip rates*) bei $v = 1$ bis 30 mm a^{-1} (SIBSON, 1986). Der Versatzbetrag liegt zwischen den für normale Unterkruste und mylonitische Scherzonen wahrscheinlichen Werten und damit wohl etwas zu niedrig.

Aus der Diskrepanz zu den von LAUBSCHER (1973) und TOLLMANN (1977a) postulierten Versatzbeträgen von 300 bzw. 120 km ergibt sich, daß ein Großteil des Gesamtversatzes unter spröden Deformationsbedingungen abgelaufen sein muß. Diese wesentlich größeren Blattverschiebungen, z.T. von friktioneller Aufschmelzung begleitet, werden in Kap. 5.3. behandelt. Die duktile Verformung des Lesachtal-Tonalits und der Grödener Sandsteinlamelle am Periadriatischen Lineament *sensu stricto* wird in dieser Betrachtung außer acht gelassen, da sie weitgehend in einem Plattungsregime ablief (siehe Kap. 4.1.4.1. und 4.2.4.) und die Versatzbeträge in E-W-Richtung daher sehr gering blieben.

4.3.5. Zusammenfassung

Um die Scherrichtung während der duktilen Deformation abzuschätzen, standen folgende Möglichkeiten zur Auswahl:

1. Quarz- $\langle c \rangle$ -Achsenregelungen, ermittelt mit Photometer und Universaldrehtisch (Kap. 4.2.3.),
2. Beschreibung und Interpretation der Schersinnindikatoren (mit zeitlicher Zuordnung zu diskreten Deformationsphasen; Kap. 4.3.2. und 4.3.3.),
3. PODI-Verformungsanalyse (Kap. 4.1.3.) und
4. Interpretation mesoskopischer und makroskopischer Gefügeelemente (u.a. Kap. 3.2.).

Großräumig betrachtet, streicht die Hauptfoliation S_2 im Zentralbereich des Gailtalkristallins E-W und biegt nahe der Scherzonenengrenze am Südrand in die Streichrichtung des Periadriatischen Lineamentes *sensu stricto* ein. Man kann diese Flächenbeziehung als überdimensionale S-C-Struktur bezeichnen. Die konsequente kinematische Interpretation ergibt auch hier einen dextralen transpressiven Bewegungssinn. Die Orientierung von S_2 bezüglich der Drauzug-Südrandstörung ist wegen Verstellungen an N-S-gerichteten Vertikalbrüchen schwierig feststellbar. Insgesamt kann für die duktile Deformation des Gailtalkristallins ein heterogenes Spannungsfeld oder die zeitliche Aufeinanderfolge zweier abweichender Spannungsrichtungen festgestellt werden. Die Profile durch das Gailtalkristallin belegen einen hohen Anteil koaxialer Verformung (reine Scherung) im duktilen Niveau. Drucklösungserscheinungen parallel zur penetrativen Schieferung sind häufig. Diese starke Einengungstektonik bewirkt eine Aufschiebung der jeweils südlichen tektonischen Groseinheit nach Norden. Südalpines Paläozoikum wird auf Gailtalkristallin, Gailtalkristallin auf Drauzug-Permomesozoikum aufgeschoben. Bei einheitlicher nordgerichteter Aufschiebung bzw. Abschiebung wechselt die Richtung der Lateralkomponente.

Im Lesachtal-Tonalit sind dagegen unter duktilen Verformungsbedingungen sinistrale Lateralbewegungen vorherrschend. Am Südrand überwiegen Nordabschiebungen. Insgesamt kann man von einem sinistralen Transpressionsregime sprechen.

Das in Dünnschliff und Handstück zu beobachtende Kompressionsregime mit differierenden Lateralbewegungen steht im Widerspruch zur großtektonischen Gesamtsituation mit der Forderung nach beträchtlichen Blatt-

verschiebungen, wie sie auch durch die Satellitenbildauswertung bestätigt werden konnten (vgl. Kap. 5.1.). Lateralbewegungen in der maßgeblichen Größenordnung können nur während der bruchhaften Deformation, d.h. den jüngsten Deformationphasen (K_1 bis K_4), überzeugend nachvollzogen werden. Ein Versatzbetrag von insgesamt ca. 10 bis 15 km während der duktilen Verformung am Periadriatischen Lineament, an der Drauzug-Südrandstörung und innerhalb des Gailtalkristallins ist evident.

5. Spröddeformation

Das Resultat der letzten Spröddeformationsphasen läßt sich im Satellitenbild anhand großräumiger Bruchstrukturen erkennen. Eine qualitative Beurteilung der variierenden Spannungsfelder während der ausgehenden Spröddeformation beruht auf der Auswertung lokal gut ausgebildeter Harnischflächen, eine quantitative Abschätzung bleibt weitgehend auf die großmaßstäbliche Betrachtung beschränkt.

Unter struktureologischen Aspekten wurde von dem Bereich des Periadriatischen Lineamentes südlich der Lienzer Dolomiten eine Lineamentauswertung auf der Basis von LANDSAT 5-TM-Bildern durchgeführt. Die Position der Photolineamente stimmt gut mit den Geländebeobachtungen überein. Neu identifizierte Störungen lieferten wichtige Einsichten in die spätkänozoische Kinematik am Periadriatischen Lineament. Weiterhin stellte die Satellitenbildinterpretation einen wichtigen Beitrag zur geologischen Landesaufnahme und zur Entschlüsselung des komplexen regionalen Bruchmusters dar.

5.1. Satellitenbildinterpretation

Ziel der Lineamentanalyse war es, das Bruchmuster entlang des Periadriatischen Lineamentes herauszuarbeiten und die räumliche Verteilung der Lineamentstrukturen mit einer höheren Genauigkeit zu erhalten, als dies bei TOLLMANN (1977b) und BUCHROITHNER (1984) der Fall war, die als Basis der Lineamentkarten für ganz Österreich LANDSAT 1/2/3-MSS-Daten verwendeten. Möglich wurde dies durch die Anwendung von LANDSAT 5-TM-Daten, die aufgrund einer dreimal höheren räumlichen und radiometrischen Auflösung, zusätzlicher Spektralkanäle im SWIR und eines engeren Frequenzganges eine bessere Erfassung der spektralen Charakteristik der Erdoberfläche gewährleisten, als dies bei LANDSAT-MSS-Daten der Fall war.

Zwar können die TM-Bilder bezüglich der Bodenaufklärung nicht mit Luftbildern konkurrieren, die Auflösung ist jedoch mit einer Bildelementgröße von 28.5 m hoch genug, um das großräumige Lineamentmuster im Rahmen einer tektonischen Analyse interpretieren zu können. Ihr großer Vorteil ist die Möglichkeit, Kontrastverstärkungstechniken einzusetzen, um Lineamentstrukturen für das bloße Auge besser sichtbar zu machen. Auf die Auswertung von S/W-Luftbildern wurde verzichtet, da sie wegen des großen Maßstabes für die Interpretation von Großstrukturen zu wenig übersichtlich sind, lithologische Einheiten häufig nicht unterscheidbar sind, geometrische Verzerrungen und Randabschattungen die Verfolgung von

Großstrukturen erschweren und bei der Größe des Arbeitsgebietes eine sehr große Anzahl von Luftbildern nötig gewesen wäre.

Der bearbeitete Abschnitt enthält das W-E verlaufende Periadriatische Lineament (Pustertallinie, Gailtallinie) vom Antholzer Tal im Westen bis Reischach, westlich von Hermagor, im Osten, einschließlich der Lienzer Dolomiten, des Thurntaler Quarzphyllits, der Sextener Dolomiten und der westlichen Karnischen Alpen.

5.1.1. TM-Bildverarbeitung

Zum ersten Mal wurden Abspielungen von LANDSAT-5-TM-Daten zur struktureologischen Analyse in den Alpen herangezogen. Als Grundlage für die struktureologische Interpretation diente die nahezu wolkenfreie LANDSAT 5-TM-Szene 192/28 (path/row) vom 27. Juli 1987 mit den Mittelpunktswerten 12.17°E/46.03°N. Es handelte sich um eine Sommeraufnahme mit einer Sonnenhöhe von 54.45° und einem Sonnenazimut von 129.21° (monotemporale Auswertung).

Aus der Vollszene wurde ein Gebiet von 87.6 x 29.2 km, bestehend aus 3072 x 1024 Bildelementen (*pixel*), für die Bearbeitung ausgewählt. Die genauen geographischen Koordinaten lauten:

| | Geograph. Breite | Geograph. Länge |
|---------|------------------|-----------------|
| NW-Ecke | 46.9222° | 12.0836° |
| NE-Ecke | 46.7558° | 13.2142° |
| SW-Ecke | 46.6650° | 12.0033° |
| SE-Ecke | 46.5000° | 13.1272° |

Mit den verwendeten TM-Daten der Fa. EOSAT standen für die struktureologische Interpretation ausgezeichnete Basisdaten zur Verfügung. Es handelte sich dabei um digitale Datensätze auf Magnetband (*computer compatible tape*, CCT), bei denen bereits während der Vorbehandlung (*pre-processing*) systembedingte Fehler korrigiert und geometrische Verzerrungen minimiert wurden. Die so vorliegenden digitalen TM-Spektraldatensätze (*TM spectral bands*) 1 bis 7 wurden zusammen mit J. HENKEL, Arbeitsgruppe für geowissenschaftliche Fernerkundung (AGF) am Institut für Allgemeine und Angewandte Geologie der Universität München, mit dem Programm SWING auf der Bildverarbeitungsanlage aufbereitet, wobei die thermale Emission (TIR; TM-Kanal 6) weggelassen wurde, da sie wegen der geringen Bodenaufklärung für struktureologische Fragestellungen ungeeignet war.

Um strukturelle und spektrallithologische Informationen zu verstärken, wurden folgende lokalen Operationen durchgeführt:

- arithmetische Operationen (z.B. *add back*);
- Filter (*high-pass filter*);
- Hauptkomponentenanalyse (Hauptachsentransformation, *principal component analysis*, PCA);
- Kontrastoperationen (pseudoplastische Darstellung, Histogramm-Manipulationen).

Für die strukturelle Lineamentanalyse haben sich die Aufnahmen des Spektralkanals 4 (NIR) und der 1. Hauptkomponente (PC 1) jeweils mit Kontrastverstärkung (*high-pass filtering*) am günstigsten erwiesen. Die Verarbeitung entspricht dem Verfahren, das von SIEGAL & GILLESPIE (1980) für den MSS-Spektralkanal 7 (NIR) empfohlen wird. Bei diesem linearen Kontrastverstärkungsverfahren werden die reell erhaltenen Grauwertstufen auf den theoretisch verfügbaren Dynamikbereich von 256 Graustufen (8 Bit) gestreckt (*contrast enhancement*). Die berechneten Histogramme als Grundlage für die kontrastmodifizierenden Verfahren und eine Auswahl von Histogrammen der wichtigsten angewendeten Kontrastverstärkungstechniken sind im Anhang C dargestellt.

Bei TM-Spektralkanal 4 mit *add-back highpass filtering* (Abb. 63a) wird der NIR-Spektralbereich (0.76–0.90 μm) verwendet. Bei der Kontrastverstärkung wird zum Grauwert des Originalbildelementes die Differenz zum mittleren Grauwert der Umgebung addiert (*high-pass filtering*). Kleinräumige Strukturen werden so ver-

stärkt, ohne auf die Darstellung großräumiger Grauwertschwankungen zu verzichten. Mit einem 5x5-Ortsraumfilter wurde die beste Kantenverstärkung (*edge enhancement*) erzielt.

Während bei TM-Kanal 4 die Orientierung an morphologischen Merkmalen maßgeblich ist, liegt bei TM-Kanal 5 (SWIR; 1.55–1.75 μm) der Akzent auf dem Reflexionsverhalten verschiedenartiger Vegetationsflächen. Am Periadriatischen Lineament kommt in diesem TM-Kanal wegen der starken Vegetationseffekte die lithologische Information kaum zum Vorschein, obwohl wegen der üblicherweise stärksten Reflexion an den meisten Gesteinen der TM-Kanal 5 von KRONBERG (1985) als besonders günstig für geologische Kartierungen und zur Beurteilung des Strukturinventars eingestuft wurde.

Die 1. Hauptachse (PC 1) mit *add-back high-pass filtering* (Abb. 63b) beruht auf der Bildoptimierung durch Verwendung einer Hauptachsentransformation (Tab. 17). Dieses Datenreduktionsverfahren basiert auf der Analyse der Kovarianzmatrix der TM-Kanäle 1 bis 7 (ohne Spektralkanal 6). Aus den sechs Ausgangskanälen werden sechs neue, linear transformierte und unkorrelierte Bildebenen erzeugt. Die Achse mit dem größten Eigenwert (größte Varianz) wird als 1. Hauptachse bezeichnet. Durch die Eigenwert- und Eigenvektoranalyse erhält man für jede Hauptachse Wichtungsfaktoren für die einzelnen Kanäle. Die Hauptachsentransformation stellt eher ein

Tabelle 17.
Statistik der Hauptachsentransformation der verwendeten TM-Spektralkanäle.
Statistics of the principal component analysis of the used TM bands.

| | | | | | | | |
|---------------------------|--|----------|---------|---------|----------|----------|---------|
| Kovarianzmatrix | | TMB 1 | TMB 2 | TMB 3 | TMB 4 | TMB 5 | TMB 7 |
| TMB 1 | | 739.336 | 448.130 | 648.996 | 279.513 | 758.247 | 466.748 |
| TMB 2 | | 448.130 | 301.927 | 415.468 | 251.363 | 471.535 | 275.387 |
| TMB 3 | | 648.996 | 415.468 | 594.664 | 274.491 | 685.931 | 416.356 |
| TMB 4 | | 279.513 | 251.363 | 274.491 | 1138.242 | 874.260 | 293.438 |
| TMB 5 | | 758.247 | 471.535 | 685.931 | 874.260 | 1512.718 | 747.374 |
| TMB 7 | | 466.748 | 275.387 | 416.356 | 293.438 | 747.374 | 418.577 |
| Korrelationsmatrix | | TMB 1 | TMB 2 | TMB 3 | TMB 4 | TMB 5 | TMB 7 |
| TMB 1 | | 1.000 | 0.948 | 0.978 | 0.304 | 0.716 | 0.839 |
| TMB 2 | | 0.948 | 1.000 | 0.980 | 0.428 | 0.697 | 0.774 |
| TMB 3 | | 0.978 | 0.980 | 1.000 | 0.333 | 0.723 | 0.834 |
| TMB 4 | | 0.304 | 0.428 | 0.333 | 1.000 | 0.666 | 0.425 |
| TMB 5 | | 0.716 | 0.697 | 0.723 | 0.666 | 1.000 | 0.939 |
| TMB 7 | | 0.839 | 0.774 | 0.834 | 0.425 | 0.939 | 1.000 |
| Eigenwerte | | PC 1 | PC 2 | PC 3 | PC 4 | PC 5 | PC 6 |
| | | 3488.742 | 896.427 | 292.360 | 19.225 | 6.622 | 2.092 |
| Eigenvektoren | | PC 1 | PC 2 | PC 3 | PC 4 | PC 5 | PC 6 |
| TMB 1 | | 0.393 | -0.423 | 0.304 | -0.737 | -0.133 | 0.105 |
| TMB 2 | | 0.253 | -0.197 | 0.352 | 0.500 | -0.019 | 0.721 |
| TMB 3 | | 0.357 | -0.358 | 0.314 | 0.431 | -0.007 | -0.677 |
| TMB 4 | | 0.390 | 0.783 | 0.442 | -0.096 | 0.159 | -0.067 |
| TMB 5 | | 0.630 | 0.136 | -0.611 | 0.091 | -0.447 | 0.038 |
| TMB 7 | | 0.321 | -0.145 | -0.338 | -0.033 | 0.869 | 0.059 |

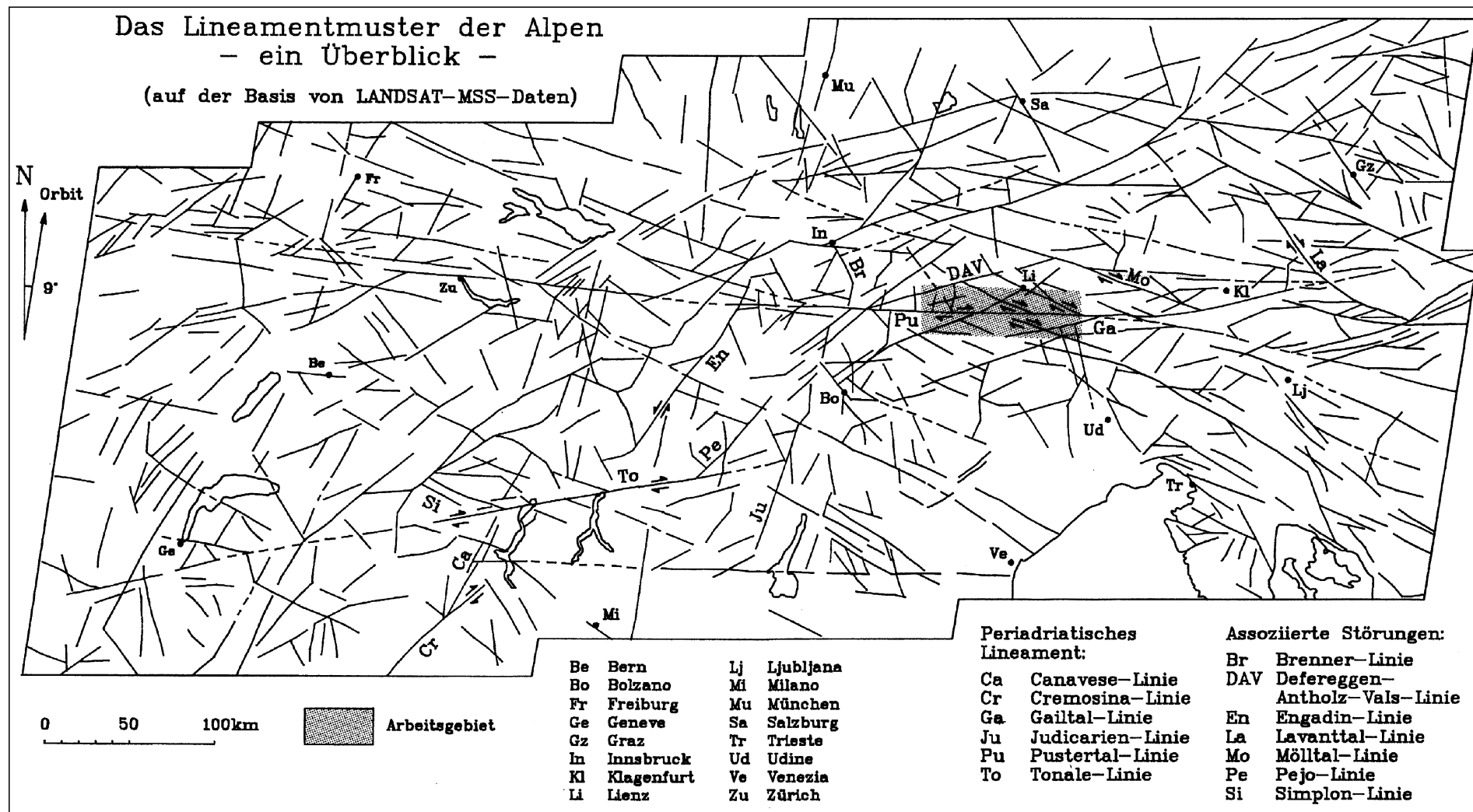


Abb. 62.

Das Periadriatische Lineament und seine Beziehung zur großRegionalen Lineamentverteilung in den Alpen.

Die Schersinnbestimmung basiert hauptsächlich auf lithologischen Versätzen, im Westteil nach SCHMID et al. (1989). Am deutlichsten tritt das jüngste dextrale Scherflächensystem (K4) mit konjugierten RIEDEL-Brüchen in Erscheinung. Der Interpretation liegt das LANDSAT 1/2 MSS-Photomosaik "La chaîne des Alpes vue de Satellite" (BRGM-BEICIP, 1978) zugrunde (nach SPRENGER & HEINISCH, 1992).

The Periadriatic Lineament and its relation to the overall lineament distribution within the Alps.

The indication of the sense of shear is based mainly on lithological displacements, for the western section after SCHMID et al. (1989). Most prominent is the youngest (K4) dextral system of shear planes and conjugate RIEDEL shears. The interpretation is based on the Landsat 1/2 MSS photomosaic "La chaîne des Alpes vue de Satellite" (BRGM-BEICIP, 1978) (after SPRENGER & HEINISCH, 1992).

Mittel zur Unterscheidung spektraler Merkmale, weniger ein Mittel zur spektralen Identifizierung dar (KRONBERG, 1985). Mit der PC 1, der gewichteten Summe aller Albedounterschiede, ist die optimale Differenzierung morphologisch bedingter Phänomene und lithologischer Einheiten sowie einiger Vegetationsflächen gegeben. Bei der PC 2, der gewichteten Differenz, wirken sich besonders Unterschiede der Vegetationssignale aus, Morphologie und Lithologie werden unterdrückt, Täler treten jedoch deutlich hervor. PC 3 zeichnet sich bereits durch eine geringe Dynamik aus, PC 6 liefert nur noch das Signalrauschen. Zusätzlicher Informationsgewinn wurde durch Kontrastverstärkung mit einem *add-back highpass filter* erreicht.

Die pseudoplastische Darstellung (*directional edge enhancement*; SABINS, 1987) basiert auf der gerichteten Ableitung des Grauwertgradienten in Diagonalrichtung. Es entsteht ein synthetischer Beleuchtungseffekt aus z.B. NW-Richtung. Die pseudoplastische Darstellung eignet sich besonders zur Verdeutlichung linearer struktureller Merkmale und erleichtert die Kartierung tektonischer Strukturen (KRONBERG, 1985).

Neben den bisher besprochenen Transformationen, deren Einzel- und Multibilder in Schwarzweiß ausgeführt wurden, wurden auch Multispektralaufnahmen hergestellt. Hier gelangt man unter Verwendung von Farbmischungen (*Commission Internationale de l'Eclairage*, CIE) zur Darstellung spektraler Eigenschaften zu zusätzlichen Informationen bezüglich tektonischer und lithologischer Strukturen. Dabei wurde auf Optimierungsverfahren zurückgegriffen, die in der Arbeitsgruppe für geowissenschaftliche Fernerkundung (AGF) etabliert und als sinnvoll erachtet wurden. Die Farbabspielungen dienen der ergänzenden Auswertung tektonischer Elemente sowie der Erkennung lithologischer Unterschiede speziell im Bereich des Periadriatischen Lineamentes sensu stricto, der Drauzug-Südrandstörung, der Pustertallinie und Drautallinie. Außerdem wurde versucht, in Regionen mit dichter Vegetation Hinweise auf lithologische Wechsel und tektonisch beanspruchte Zonen sowie Hangrutschungen zu erhalten.

Folgende Operationen wurden durchgeführt:

- spektrale Farbmischung R-G-B („Echtfarbentwurf“; Rot-Grün-Blau, TM-Kanäle 1 bis 3);
- „klassisches“ Falschfarbentwurf (Grün-Rot-NIR, TM-Kanäle 2 bis 4);
- Falschfarbentwürfe (*color composites*; z.B. Rot-NIR-SWIR, TM-Kanäle 3 bis 5);
- farbtheoretische Kombination I-H-S (*intensity-hue-saturation*; Intensität-Farbfrequenz-Sättigung).

Bei der spektralen RGB-Farbmischung erhält man ein Multispektralbild mit etwa gleichräumigen Helligkeitsschwankungen. Um eine ausgewogene Naturfarbentwurfkomposition zu erhalten, wurde die doppelte Standardabweichung für die Streckung der einzelnen Spektralkanäle zugrunde gelegt.

Prinzipiell kann die IHS-Transformation als nichtlinearer Spektralfilter charakterisiert werden, der die Extraktion der jeweiligen Farbintensitäts-, Farbfrequenz- und Farbsättigungskomponenten eines multispektralen Datensatzes ermöglicht (HAYDN et al., 1982; SABINS, 1987; JASKOLLA & HENKEL, 1989). Hier wurde die IHS-Transformation auf die PC 1 bis PC 3 der Hauptachsentransformation angewendet. Sie erbrachte zwar in Teilbereichen zusätzliche lithologische und strukturelle Einzelheiten, blieb jedoch hinter den Erwartungen zurück.

Die S/W-Bilder wurden als Negativ, Farbbilder als Positiv (Rot/Grün/Blau-Farbabspielung) auf panchromatisches Filmmaterial abgespielt. Bei der Farbbilderherstellung wurde eine additive Farbmischung vorgenommen, um ein reproduzierbares Diapositiv zu erhalten. Davon wurden schließlich Farbbilder auf CIBACHROME-Hochglanzpapier hergestellt, die für die photogeologische Interpretation Verwendung fanden.

Die Lineamentstatistik erfolgte mit dem Programm LIN-EBN (HENKEL, 1982) auf dem HP-Rechner 9845A. Die gemessenen Parameter waren Azimut und Länge der Lineamente, woraus mittlere Länge, Gesamtlänge und Anzahl der Lineamente berechnet wurden. Die Richtungsdaten wurden als Rosettendiagramme mit 10°-Intervallen auf dem HP-Plotter 9872S ausgegeben.

Eine derartige Lineamentklassifizierung muß, da sie ja nur von einem Bearbeiter durchgeführt wurde, subjektiv bleiben. Die exemplarische Verifizierung der strukturellen Relevanz der ausgewerteten Photolineamente im Gelände während eigener geologischer Kartierungen bestätigte jedoch, daß eine sehr große Übereinstimmung mit der Realität erreicht wurde. Als geeigneter Auswertemaßstab wurde 1 : 80.000 festgelegt, da hier die Auflösungsgrenze bereits fast erreicht ist und der Detailreichtum für die Fragestellung ausreichend war. Mit der Definition des Auswertemaßstabes wurde auch eine ungefähre Maximaldichte der Photolineamente vorgegeben, bei der das Ergebnis noch ohne Informationsverlust darstellbar ist.

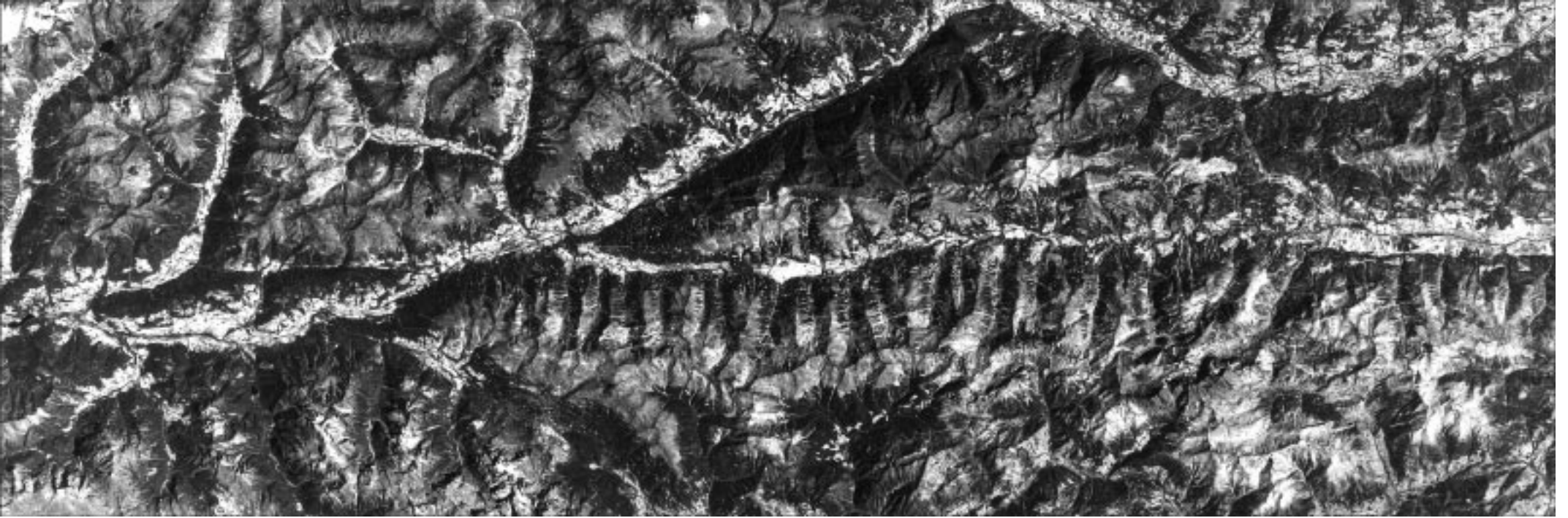
5.1.2. Lineamentanalyse

Um einen Überblick über das großregionale Lineamentmuster der Alpen zu bekommen und um die tektonische Position des Arbeitsgebietes darin zu verdeutlichen, wird eine Lineamentinterpretation auf der Basis eines LANDSAT 1/2-MSS-Photomosaiks vorangestellt (Abb. 62).

Die Lineamentauswertung am Periadriatischen Lineament selbst erfolgte unter Einbeziehung aller verfügbaren Geländeinformationen. Besonderes Augenmerk wurde auf den gegenseitigen Versatz einzelner Bruchstrukturen gelegt und die jeweilige Bewegungsrichtung kenntlich gemacht. Ausgehend vom Lineamentmuster und von regionalen geologischen Einheiten wurden fünf tektonische Teilbereiche abgegrenzt, die sich auch lithologisch klar unterscheiden lassen (Abb. 63c). In den einzelnen Teilbereichen wurden Länge und Richtung der Lineamente gemessen und in entsprechenden Richtungsrosen dargestellt (Abb. 64).

Am eindrucksvollsten tritt eine sehr lang aushaltende E-W streichende Lineamentschar (100°) mit bis zu 90 km langen einzelnen Lineamenten in Erscheinung, die sich eindeutig im Einflußbereich der Drauzug-Südrandstörung und des Periadriatischen Lineamentes, also im wesentlichen innerhalb des Gailtalkristallins, konzentrieren. Westlich von Sillian setzt sich das Störungssystem innerhalb des Thurntaler Quarzphyllits zwischen Periadriatischem Lineament und Pustertal fort. Diese sehr prägnante Lineamentschar durchschneidet geradlinig alle älteren tektonischen Strukturen und lithologischen Grenzen. Sie repräsentiert das Hauptscherflächensystem, das zu einem sehr jungen dextralen Blattverschiebungsregime (K_4) in Beziehung steht (Abb. 63, Abb. 64). Ein gutes Beispiel, wie diese K_4 -Lineamentschar Lineamente des älteren sinistralen K_3 -Ereignisses versetzt, ist der Bereich zwischen Sillian und Toblach (Abb. 65).

a)



b)



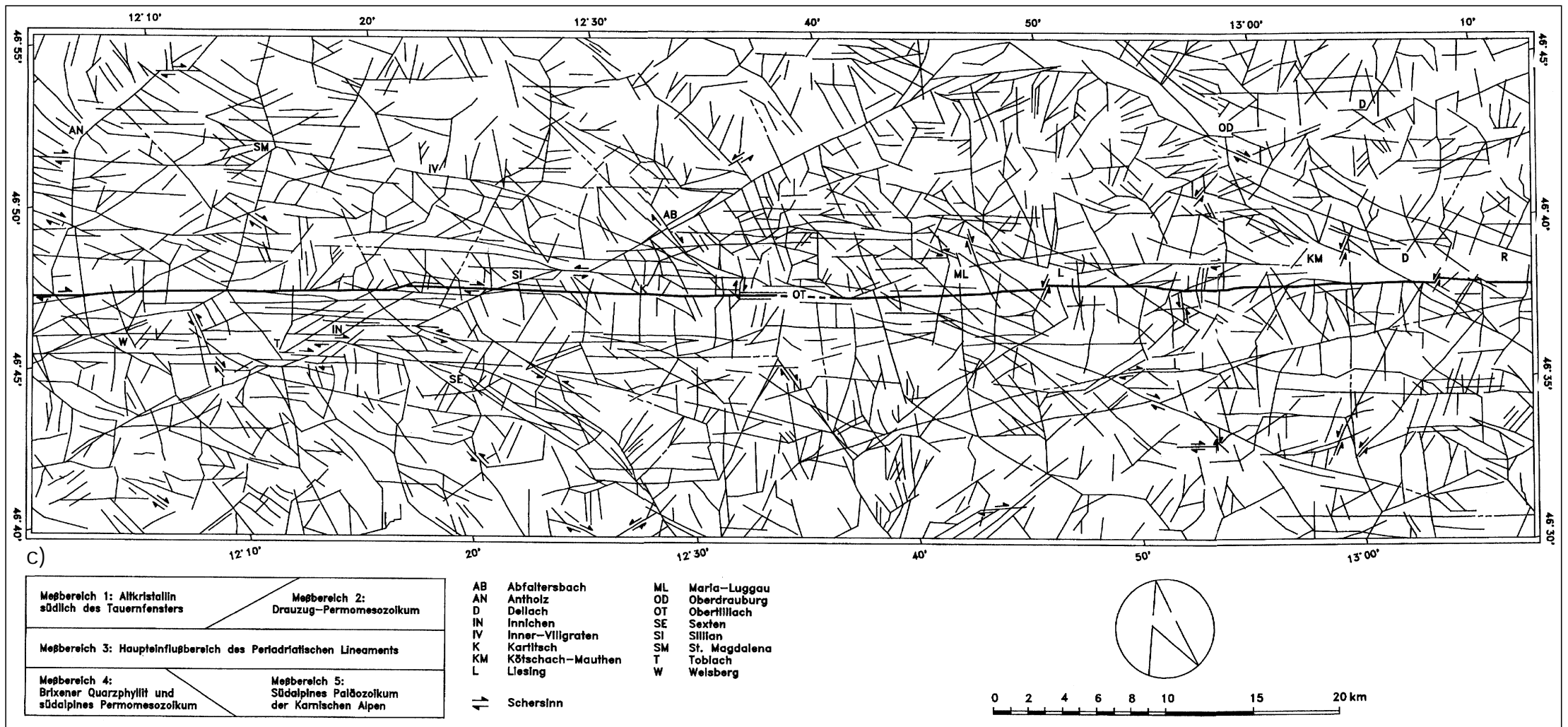


Abb. 63.

Thematic Mapper (TM)-Satellitenbild des Periadriatischen Lineamentes südlich der Lienzer Dolomiten.

a) TM-Spektralkanal 4 (NIR) mit Add-Back-Highpass.

b) PC 1 mit Add-Back-Highpass und

c) Lineamentinterpretation.

Zwei Ereignisse mit Lateralversatz am Periadriatischen Lineament sensu lato (Megascherzone) können unterschieden werden. Das sinistrale Ereignis (K_3) wird durch das jüngste Ereignis (K_4) versetzt (nach SPRENGER & HEINISCH, 1992).

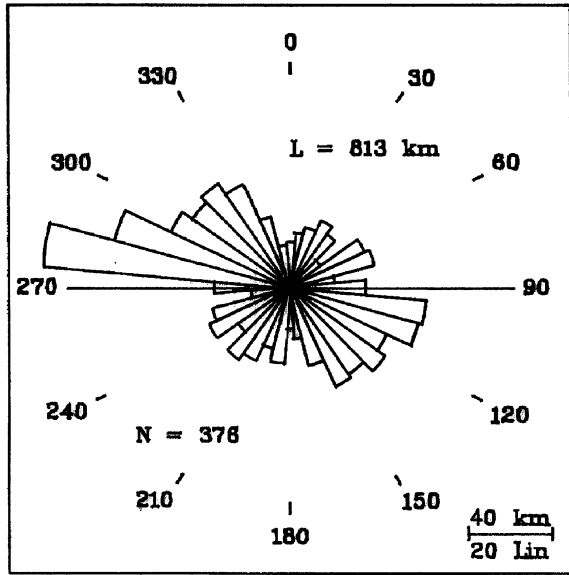
TM satellite image of the Periadriatic Lineament south of the Lienz Dolomites.

a) TM band 4 (NIR) with add-back highpass.

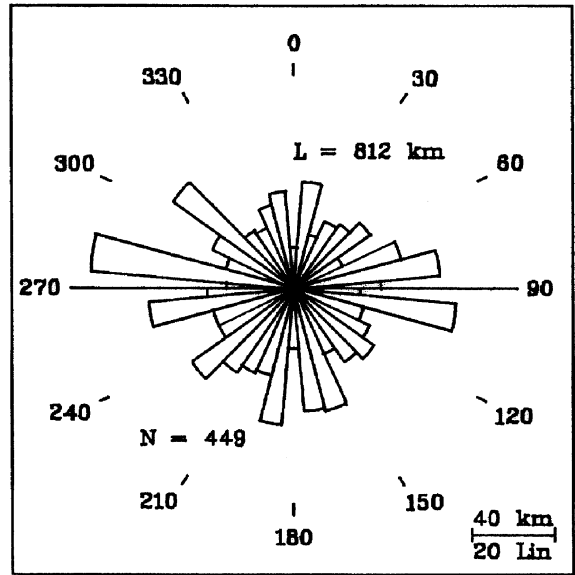
b) PC 1 with add-back highpass, and

c) lineament interpretation.

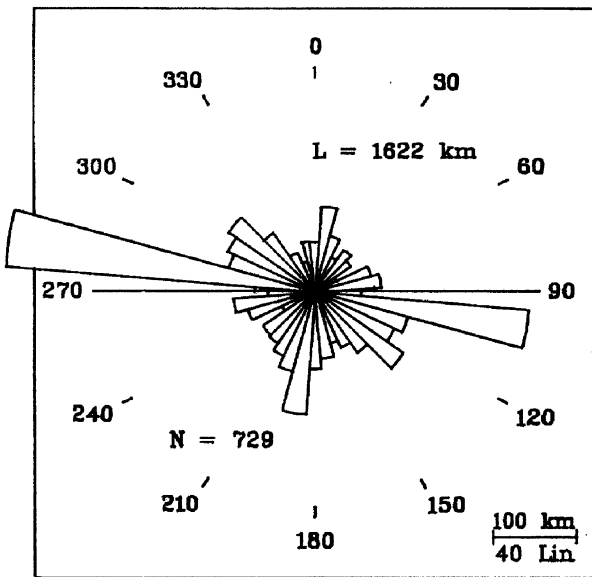
Two events of lateral displacement at the Periadriatic Lineament sensu lato (mega-shear zone) are distinguished. The sinistral K_3 event is offset by the youngest dextral K_4 event, both with conjugate RIEDEL shears (after SPRENGER & HEINISCH, 1992).



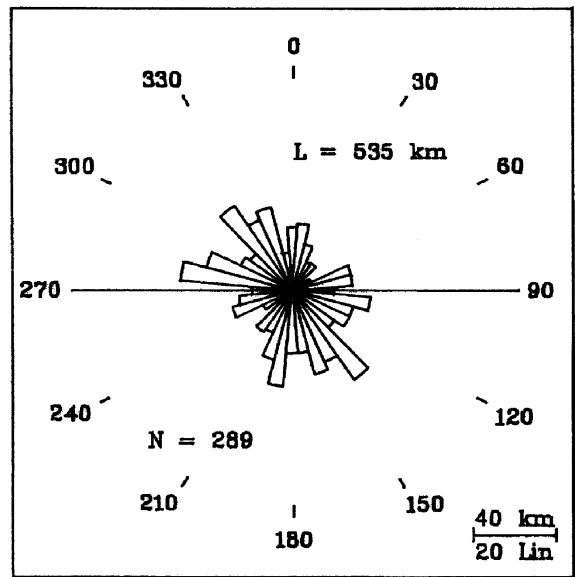
1 Altikristallin südlich des Tauernfensters



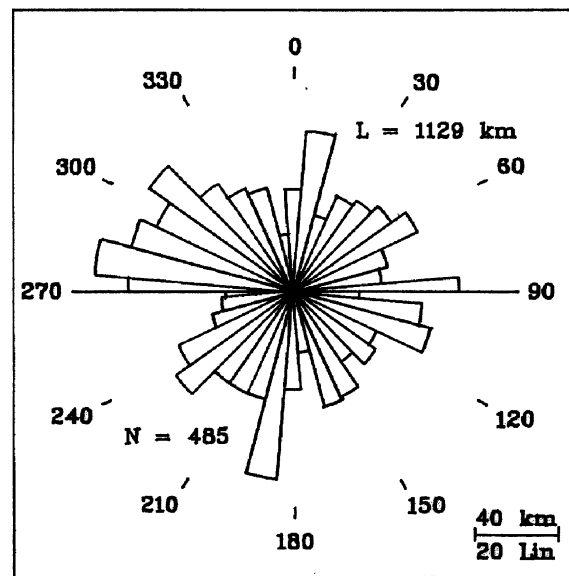
2 Permomesozoikum des Drauzuges



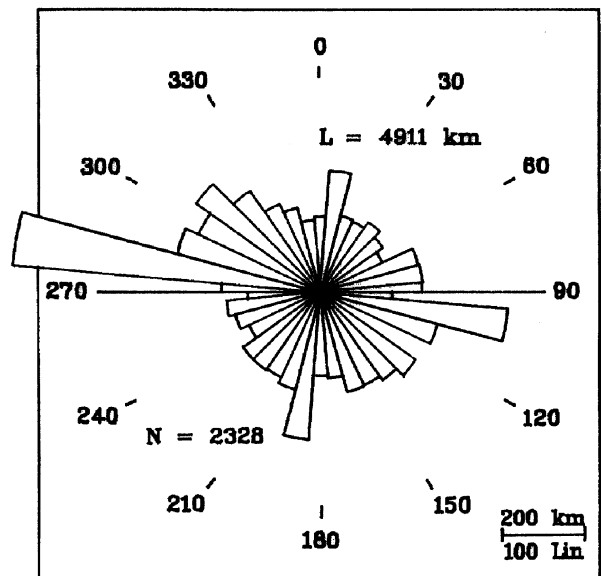
3 Haupteinflußbereich des Periadratischen Lineaments



4 Brixener Quarzphyllit und südalpines Permomesozoikum



5 Südalpines Paläozoikum der Karnischen Alpen



6 Gesamter Meßbereich

Abb. 64.

Lineamentstatistik (Gesamtlänge und Häufigkeit der Lineamente).

Folgende wichtige Lineamentrichtungen konnten erkannt und zugeordnet werden.

- E-W (100°): PL-Hauptstörungsrichtung (K_3 , K_4).
- WNW-ESE (130-140°): Dextrale synthetische RIEDEL-Flächen zu K_4 .
- N-S (10°): Antithetische RIEDEL-Flächen zu K_4 (fehlen im Altkristallin südlich des Tauernfensters).
- NNE-SSW (30°): Antithetische RIEDEL-Flächen, zu K_3 gehörig (nur im Drauzug).
- ENE-WSW (70-80°): Sinistrale synthetische RIEDEL-Flächen zu K_3 .

Die Diagramme 1 bis 5 zeigen das Lineamentmuster der regionalen tektonischen Einheiten, in Diagramm 6 sind alle Lineamente des Untersuchungsgebietes zusammengefaßt. Die Position der Teilbereiche ist Abb. 63 zu entnehmen (nach SPRENGER & HEINISCH, 1992).

Lineament statistics (total length and frequency).

The following prominent lineament directions can be identified.

- E-W (100°): Periadriatic Lineament, master fault (K_3 , K_4).
- WNW-ESE (130-140°): Dextral synthetic RIEDEL fractures related to K_4 .
- N-S (10°): Antithetic RIEDEL shears related to K_4 .
- NNE-SSW (30°): Antithetic RIEDEL fractures corresponding to K_3 (lacking in the Altkristallin south of the Tauern Window).
- ENE-WSW (70-80°): Sinistral synthetic RIEDEL shears corresponding to K_3 .

Diagrams 1 to 5 display the lineament pattern of the regional tectonic units, in diagram 6 all lineaments of the research area are summarized. For the position of subareas see Text-Fig. 63 (after SPRENGER & HEINISCH, 1992).

Analog zu dem für die Aufschlußdimension üblichen Modell (HANCOCK, 1985; PETIT, 1987; Abb. 66) werden die WNW-ESE streichenden Lineamente (130-140°) als synthetische RIEDEL-Brüche (R), die NNW-SSE streichenden Lineamente (160°) als antithetische RIEDEL-Brüche (R') dem dominanten dextralen Schersystem K_4 zugeordnet. Diese Scherflächenscharen wurden gleich-

zeitig mit der E-W-Hauptscherflächenschar angelegt, und entlang dieser RIEDEL-Brüche sind markante Versätze älterer K_3 -Lineamente erkennbar. Exzellente Beispiele sind der Bereich des Gailbergsattels zwischen Oberdrauburg und Kötschach-Mauthen und das Gebiet zwischen Innichen und Sexten (Abb. 63, Abb. 65). Auch der Gitschbruch, geringfügig östlich des Untersuchungsgebietes,

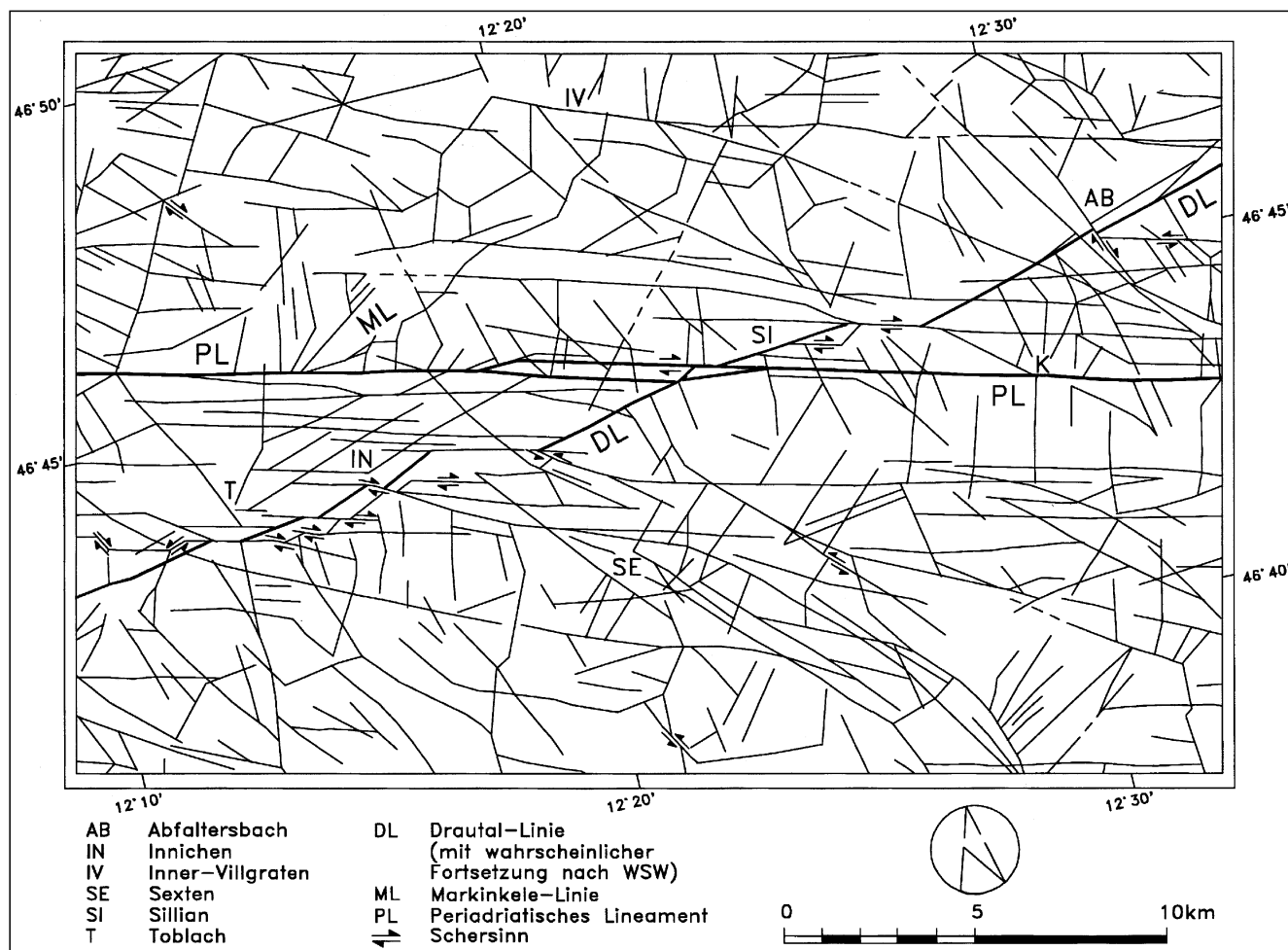


Abb. 65.

Das Periadriatische Lineament nahe Sillian.

Die Drautallinie wird durch eine Schar dextraler Scherbrüche parallel zur Scherzonengrenze versetzt. Die Summe der Versätze wird auf ca. 8.5 km geschätzt. Auch der Verlauf der sinistral angelegten Markinkele-Linie wird dextral überprägt (selektive Vergrößerung von Abb. 63c; nach SPRENGER & HEINISCH, 1992).

The Periadriatic Lineament near Sillian.

The Drautal Line is displaced by a lot of dextral offsets parallel to the border of the mega-shear zone. A summarized displacement of about 8.5 km is evaluated. The sinistral Markinkele Line is overprinted by dextral offsets, too (selective enlargement of Fig. 63c; after SPRENGER & HEINISCH, 1992).

belegt eindrucksvoll diese Interpretation. Das Drauzug-Permomesozoikum wird hier wiederum durch einen synthetischen RIEDEL-Bruch um ca. 13 km dextral versetzt, unter entsprechender Schlepplung des kristallinen Grundgebirges. Das beobachtete Bruchmuster ist im gesamten Alpenraum sehr ausgeprägt (Abb. 62).

Detaillkartierungen belegen den exakten Verlauf des Periadriatischen Lineamentes, welcher durch Tonalitspäne, Gröden Sandsteinlamellen, Pseudotachylite und die Grenze zwischen dem mittelgradig metamorphen Gailtalkristallin und dem niedriggradig metamorphen Südalpin markiert ist. Der Kartierbefund stimmt sehr gut mit der 100°-Lineamentrichtung auf den TM-Bildern überein (HEINISCH & SPRENGER, 1988). Wo eine Abweichung zwischen Geländeaufnahme und Lineamentanalyse festzustellen war, konnte sie auf postglaziale gravitative Hangbewegungen in den Südflankenbereichen des Lesachtals (z.B. am Schwendereck) von z.T. beträchtlichem Ausmaß zurückgeführt werden.

Zwischen Innichen und dem Kartitscher Sattel kreuzt das Periadriatische Lineament die durch den Drauzug-Nordrand vorgezeichnete Drautallinie. Die Drautallinie wird eindeutig von jungen dextralen E-W streichenden Lineamenten versetzt. Die Summe der einzelnen Lateralversätze entlang der größeren Lineamente beläuft sich auf mindestens 8.5 km (Abb. 65). Eine geringe gegenläufige Tendenz ist nordöstlich von Sexten zu erkennen. Hier versetzen mehrere E-W streichende Lineamente die Drautallinie um ca. 0.5 km in sinistraler Richtung, wodurch das Paläozoikum der Karnischen Alpen als trapezförmiger Körper nach Westen vorragt, im Süden begrenzt von einer Lineamentschar, die vom Kreuzbergpaß kommend in das Pustertal einmündet.

Nach der palinostatischen Rekonstruktion der jüngsten K_4 -Bewegungen würde die Drautallinie ein geradliniges ENE-WSW (60–80°) streichendes Lineament bilden. Unter der Annahme, daß das Modell von HANCOCK (1985) anwendbar ist, muß ein früheres Deformationsereignis mit entgegengesetzter, sinistraler Scherrichtung gefordert werden (K_3). Unter diesem Aspekt stellt die Drautallinie einen synthetischen RIEDEL-Bruch bezüglich des Periadriatischen Lineamentes als Hauptscherfläche dar. Die N-S (10°) streichenden Lineamente, nahezu senkrecht zur Scherzonengrenze des Periadriatischen Lineamentes, wurden als dextrale antithetische RIEDEL-Brüche in direktem Zusammenhang mit sinistralen Blattverschiebungen entlang des Periadriatischen Lineamentes während des vorangegangenen K_3 -Ereignisses angelegt und anschließend leicht rotiert (siehe Abb. 64, Diagr. 2, 3, 4 und 5). Besonders die Geländeaufnahme innerhalb des Drauzug-Permomesozoikums erbrachte vorwiegend dextrale Versätze an diesen steilen Bruchflächen.

Vereinzelt versetzen N-S bis NNE-SSW (10–30°) streichende Lineamente die lang durchziehenden E-W-Lineamente am Periadriatischen Lineament sensu stricto um geringe Beträge, so z.B. im Obergailbach bei Liesing, im Gritschenbach östlich von Leiten sowie im Nölbingsbach und Rastengraben südlich von Grafendorf.

Im südalpinen Paläozoikum der Karnischen Alpen ist die N-S-Richtung (10°) sehr ausgeprägt. Hier handelt es sich um weitständige, das regionale meridionale Kluftsystem nachzeichnende Erosionsrinnen senkrecht zum generellen E-W-Streichen der Schichtung bzw. Schieferung, wie sie für Phyllitäreale mit steilstehender Foliation typisch sind (KRONBERG, 1984).

So konnten die wesentlichen Maxima in den Rosetten-Strukturdiagrammen den bruchhaften Deformationsphasen K_3

und K_4 zugeordnet werden. Da das sinistrale Lineamentmuster von dem oben beschriebenen jungen dextralen Blattverschiebungssystem überprägt wurde, tritt es in der Lineamentverteilung nicht so klar in Erscheinung (vgl. Abb. 64, Diagr. 6).

Die Grenze zwischen Thurntaler Quarzphyllit und Alt-kristallin südlich des Tauernfensters fällt in einzelnen Abschnitten mit Photolineamenten zusammen, in den flach einfallenden Abschnitten ist erwartungsgemäß kein Zusammenhang ersichtlich. Dies bestätigen die Untersuchungen von HEINISCH & SCHMIDT (1984), wonach es sich bei der Markinkellelinie um eine komplexe, mehrfach

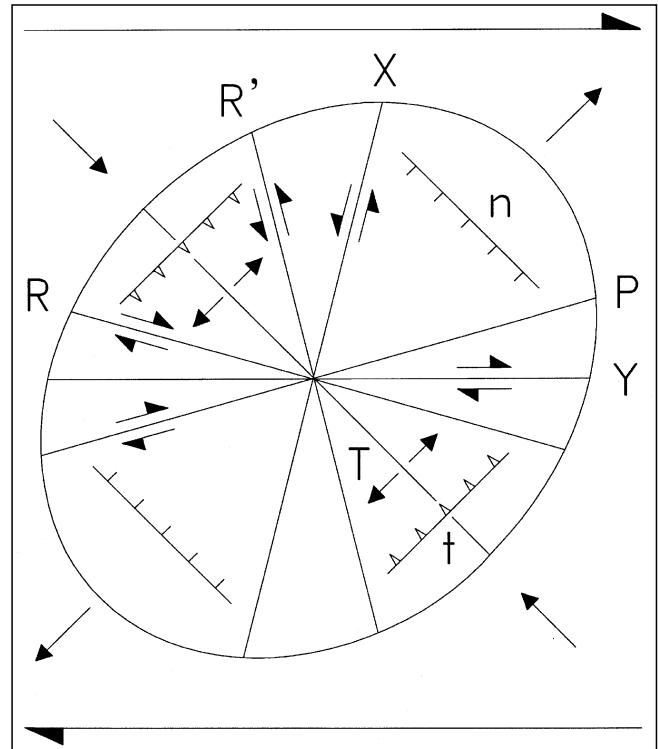


Abb. 66.

Synoptisches Diagramm der charakteristischen Gefügeelemente in Störungs-zonen mit Horizontalversatz, entstanden unter Bedingungen einfacher Scherung (nach HARDING, 1974, und BARTLETT et al., 1981).

R = synthetische RIEDEL-Scherfläche; R' = antithetische (konjugierte) RIEDEL-Scherfläche; T = Extensionskluft, -spalte oder Gang, konjugiert zu R und R'; X = konjugierte Scherfläche zu R'; Y = Hauptscherfläche der horizontalen Seitenverschiebung; P = Kompressionscherfläche; t = Über- bzw. Aufschiebungsfläche; n = Abschiebungsfläche.

Nach BARTLETT et al. (1981) entwickeln sich die Gefügeelemente einer Scherzone bei zunehmender Seitenverschiebung folgendermaßen:

- 1) vor Erreichen der maximalen Scherfestigkeit entstehen gleichzeitig R- und P-Scherflächen;
- 2) nach dem Bruch werden bereits existierende R-Flächen verlängert und neue R-Flächen gebildet, R- und P-Flächen verbunden sowie X- und R'-Flächen gebildet;
- 3) vor und bei Erreichen der Restscherfestigkeit entstehen die Y-Flächen, welche die größten Versatzbeträge aufnehmen.

Synoptic diagram illustrating the characteristic structures in strike-slip fault zones evolving under simple-shear conditions (after HARDING, 1974, and BARTLETT et al., 1981); R = synthetic strike-slip fault (RIEDEL shear); R' = antithetic RIEDEL shear; T = extension joint, fissure or vein, conjugate to R and R'; X = conjugate shear to R'; Y = principal displacement zone (wrench fault); P = compressive shear; t = thrust or reverse fault; n = normal fault.

After BARTLETT et al. (1981) the structural elements of a shear zone during increasing displacement evolve as follows:

- 1) before maximum shear strength R and P shears are created concurrently;
- 2) after the maximum shear strength (failure) previously existing R shears are lengthened and new R shears are formed, R and P shears are connected, and X and R' shears evolved;
- 3) during pre-residual shear strength and beyond Y shears are created along which most of the displacement is accomplished.

reaktivierte Scherzone handelt (Abb. 65). Sie wurde als duktile Deckengrenze zwischen zwei verschieden hochmetamorphen Einheiten angelegt, später von kataklastischen Scherzonen bereichsweise mitbenutzt, und mündet spitzwinkelig in das Periadriatische Lineament ein. Die Beziehung der Markinklelinie zum Periadriatischen Lineament entspricht einer sinistralen synthetischen RIEDEL-Fläche während der K_3 -Deformation. Innerhalb des Altkristallins südlich des Tauernfensters fehlt die N-S-Lineamentrichtung. Dafür sind die sinistralen antithetischen RIEDEL-Flächen in NE-SW-Richtung (30°) gut entwickelt.

Anzumerken bleibt, daß die auffälligen Lineamente der TM-Szene wahrscheinlich nicht mit der geotektonischen Hauptphase am Periadriatischen Lineament (K_1, K_2), charakterisiert durch großräumige Lateralbewegung mit friktioneller Gesteinsaufschmelzung, in unmittlere Beziehung zu setzen sind (HEINISCH & SPRENGER, 1988). Eine Verbindung besteht jedoch zur subrezentem seismischen Aktivität (siehe Kap. 8.2.). So ist zwischen einer Vielzahl sehr junger, gut erhaltener engschariger E-W-Lineamente ohne merkliche gravitative Beeinflussung im Bereich des Drauzug-Westendes und dem Erdbeben am Kartitscher Sattel im Jahr 1862 ein Zusammenhang zu sehen.

5.2. Paläospannungsanalyse im bruchhaften Deformationsregime

5.2.1. Grundlagen der Paläospannungsanalyse

Hier wird kurz auf die Grundlagen der kinematischen Interpretation kataklastischer Gefügemerkmale eingegangen. Ausführlichere Zusammenstellungen der Entscheidungskriterien sind den Arbeiten von HANCOCK (1985), HANCOCK & BARKA (1987), MEANS (1987) und PETIT (1987) zu entnehmen. In der Terminologie der Schersinnkriterien auf Störungsflächen können zwei Gruppen unterschieden werden. Bei der ersten Gruppe ist für die kinematische Information die geometrische Position der Sekundärbrüche zur Hauptscherfläche maßgeblich. Die zweite Gruppe umfaßt Harnischstriemungen auf der Hauptscherfläche ohne genetischen Bezug zu den Sekundärflächen.

PETIT (1987) unterscheidet drei sekundäre Flächenscharen, die in direktem Zusammenhang mit bruchhafter Schertektonik entstehen, und leitet davon drei Kriterien zur Beurteilung der Versatzrichtung ab:

■ Beim T-Kriterium liegen die T-Flächen (Dehnungsbrüche, *tensile fractures*) in einem Winkel von 30° bis 90° zur Hauptscherfläche (*main fault plane*; M). Die Einfallrichtung weist in Bewegungsrichtung des fehlenden Blockes. Im Gegensatz zur Hauptscherfläche besitzen sie keine Harnischstriemungen, sind offen oder gefüllt, planar oder gebogen (vgl. *comb fractures*; HANCOCK & BARKA, 1987). Bei den sichelförmig gebogenen T-Brüchen (*crenate fractures*) zeigen die Spitzen in Bewegungsrichtung des fehlenden Blockes (Abb. 67a).

■ Das R-Kriterium zeichnet sich durch RIEDEL-Flächen aus, welche die Hauptscherfläche begleiten. Bei den R- und R'-Flächen handelt es sich um flach einfallende, synthetische bzw. steil einfallende, antithetische Scherbrüche mit Harnischstriemungen. Wenn R- und R'-Flächen gleichermaßen ausgebildet sind, entsteht durch die Verschneidung der beiden Flächenscharen eine leicht gestreifte, im Profil gezähnte Oberfläche. Dieser RO-Typ wurde nur in feinkörnigen Sandsteinen beobachtet (PETIT, 1987). Bei dem wesentlich häufigeren RM-Typ sind die M-Flächen komplett mit Harnischstriemungen besetzt.

Die Verschneidung von R- und M-Flächen führt zu inkongruenten, d.h. in Bewegungsrichtung des fehlenden Blockes weisende Bruchstufen. Wenn der Schnitt mit der M-Fläche konkav ausgebildet ist, entstehen halbmondförmige Vertiefungen (*lunate fractures*, PETIT, 1987; *chevron marks*, ELLIOTT, 1976), die ebenfalls als Bewegungsindikatoren dienen können. Die R-Flächen sind ungleichmäßig auf der Scherfläche verteilt, ihre Größe variiert vom cm-Maßstab in Sandsteinen bis m-Maßstab in Magmatiten (Abb. 67b).

■ Beim P-Kriterium (*compressive fractures*; GAMOND, 1987) ist die Hauptscherfläche immer unvollkommen mit Harnischstriemungen besetzt (Abb. 67c). Beim PO-Typ sind nur P-Flächen ausgebildet. Die Erhebungen auf der Scherfläche sind auf der geschützten Seite zwar ohne deutliche Harnischstriemungen, aber häufig, vor allem in Magmatiten, mit Chlorit oder Oxiden besetzt. Beim PT-Typ sind die P-Flächen stärker ausgebildet und mit kongruenten Harnischstriemungen versehen, d.h. die P-Flächen steigen in Bewegungsrichtung des fehlenden Blockes auf. Im Unterschied zum PO-Typ setzen sich beim PT-Typ die T-Flächen auf der Leeseite von Unebenheiten deutlich und mit geringem Einfallswinkel in das Gestein fort. Der PO-Typ tritt bevorzugt in Magmatiten, der PT-Typ vorwiegend in Sandsteinen auf. Die Versatzbeträge bewegen sich beim PO-Typ im mm-Bereich, beim PT-Typ im cm-Bereich.

Die soeben beschriebenen kinematischen Indikatoren basieren auf konjugierten Brüchen und davon abzuleitenden Bruchstufen auf Harnischflächen. Im Anschluß wird eine Reihe genetisch eindeutig unterscheidbarer linearer Erhebungen bzw. Vertiefungen auf Harnischflächen besprochen. Diese Harnischstriemungen (*striae*), z.T. Akkretionen aus Gesteinsmehl oder kristallisiertem Material, ordnen sich auf den Scherflächen in Bewegungsrichtung an. Folgende Phänomene waren für die kinematische Interpretation wesentlich:

Durch harte Erhebungen werden Furchen, Rillen oder Kratzer auf der gegenüberliegenden Harnischfläche gebildet (*asperity ploughing*, MEANS, 1987; *tool tracks*, HANCOCK & BARKA, 1987; Abb. 67d). Es handelt sich bei diesen Werkspuren nicht um durchhaltende Lineationen, sondern isolierte, bevorzugt im obersten Bereich der Gleitfläche ausgebildete Kerben (*score marks*). Bei den Erhebungen handelt es sich entweder um harte Bestandteile einer Fläche oder um widerstandsfähige Klaster, die zwischen die Störungsflächen geraten sind. Diese Pflugmarken (*plough marks*) sind eindeutige Schersinnindikatoren, die häufig zu Beginn unregelmäßig orientiert sind, sich anschließend aber in Bewegungsrichtung des fehlenden Blockes einregeln. Dieser Harnischtyp erscheint vorwiegend in Kalken.

Eine andere Möglichkeit ist, daß sich im Bewegungsschatten harter Partikel innerhalb einer Fläche ein länglicher Rücken bildet (*erosional sheltering*; MEANS, 1987), der in Bewegungsrichtung des fehlenden Blockes weist (Abb. 67e). Diese Struktur ist jedoch nur kinematisch interpretierbar, wenn die harten Klaster auf der Luvseite noch erhalten sind. Wenn Abriebmaterial in parallelen Streifen aus lockerem oder verfestigtem Gesteinsmehl angeordnet ist, handelt es sich um eine lineare Struktur ohne Polarität und kann deshalb nur als Zusatzinformation dienen (*debris streaking*; MEANS, 1987). Zwei Entstehungsmechanismen kommen hierfür in Frage, nämlich Zermahlen einer weichen Erhebung oder Anhäufung von Abrasionsmaterial vor und hinter einer harten Erhebung.

Einen weiteren signifikanten kinematischen Indikator stellen Faserharnische dar, welche durch Kristallfaserwachstum (*fiber growth*; MEANS, 1987) im Druckschatten von Erhebungen oder Bruchstufen auf den Störungsflächen gekennzeichnet sind (Abb. 67f). Die Lineation wird durch das Wachstum gelänger Kristalle, wie z.B. Quarz, Epidot und Serpentin in Magmatiten oder Calcit in Kalksteinen, nachgezeichnet. Diese Lineation wird von kongruenten Abrißkanten begleitet, die ungefähr senkrecht zur Bewegungsrichtung ausgebildet sind. Das Wachstum

dieser Kristallite vollzieht sich parallel zur Versatzrichtung und quer zu langsam sich erweiternden Hohlräumen auf den Störungsflächen (DURNEY & RAMSAY, 1973). Bei sehr dicken Calcitkristalliten ist der Schersinn auf der Störungsfläche nicht eindeutig festzulegen. In diesem Fall kann der Bewegungssinn aus der Orientierung der Calcit-Zwillingslamellen im XZ-Schnitt abgeleitet werden (LAURENT, 1987).

Durch den inversen Prozeß, nämlich Drucklösung, entstehen auf den Störungsflächen inkongruente Nadel-

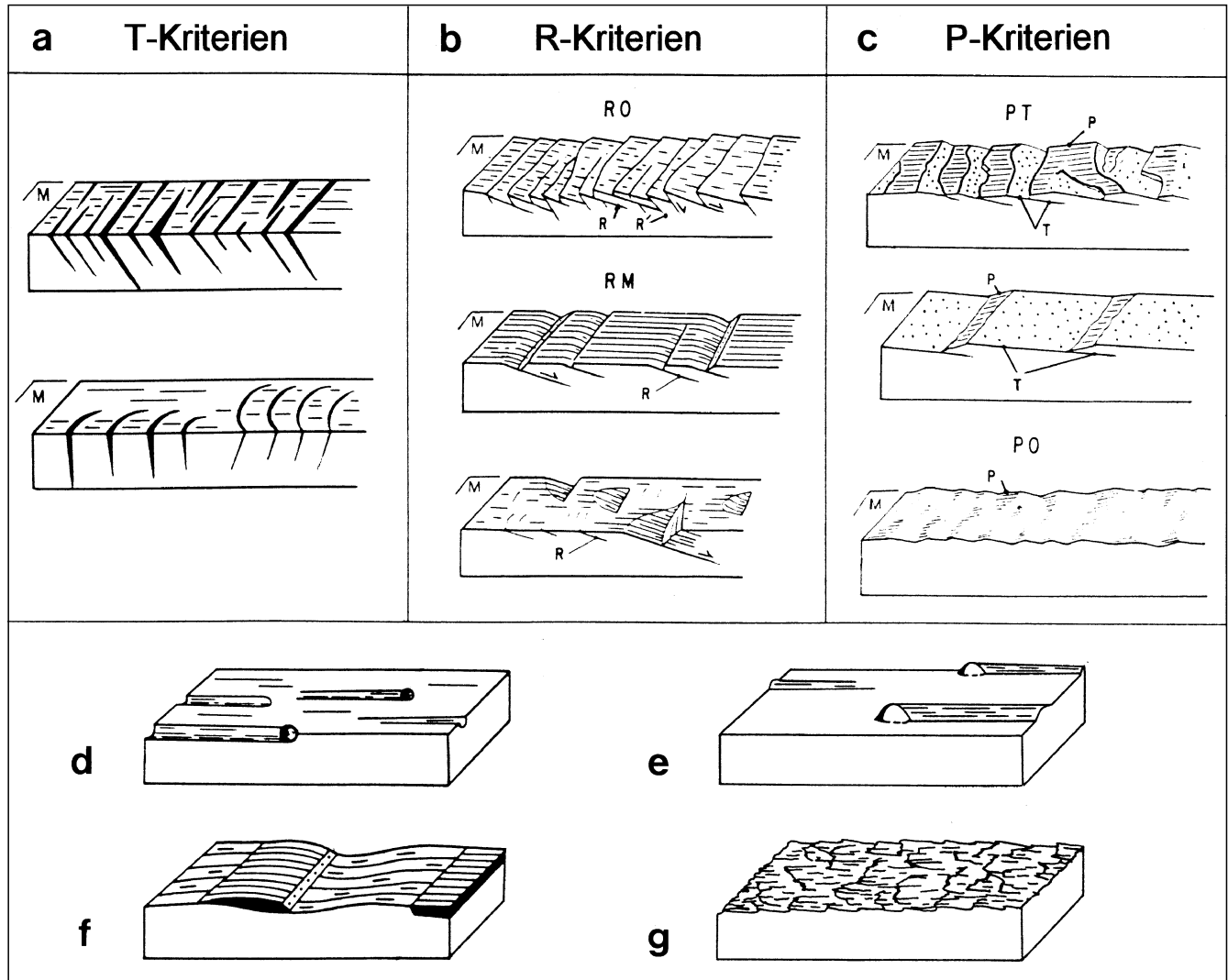


Abb. 67.

Schersinnkriterien auf Störungsflächen in bruchhaften Störungszonen.

a) bis c) Typen mit Bezug zu sich wiederholenden Sekundärbrüchen (nach PETIT, 1987); d) bis g) parallel zur Scherrichtung orientierte Typen auf Harnischflächen (nach HANCOCK, 1985, PETIT, 1987; MEANS, 1987).

a) Dehnungsbrüche, teilweise sichelförmig.

b) RIEDEL-Brüche, teilweise halbmondförmig.

c) P-Brüche.

d) Pflugmarken.

e) Längliche Rücken im Erosionsschatten harter Erhebungen.

f) Faserharnische, bestehend aus subidiomorphen Kristallen, z.T. in Verbindung mit Bruchstufen, und

g) Nadelharnische.

Schersinn immer dextral, d.h. der fehlende Block bewegt sich nach rechts.

Shear criteria on fault surfaces in brittle fault zones.

a) to c) types in context with repetitive secondary fractures (after PETIT, 1987); d) to g) types of slip-parallel linear features on slickensides (after HANCOCK, 1985, PETIT, 1987; MEANS, 1987).

a) Tensile fractures, particularly crescentic fractures.

b) RIEDEL fractures, particularly lunate fractures.

c) P fractures.

d) Asperity ploughing.

e) Erosional sheltering.

f) Fiber growth, consisting of euhedral crystals, partly corresponding with fracture steps, and

g) Slickolite formation.

Sense of shear always dextral with the missing block moving to the right.

harnische (*slickolite formation*, MEANS, 1987; Abb. 67g). Im Vergleich zu Stylolithen sind die Nadelharnische jedoch subparallel zur Fläche orientiert; d.h. diese nadel- bis säulenförmigen Aggregate mit häufig schräg zur Bewegungsrichtung orientierten Kanten weisen gegen die Versatzrichtung des fehlenden Blockes.

Bei der Mehrzahl der beschriebenen Gefügemerkmale handelt es sich um inkongruente Erhebungen, d.h. die Stufen auf der Harnischfläche weisen gegen die Bewegungsrichtung des fehlenden Blockes. Dies gilt für sämtliche Harnischstriemungen, die durch friktionelle Prozesse oder Drucklösungsprozesse entstanden sind, einschließlich der Sekundärbrüche. Von kongruenten Erhebungen kann man nur bei Faserharnischen sprechen.

5.2.2. Methodik der Paläospannungsanalyse

Für die Ermittlung der Richtung von Paläohauptnormalspannungen wurden ausschließlich Harnischflächen und -striemungen aufgenommen, bei denen die Verschie-

bungsrichtung eindeutig feststellbar war. Diese Harnischmessungen wurden mit dem Gefügeprogramm GEFPR14 von E. WALLBRECHER, basierend auf der graphischen Methode von ANGELIER & MECHLER (1977), weiterverarbeitet. Als Ergebnis erhält man ein SCHMIDTSches Netz mit der numerischen Besetzungsdichte, die von Hand in ein Isoliniendiagramm umgesetzt wurde.

Die größte Hauptnormalspannung (σ_1) liegt im Maximum, die kleinste Hauptnormalspannung (σ_3) im Minimum der Besetzungsdichte (Abb. 68).

Die minimalen und maximalen Hauptnormalspannungsrichtungen liegen in verschiedenen Dieder, getrennt durch eine Hilfsfläche, die senkrecht zur Harnischfläche und Harnischlineation angeordnet ist. Durch Harnischfläche und Hilfsfläche sind vier orthogonale Dieder, durch die zusätzliche Harnischlineation je zwei gegenüberliegende Kompressions- und Extensionsdieder definiert (Abb. 68). Durch die Überlagerung der Dieder verschiedener Harnischflächen in der stereographischen Projektion erhält man aus der Konstruktion der Schnittflächen die Positionen von σ_1 und σ_3 .

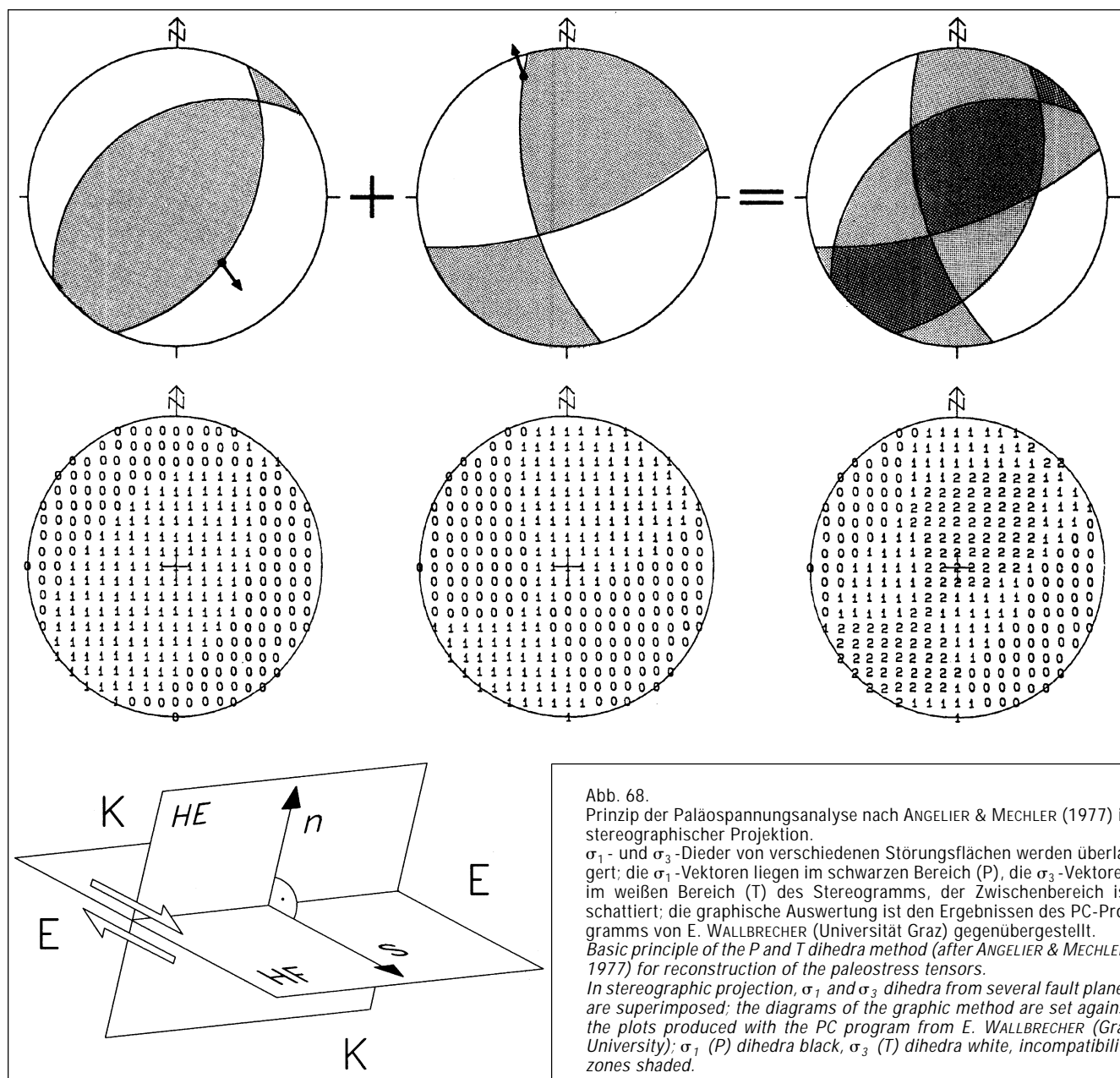


Abb. 68. Prinzip der Paläospannungsanalyse nach ANGELIER & MECHLER (1977) in stereographischer Projektion. σ_1 - und σ_3 -Dieder von verschiedenen Störungsflächen werden überlagert; die σ_1 -Vektoren liegen im schwarzen Bereich (P), die σ_3 -Vektoren im weißen Bereich (T) des Stereogramms, der Zwischenbereich ist schattiert; die graphische Auswertung ist den Ergebnissen des PC-Programms von E. WALLBRECHER (Universität Graz) gegenübergestellt. *Basic principle of the P and T dihedra method (after ANGELIER & MECHLER, 1977) for reconstruction of the paleostress tensors. In stereographic projection, σ_1 and σ_3 dihedra from several fault planes are superimposed; the diagrams of the graphic method are set against the plots produced with the PC program from E. WALLBRECHER (Graz University); σ_1 (P) dihedra black, σ_3 (T) dihedra white, incompatibility zones shaded.*

Tabelle 18.

Bestimmung der Hauptnormalspannungen mit der Paläospannungsanalyse nach ANGELIER & MECHLER (1977).
Calculation of the principal normal stresses with the paleostress analysis after ANGELIER & MECHLER (1977).

| Lokalität | Gestein | σ_1 | σ_2 | σ_3 | n | SZB* | Deformationsregime |
|--|---|--|------------|------------|----|--------|----------------------------------|
| Hollbruck | 1 Tonalit | 68/13 | 334/16 | 138/73 | 10 | 170/67 | sinistrale Seitenverschiebung |
| Badbach | 2a Grödener Sandstein (N) | 48/00 | 137/50 | 291/37 | 26 | 352/85 | sinistrale Seitenverschiebung |
| | 2b Grödener Sandstein (S) | 322/36 | 156/53 | 58/06 | 18 | 352/85 | Transpression (dextral, N auf) |
| | 2c Kataklasit (Gailtalkristallin) | 79/06 | 350/25 | 197/64 | 33 | 352/85 | sinistrale Seitenverschiebung |
| Leiten | 3 Tonalit-Kataklasit | 214/12 | 118/25 | 321/63 | 17 | 181/50 | sinistrale Seitenverschiebung |
| Seebach | 4a Tonalit-Kataklasit und Mu-Gneis | 22/34 | 164/49 | 277/18 | 15 | 191/85 | Transpression (sinistral, S ab) |
| | 4b Tonalit | 40/03 | 130/06 | 14/77 | 32 | 191/85 | sinistrale Seitenverschiebung |
| Schwendereck | 5a Bi-Mu-Gneis | 142/02 | 50/00 | 0/90 | 8 | 4/62 | dextrale Seitenverschiebung |
| | 5b Tonalit | 210/40 | 27/50 | 294/02 | 30 | 0/70 | Transpression (sinistral, N ab) |
| Tuffbach | 6 Grödener Sandstein | 66/00 | 156/52 | 330/38 | 12 | 355/88 | sinistrale Seitenverschiebung |
| Obergailbach | 7a Kataklasit (Gailtalkristallin) | 298/33 | 92/54 | 200/13 | 25 | 183/84 | Transpression (dextral, S ab) |
| | 7b Tonalit | 258/46 | 147/18 | 48/24 | 11 | 183/84 | Transpression (sinistral, S auf) |
| Pallaser Bach | 8a Grödener Sandstein (1275 m) und Muschelkalk (1480 m) | 222/47 | 332/18 | 76/38 | 26 | 330/88 | Transpression (sinistral, N ab) |
| | 8b Gailtalkristallin (1085-1220 m) | 148/41 | 19/36 | 270/25 | 10 | 2/89 | Transpression (dextral, N ab) |
| | 8c Gailtalkristallin (965-985 m) | 304/13 | 54/54 | 218/35 | 12 | 181/90 | dextrale Seitenverschiebung |
| Archerlebach | 9a Gailtalkristallin (920-1050 m) | 224/30 | 130/08 | 2/78 | 8 | 186/82 | Transpression (sinistral, S auf) |
| | 9b Grödener Sandstein (1065 m) | 56/11 | 309/20 | 133/70 | 9 | 181/86 | sinistrale Seitenverschiebung |
| | 9c Tonalit (1075 m) | 124/30 | 251/46 | 18/30 | 24 | 181/86 | Transpression (dextral, S auf) |
| | 9d Phyllit (1110 m) | 4/16 | 270/13 | 144/68 | 9 | 191/57 | Aufschiebung nach Norden |
| | 9e Vulkanitschiefer (1125 m) | 332/72 | 70/03 | 160/04 | 22 | 200/55 | Transpression (dextral, S ab) |
| Strajacher Gr. | 10 Kf-Augengneis | 64/50 | 312/18 | 200/49 | 12 | 189/79 | Transpression (sinistral, S ab) |
| Drauzug-Südrandstörung: | | dextrale Transpression: Badbach (2b); sinistrale Seitenverschiebung: Badbach (2a, 2c), Tuffbach (6); sinistrale Transpression: Pallaser Bach (8a). | | | | | |
| Gailtalkristallin: | | dextrale Seitenverschiebung: Schwendereck (5a), Pallaser Bach (8c); dextrale Transpression: Obergailbach (7a), Pallaser Bach (8b); sinistrale Transpression: Archerlebach (9a), Strajacher Graben (10). | | | | | |
| Periadriatisches Lineament: | | dextrale Transpression: Archerlebach (9c, 9e); sinistrale Seitenverschiebung: Hollbruck (1), Leiten (3), Seebach (4b), Archerlebach (9b); sinistrale Transpression: Seebach (4a), Schwendereck (5b), Obergailbach (7b); Aufschiebung nach Norden: Archerlebach (9d). | | | | | |
| * SZB Scherzonengrenze (<i>shear-zone boundary</i> , Hauptscherfläche). | | | | | | | |

5.2.3. Ergebnisse der Paläospannungsanalyse

Für die Untersuchung des Spannungsfeldes am Periadriatischen Lineament wurden Messungen aus den Bereichen Hollbruck, Leiten, Seebach, Schwendereck, Obergailbach und Archerlebach verwendet (Tab. 18; Abb. 69).

Die Auswertung der Harnischflächen und -striemungen ergibt für die innerhalb der Kataklastenzone liegenden Gesteinskörper, wie Tonalitscherkörper und Grödener Sandsteinlamellen, übereinstimmend sinistrale Transpression (Abb. 69, Diagr. 1, 3, 4 und 5). Dies entspricht einer Schrägaufschiebung des Paläozoikums der Karnischen Alpen (südlicher Gesteinskörper) nach Nord-

osten auf die polymetamorphe Gesteinssequenz des Gailtalkristallins (nördlicher Gesteinskörper). Die Störungsflächen bzw. die Scherzonengrenzen streichen mit 80° bis 100° und stehen saiger (Einfallswerte 80–90°). Nach Süden zu überlagern die Scherflächen (C-Flächen) die für das südalpine Paläozoikum in diesem Bereich typische mittelsteile Lagerung der Schieferungsflächen und des sedimentären Flächengefüges (190–200/45–55) (siehe auch Kap. 3.2.).

Der Schwerpunktvektor der größten Hauptnormalspannung σ_1 liegt bei 55/03, σ_2 bei 137/45 und σ_3 (Extensionsrichtung) bei 311/54.

Für die Drauzug-Südrandstörung liegen Harnischmessungen aus den Bereichen Badbach, Tuffbach

und Pallaser Bach der Auswertung zugrunde. Die Störungszone zeichnet sich im Untersuchungsbereich durch vorwiegend sinistrale Seitenverschiebungen ohne nennenswerte Aufschiebungskomponente aus, was in guter Übereinstimmung mit den Ergebnissen von WALLBRECHER & FRITZ (1989) steht. Die Scherzongrenze streicht 60 bis 90° und steht saiger. Der Schwerpunktvektor von σ_1 taucht sehr flach nach Nordosten (38/10), σ_2 steil nach Südosten (152/53) und σ_3 flach nach Westen (272/28) ab.

In beiden Fällen steht das ermittelte Paläospannungsfeld im Widerspruch zur aktuellen NNW–SSE-Orientierung der σ_1 -Achsen, ermittelt von AHORNER (1978), und im Widerspruch zu dem Bewegungssinn der jüngsten Lateralversätze, z. B. nahe Sillian (siehe Kap. 5.1.2.). Offensichtlich spiegelt dieses Paläospannungsfeld konservierte Strukturen einer früheren sinistralen Deformationsphase (K_3) wider.

Innerhalb des Gailtalkristallins ist dextrale Transpression vorherrschend. Abhängig von der Einfallsrichtung der Scherzongrenze bewirkt dieses Spannungsregime eine Schrägabschiebung des Nordblockes nach Osten bzw. eine Schrägaufschiebung des Südblockes nach Westen (Abb. 69, Diagr. 8b und 8c). In diesem Bereich zwischen der Drauzug-Südrandstörung und dem Periadriatischen Lineament sensu stricto häufen sich die markanten Lineamente mit dextralem Lateralversatz (K_4 ; Abb. 69, Diagr. 3). Im Unterschied zum Periadriatischen Lineament sensu stricto mit einer sinistralen Hauptversatzrichtung gibt es auch Anzeichen für dextrale Transpression, speziell innerhalb der Tonalitlamellen (Abb. 69, Diagr. 7 und 9).

Eine plausible Erklärung für die Heterogenität der Meßergebnisse wäre eine Überlagerung zweier gegensätzlicher Schersysteme verschiedenen Alters. Die ältere sinistrale Seitenverschiebung (K_3), bestätigt durch sinistrale synthetische RIEDEL-Brüche (z. B. die Drautallinie), erfaßte das gesamte Gebiet vom Drauzug-Permomesozoikum über das Gailtalkristallin bis zum Paläozoikum der Karnischen Alpen in gleicher Weise. Relikte dieser Deformationsphase sind an den Rändern der Megascherzone erhalten. Die nachfolgende dextrale Scherung (K_4) am reaktivierten Periadriatischen Lineament, assoziiert mit den oben erwähnten dextralen synthetischen RIEDEL-Brüchen, beschränkte sich weitgehend auf das Gailtalkristallin, wo sie mit Phylloniten und diaphthoritischen Granatglimmerschiefern eher inkompetente Gesteine vorfand.

5.2.4. Vergleich zwischen Paläospannungsanalyse und rezenter Seismizität

Das Periadriatische Lineament ist noch immer eine aktive seismogenetische Zone (STEINHAUSER, 1980). In diesem Abschnitt wird die mögliche Beziehung zwischen rezenter Seismizität und der Paläoseismizität hergestellt. Wichtige Beben im Untersuchungsgebiet bzw. dessen näherer Umgebung waren:

- Villach, 25. Januar 1348 ($I_0 = 10^\circ$ MSK, $M = 6.5$);
- Villach, 4. Dezember 1690 ($I_0 = 9^\circ$ MSK, $M = 6.2$);
- Kartitsch, 27. Mai 1862 ($I_0 = 6.5^\circ$ MSK, $M = 4.4$);
- Friaul, 6. Mai 1976 ($I_0 = 9\text{--}10^\circ$ MSK, $M = 6.5$);
- Friaul, 15. September 1976 ($I_0 = 9^\circ$ MSK, $M = 6.2$).

Bei den genannten Erdbeben lagen die Hypozentren in 6 bis 12 km Tiefe ($I_0 =$ Epizentralintensität, MSK = MEDVED-DEV-SPONHEUER-KARNIK-Skala, $M =$ Erdbebenmagnitude

nach RICHTER, 1958; Daten aus DRIMMEL, 1980, und FIEGWEIL, 1979).

Die P-Achsen der Herdflächenlösungen (*fault-plane solutions*) für die Friaulbeben stimmen mit einer NNW–SSE orientierten Hauptspannungsrichtung überein (Abb. 70). Aufgrund von Untersuchungen des Herdmechanismus (*focal mechanism*) wird eine flach nach NNW einfallende Scherfläche angenommen, die eine Unterschiebung des Südblockes bewirkt (MÜLLER, 1977; GEBRANDE et al., 1978). Da die Scherfläche WSW–ENE streicht und damit senkrecht zur maximalen Kompressionsrichtung liegt, sind Auf- und Abschiebungen (*dip-slip dislocations*) vorherrschend (AHORNER, 1978).

Die Orientierung der maximalen Hauptnormalspannung σ_1 , berechnet aus den Harnischmessungen innerhalb des Gailtalkristallins mit überwiegend dextraler Seitenverschiebungskomponente (K_4), weicht geringfügig von σ_1 ab, abgeleitet aus den Herdflächenlösungen des Friaulbebens am 6. Mai 1976 (Abb. 70). Klar erkennbar ist eine NW–SE orientierte, subhorizontale größte Hauptnormalspannung σ_1 , die zu starker Einengung mit einem untergeordneten dextralen Lateralversatz auf subvertikalen, WNW–ESE bis W–E streichenden Störungsflächen führte. Die geringe Abweichung zwischen σ_1 der Herdflächenlösung des Friaulbebens und σ_1 der ANGELIER-MECHLER-Harnischauswertung läßt sich problemlos mit einer regionalen Variation der Spannungsrichtungen im seismotektonischen Regime erklären, wenn man bedenkt, daß die Epizentren der beiden Friaulbeben ca. 35 km vom Periadriatischen Lineament entfernt liegen.

Die rezente größte Hauptnormalspannung σ_1 in Mitteleuropa zeigt im Mittel eine NW–SE- bis NNW–SSE-Orientierung (145°), abgeleitet aus Herdflächenlösungen, In-situ-Spannungsmessungen und Bohrlochausbrüchen (Abb. 71; AHORNER, 1978; AHORNER et al., 1983; ZOBACK et al., 1989). Folglich sind die jüngsten dextralen transpressiven Bewegungen der Kataklysephase K_4 innerhalb der altangelegten duktilen Scherzone mit dem rezenten Spannungsfeld in Mitteleuropa korreliert. Dieses Spannungsfeld diente in historischer Zeit als Auslöser größerer Erdbeben an der Gailtallinie und im nahegelegenen Friaulgebiet.

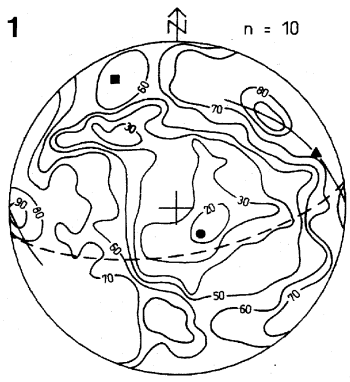
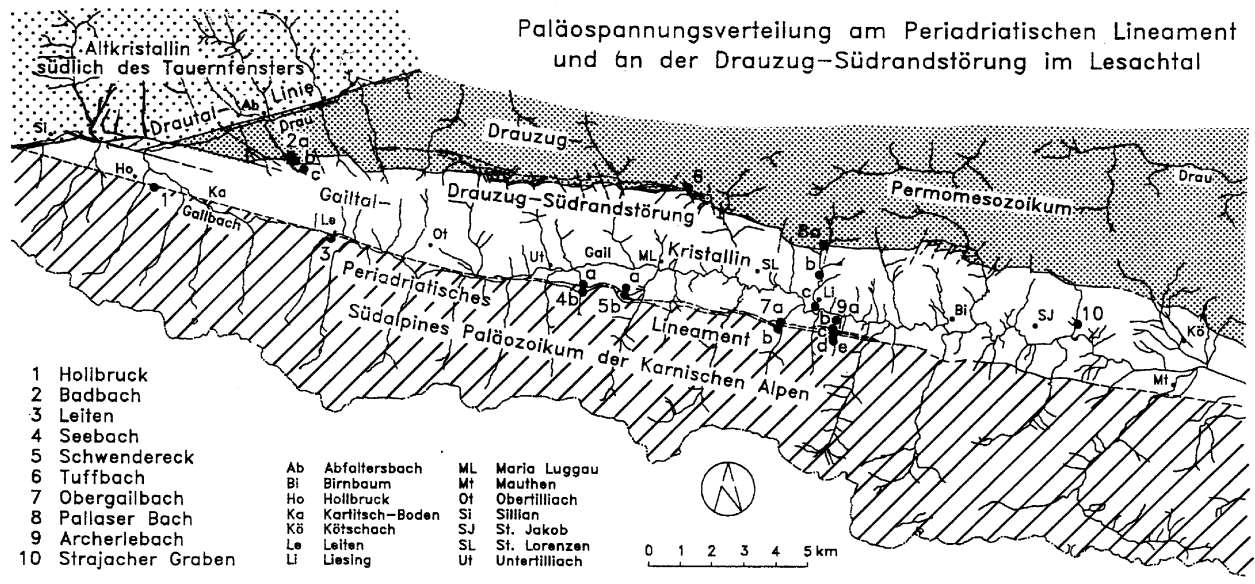
5.3. Abschätzung der spröden Versatzbeträge

Diese Abschätzung basiert ausschließlich auf empirischen Beziehungen (z. B. SIBSON, 1975; OTSUKI, 1978; HULL, 1988). Die Versatzbeträge aus der Lineamentanalyse wurden bereits in Kap. 5.1.2. dargestellt. Die Versatzrichtungen während der Kataklysephasen wurden in Kap. 5.1.2. und 5.2.3. ermittelt (K_3 , K_4) bzw. postuliert (K_1 , K_2). Die Ermittlung der quantitativ wesentlich geringeren Scherweiten während der duktilen Deformation wurde bereits in Kap. 4.3.4. vorgenommen. Es gibt eine Reihe von Faktoren, die das Ergebnis maßgeblich beeinflussen, quantitativ jedoch nicht exakt zu fassen sind (siehe Kap. 4.3.4.). So kann nur eine ungefähre Größenordnung für den Versatzbetrag ermittelt werden, was allerdings für die Entwicklung eines geodynamischen Modells durchaus ausreichend ist.

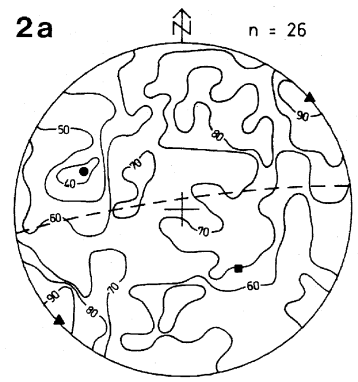
5.3.1. Allgemeine Kataklysezonen

Zu Kataklysezonen sind die Drauzug-Südrandstörung, das Periadriatische Lineament sensu stricto und sämtliche kristallininternen bruchhaften Scherzonen zu rech-

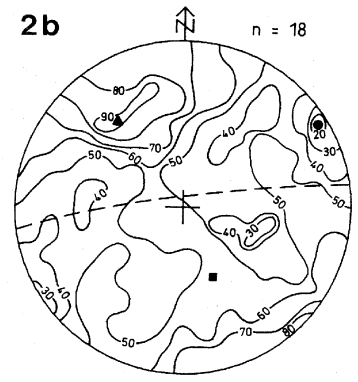
Paläospannungsverteilung am Periadriatischen Lineament und an der Drauzug-Südrandstörung im Lesachtal



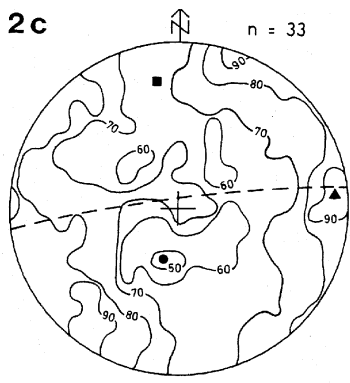
Hollbruck : Tonalit



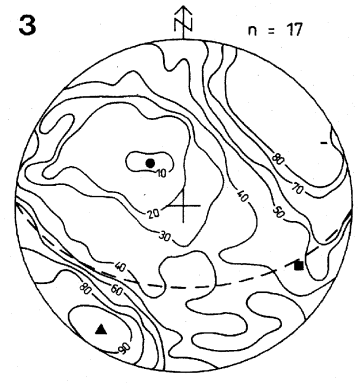
Badbach : Permoskyth-Sandstein (N)



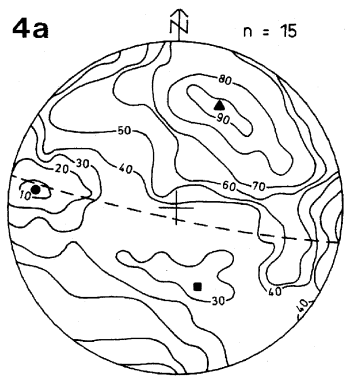
Badbach : Permoskyth-Sandstein (S)



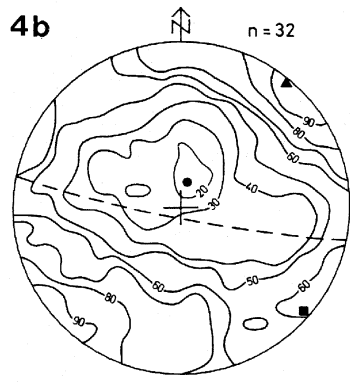
Badbach : Kataklasit (Gaittalkristallin)



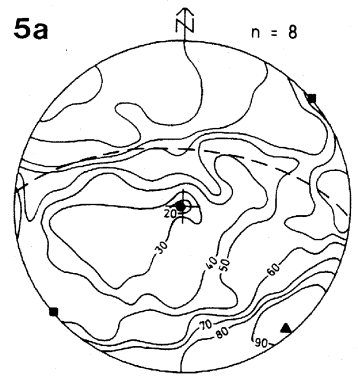
Leiten : Tonalit - Kataklasit



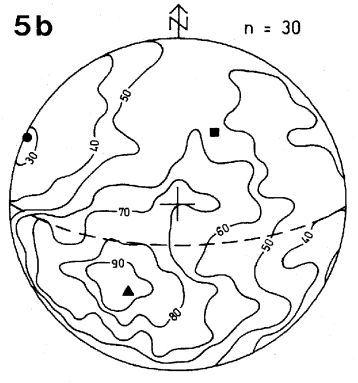
Seebach : Tonalit - Kataklasit



Seebach : Tonalit



Schwendereck : Bi-Mu-Gneis



Schwendereck : Tonalit

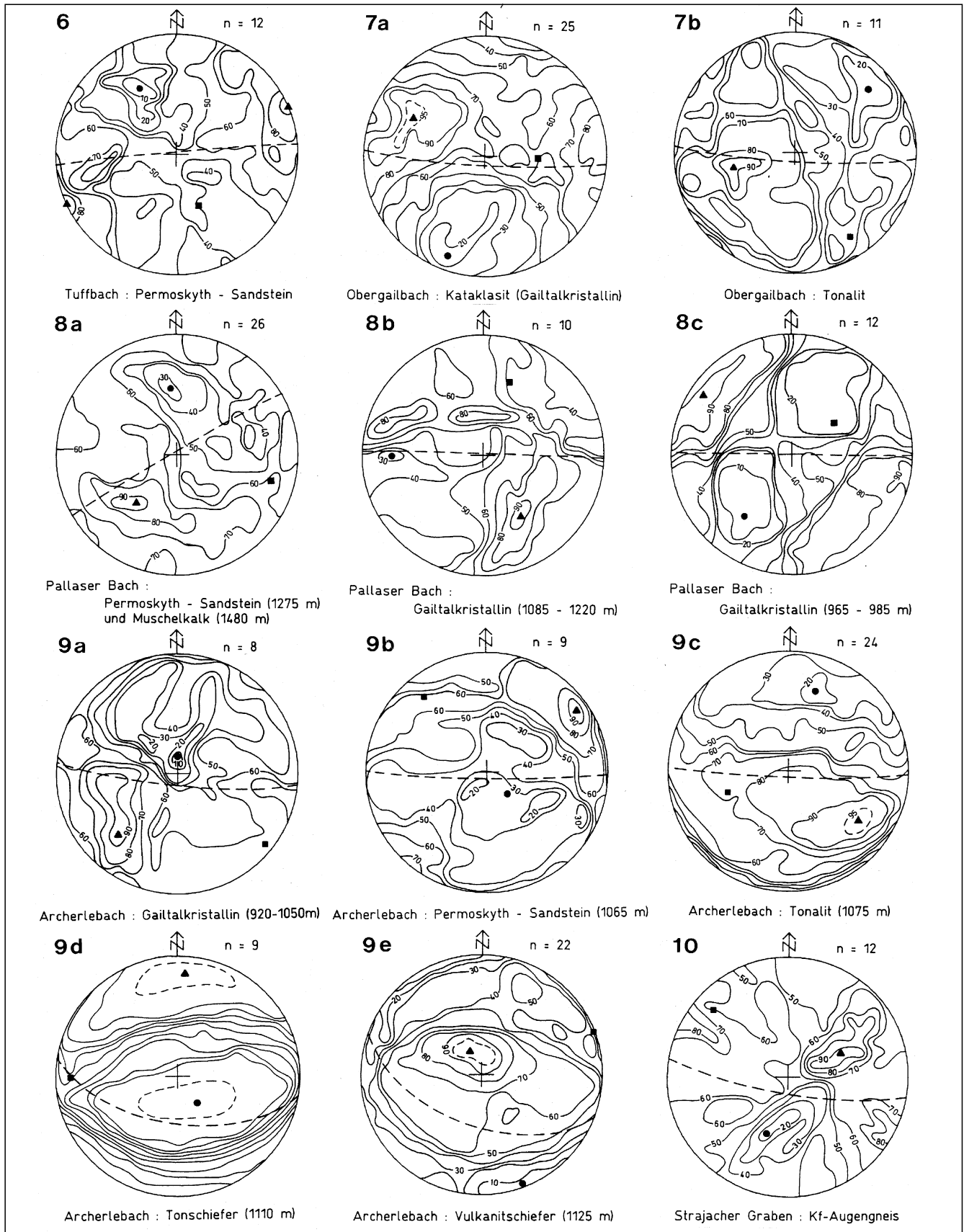


Abb. 69. Paläospannungsverteilung am Periadriatischen Lineament und an der Drauzug-Südrandstörung nach der Methode von ANGELIER & MECHLER (1977). Die größte Hauptnormalspannung σ_1 liegt im Maximum (Dreiecke), die kleinste Hauptnormalspannung σ_3 (Extensionsrichtung) im Minimum (Punkte) und σ_2 senkrecht zu beiden (Quadrate). Diese Daten sprechen für zwei kinematische Ereignisse gegensätzlicher Bewegungsrichtung im weiteren Einflusbereich des Periadriatischen Lineamentes.

Paleostress distribution along the Periadriatic Lineament and Drau Range Southern Fault after the method of ANGELIER & MECHLER (1977). The maximum density indicates the first principal stress axis σ_1 (triangles), the minimum density the extensional direction σ_3 (dots). σ_2 (squares) lies perpendicular to σ_1 and σ_3 . These data show evidence for two kinematic events with opposite sense of shear along the Periadriatic Lineament area.

Abb. 70.

Paläospannungsanalyse (a) nach ANGELIER & MECHLER (1977) für die jüngste bruchhafte Deformation (K_4) im Vergleich mit der Herdflächenlösung (b) des Erdbebens von Friaul am 6. Mai 1976 (nach MÜLLER, 1977; GEBRANDE et al., 1978).

Die Harnischmessungen stammen aus dem Gailtalkristallin (vgl. Abb. 69, Diagramme 5a, 7a, 8b und 8c; σ_1 als Dreiecke, σ_3 als Punkte). Es wird angenommen, daß alle Daten einem einzigen, mehr oder weniger homogenen Spannungsfeld zugeschrieben werden können. Klar ersichtlich ist die starke kompressive Komponente, begleitet von einer untergeordneten dextralen Blattverschiebungskomponente. In beiden Fällen stimmt die Kompressionsrichtung mit der NNW-SSE bis NW-SE orientierten größten Hauptnormalspannung überein.

PL = Orientierung des Periadriatischen Lineamentes; Kompressionsachse $P = \sigma_1$; Tensionsachse $T = \sigma_3$; 1. Nodallinie (Störungsfläche) durchgezogen, 2. Nodallinie (Hilfsfläche) gestrichelt; Kompressionsquadranten schattiert, Dilatationsquadranten weiß; SCHMIDT-Netz, untere Lagenkugelprojektion (aus SPRENGER & HEINISCH, 1992).

Paleostress analysis (a) according to ANGELIER & MECHLER (1977) for the youngest brittle deformation (K_4) in comparison with the fault-plane solution (b) of the Friuli earthquake on May 6, 1976 (after MÜLLER, 1977; GEBRANDE et al., 1978).

Slickenside striation data are from the Gailtal metamorphic basement (compare Fig. 69, diagrams 5a, 7a, 8b, and 8c; triangles = σ_1 , dots = σ_3). It is assumed that they are all due to one, more or less homogeneous stress field. Clearly visible is the strong compressional component accompanied by subordinate dextral strike-slip dislocation. In both cases the compressional axis corresponds to a NNW-SSE to NW-SE tectonic stress orientation.

PL = orientation of the Periadriatic Lineament; compressional axis $P = \sigma_1$; tensional axis $T = \sigma_3$; first nodal line (fault plane) = continuous line, second nodal line (auxiliary plane) = dashed line; compressional quadrants shaded; dilatational quadrants white; equal-area projection of the lower focal hemisphere (from SPRENGER & HEINISCH, 1992).

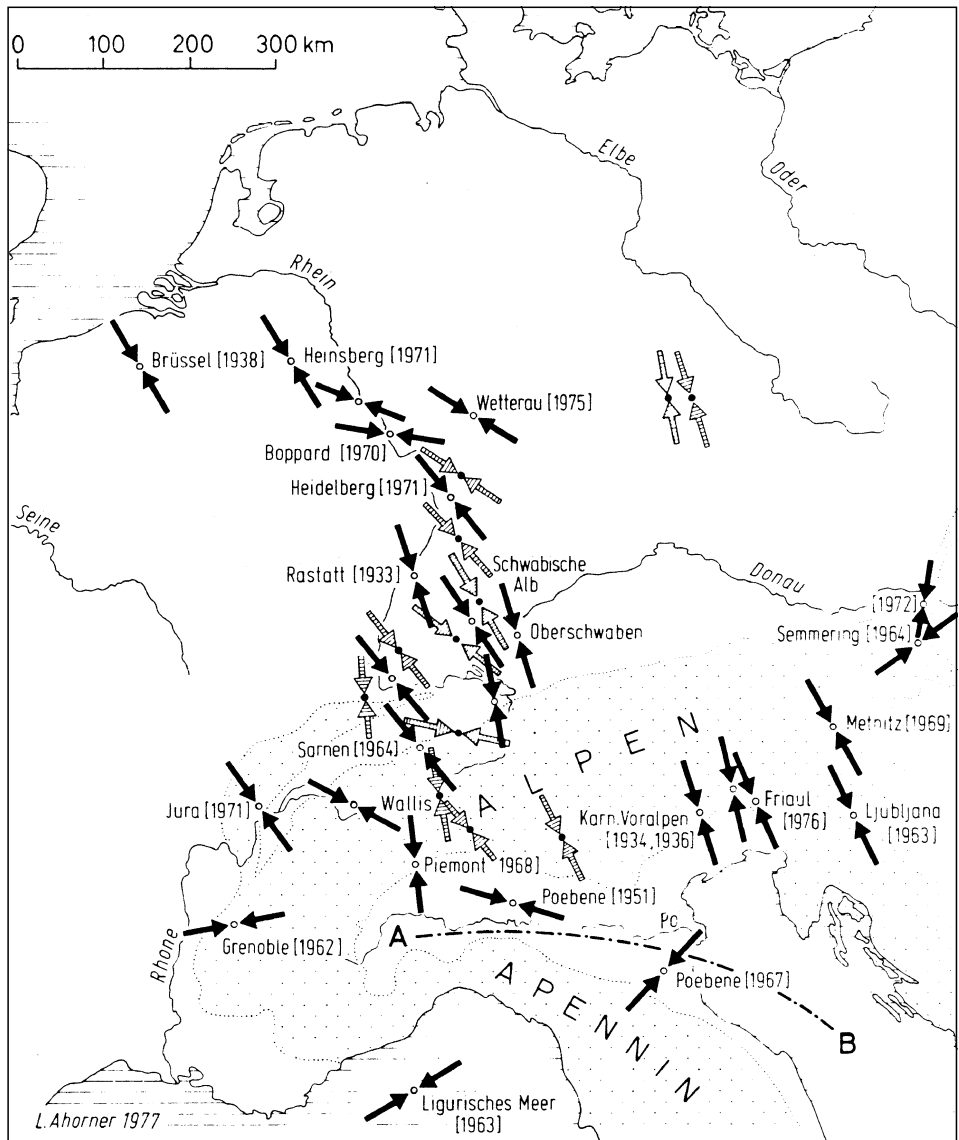
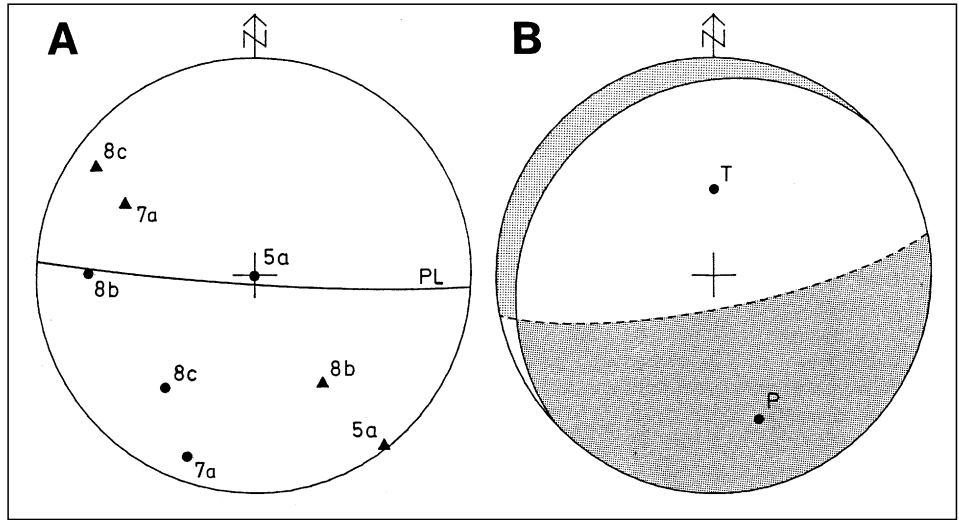


Abb. 71.

Richtung der rezenten größten Hauptnormalspannung in Mitteleuropa. Das Spannungsfeld ist abgeleitet aus Herdflächenlösungen (schwarze Pfeile), In-situ-Spannungsmessungen und Bohrlochausbrüchen (schraffierte Pfeile; aus AHORNER, 1978); im Mittel ergibt sich für σ_1 eine subhorizontale NW-SE- bis NNW-SSE-Orientierung (145°), die klar mit dem Spannungsfeld zu korrelieren ist, das aus den jüngsten dextralen transpressiven Bewegungen am Periadriatischen Lineament (K_4) abgeleitet wurde.

Direction of the recent maximum principal stresses in Central Europe.

The stress field is derived from fault-plane solutions (solid arrows), in-situ stress measurements, and borehole breakouts (hatched arrows; from AHORNER, 1978); for σ_1 , an average NW-SE to NNW-SSE orientation (145°) is shown, which clearly correlates with the stress field derived from the youngest dextral transpressive movements at the Periadriatic Lineament (K_4).

nen. Das Periadriatische Lineament nimmt wegen der beteiligten friktionellen Aufschmelzung eine Sonderstellung ein.

Die Berechnungen von OTSUKI (1978) und HULL (1988) beruhen beide auf einer empirischen Beziehung zwischen Scherzonenmächtigkeit (*thickness*) T und Scherweite (*displacement*) D. Die Abschätzung des Versatzbetrages von OTSUKI (1978) lautet:

$$\log D = 1.01 \log T + 1.78. \quad (5.1)$$

Eine weitere Möglichkeit beruht auf der für Katakklasezonen modifizierten Beziehung von HULL (1988), die bereits in Kap. 4.3.4. vorgestellt wurde:

$$D = bT^a \quad (5.2)$$

Der Exponent a beträgt für Katakklasite 0.97 und für Pseudotachylite 1.73, die Konstante b liegt bei 63 für Katakklasite und bei 7277 für Pseudotachylite. Es ergibt sich damit für bruchhafte Scherzonen eine lineare Korrelation von Mächtigkeit und Versatz mit einem mittleren Verhältnis von 63, für duktile Scherzonen nur ein Verhältnis von 2.1 (siehe Kap. 4.3.4.). Die Anwendung auf sehr mächtige Scherzonen ist problematisch, da bruchhafte Scherzonen immer inhomogen deformiert werden. Die Ränder bruchhafter Deformationszonen zeigen wahrscheinlich Verformungshärtung, weshalb die Scherzonenmächtigkeit anwächst, die Katakklase führt aber auch zu einer Kornverkleinerung bzw. Verformungsschwächung, und es können hohe Verformungsbeträge in diesem Gesteinsmehl akkumulieren (MITRA, 1984).

Für das bis 800 m mächtige Periadriatische Lineament sensu stricto (gemessen im Archerlebach) mit kontinuierlichem Übergang zum mechanisch intakten Kristallin kann ein Versatzbetrag von 41 km (nach HULL, 1988) bzw. 52 km (nach OTSUKI, 1978) abgeschätzt werden. Für die bis 150 m mächtige Drauzug-Südrandstörung (gemessen im Badbach) sind es entsprechend 8.1 bzw. 9.5 km. Das Gaitalkristallin ist jedoch nicht nur in den Randbereichen, sondern in der gesamten Breite von einer Vielzahl bis 100 m mächtiger Katakklasezonen durchzogen. Wenn man annimmt, daß sich sämtliche kristallininternen Katakklasezonen zwischen Periadriatischem Lineament sensu stricto und Drauzug-Südrandstörung auf ca. 30 % der Gesamtmächtigkeit des verbleibenden Gaitalkristallins belaufen, errechnet sich ein zusätzlicher Versatzbetrag von ca. 38 bis 57 km (nach HULL, 1988) bzw. ca. 47 bis 73 km (nach OTSUKI, 1978) während der Spröddeformation.

Insgesamt kann man nach HULL (1988) ca. 100 km und nach OTSUKI (1978) ca. 120 km während der Sprödverformung in geringer Krustentiefe annehmen. Unberücksichtigt bleibt dabei allerdings, daß sich sinistrale und dextrale bruchhafte Scherbewegungen abwechselten und die jüngsten bruchhaften Bewegungen überwiegend NNW-gerichtete Aufschiebungen waren. Allerdings enthalten auch die jüngsten Bewegungen, wie die Lineamentanalyse zeigt, noch eine dextrale Bewegungskomponente von mindestens 8.5 km (siehe Kap. 5.1.2.).

5.3.2. Katakklasezonen mit Pseudotachyliten

Pseudotachylite treten nur entlang des Periadriatischen Lineamentes sensu stricto auf (siehe auch Kap. 7.). Aus der Anwesenheit von Pseudotachyliten, einem Produkt intensiver seismischer Aktivität, kann man auf eine Katakklase mit sehr hohen Verschiebungsbeträgen schließen. SIBSON (1975) versuchte erstmals, die Mächtigkeit von Pseudotachylitgängen zur empirischen Abschätzung der Bewegungsweiten zu verwenden. Als Untersuchungsobjekte

fungierten dünne Pseudotachylitbänder im Lewisischen Gneis der Äußeren Hebriden, für die er folgende Beziehung erarbeitete:

$$D = 436 T^2 \quad (5.3)$$

mit D als Versatzbetrag und T als Mächtigkeit des Pseudotachylits (gemessen in cm). Eine ähnliche, auch für Katakklasezonen mit friktioneller Aufschmelzung verwendbare Beziehung von HULL (1988) wurde bereits in Kap. 5.3.1. erwähnt.

Bei dem 12 m mächtigen Pseudotachylitkörper von Leiten handelt es sich um ein Akkumulat mehrerer Aufschmelzungsphasen mit einem hohen Ultrakatakklasanteil. Geht man von einem Pseudotachylitanteil im Schliffbereich von ca. 25 bis 30 Vol.-% aus, aufgeteilt auf eine Vielzahl cm-mächtiger Pseudotachylitbänder, ergibt sich ein minimaler Scherbetrag von 1.3 bis 1.7 km (nach SIBSON, 1975) bzw. 750 bis 900 m (nach HULL, 1988). Da es sich um exponentielle Beziehungen handelt, spielt die Mächtigkeit der einzelnen Pseudotachylitgämgchen eine bedeutende Rolle und es kann nicht, wie bei den normalen Katakklasezonen, näherungsweise über die Gesamtmächtigkeit integriert werden. Nimmt man 5 cm mächtige Pseudotachylitgämgchen an, erhöht sich der Versatzbetrag auf 6.5 bis 8.7 km (nach SIBSON, 1975) bzw. 2.4 bis 3.2 km (nach HULL, 1988).

Für eine 7 cm mächtige Pseudotachylitlage im Tonalit des Seebachprofils kann man einen Scherbetrag von ca. 200 m (nach SIBSON, 1975) bzw. ca. 70 m (nach HULL, 1988) abschätzen, falls dieser Pseudotachylit während eines einzigen Ereignisses gebildet wurde. Für die Pseudotachylite im Grödener Sandstein des Archerlebaches errechnet sich ein Versatzbetrag von ca. 17 bis 40 m (nach SIBSON, 1975) bzw. ca. 8 bis 17 m (nach HULL, 1988).

Die Pseudotachylite werden nach der Gefügeanalyse den ältesten bruchhaften Deformationsphasen K₁ und K₂ mit vermutlich dextralem Bewegungssinn zugeordnet (siehe Kap. 7.3.). Die subhorizontale Scherweite, abgeleitet aus dem Pseudotachylitkörper von Leiten, liegt bei 2.4 bis 8.7 km. Dieser Wert erscheint eher zu gering, vergleicht man die für Erdbeben üblichen hohen seismischen Verformungsraten (*coseismic strain rates*) um $\dot{\epsilon} = 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ (SCHOLZ, 1988) und seismischen Gleitraten (*coseismic slip rates*) von $v = 0.1$ bis 2 m s^{-1} (SIBSON, 1986). Der Versatz während der Sprödverformung erhöht sich damit mindestens auf 110 bis 130 km.

5.4. Zusammenfassung

Phänomene bruchhafter Deformation zeigen ein deutliches Maximum im Kontaktbereich zum Drauzug-Permesozoikum und südalpinen Paläozoikum. Sie belegen ebenfalls eine starke kompressive Komponente mit einer jedoch deutlichen Lateralkomponente. Katakklase und friktionelle Aufschmelzung (Pseudotachylitbildung) sind die vorherrschenden Deformationsmechanismen entlang der steilstehenden transpressiven Störungsflächen des Periadriatischen Lineamentes. Die hier aufgeschlossenen Gesteine sind nach HEITZMANN (1985) als Katakklasite im engeren Sinne zu bezeichnen.

Nach der Intrusion der Tonalitkörper am Periadriatischen Lineament können vier spröde bzw. spröd-duktiler Deformationsereignisse mit wechselnden Paläospannungsrichtungen unterschieden werden. Zwei Phasen mit Pseudotachylitbildung fanden unter spröd-duktilen Bedingungen statt und sind vermutlich als dextrale Blattverschiebungen zu deuten (K₁, K₂). Ihnen folgten zwei

transpressive spröde Bewegungsakte mit deutlicher Vertikalkomponente. Diese verursachten eine relative Hebung des südalpinen Paläozoikums gegenüber dem Gailtalkristallin und dem Drauzug-Permomesozoikum (K_3 , K_4).

Diese jüngsten kataklastischen Ereignisse wurden mit Hilfe der TM-Satellitenbildinterpretation und der Paläospannungsanalyse untersucht. Die kinematische Interpretation zeigt eine polyphase Ereignisfolge von Sprödverformungen innerhalb eines komplexen regionalen Bruchmusters. Rechtslaterale, transpressive Scherbewegungen spät- bis postmiozänen Alters (K_4) überlagern linkslaterale transpressive Scherbewegungen frühmiozänen Alters (K_3). Die dextralen Bewegungen sind auf das Gebiet des Gailtalkristallins beschränkt. Die Spuren der etwas älteren sinistralen Scherung sind in den Randbereichen der Megascherzone erhalten, nämlich an der Drauzug-Südrandstörung und am Periadriatischen Lineament sensu stricto. Die jüngsten Kataklaseereignisse K_3 und K_4 , dokumentiert in der Lineamentauswertung und Paläospannungsanalyse, sind gut überliefert und es besteht offensichtlich eine Beziehung zur rezenten seismischen Aktivität, die in Erdbeben in historischer Zeit zum Ausdruck kommt. Die geotektonische Hauptphase am Periadriatischen Lineament, charakterisiert durch großräumige Lateralbewegung und Pseudotachylitbildung, fand jedoch wahrscheinlich schon vorher statt (K_1 , K_2 ; HEINISCH & SPRENGER, 1988).

Die Hauptbewegungen am Periadriatischen Lineament sensu lato liefen allem Anschein nach unter überwiegend spröden bis spröd-duktilen Verformungsbedingungen ab. Es wurde ein spröder Versatzbetrag von ca. 100 bis 120 km am Periadriatischen Lineament, an der Drauzug-Südrandstörung und innerhalb des Gailtalkristallins abgeschätzt. Für den duktilen und bruchhaften Verformungsanteil, einschließlich der friktionellen Aufschmelzung am Periadriatischen Lineament sensu stricto, ergibt sich ein ungefähre Gesamtversatzbetrag von 110 km bis

130 km, ein Wert, der sehr gut mit der aus faziellen Vergleichen resultierenden dextralen Scherweite von 120 km, beschrieben von TOLLMANN (1977a), korrespondiert.

Unter progressiven spröden Deformationsbedingungen wurden die häufig auftretenden Harnische gebildet, auf denen die Paläospannungsanalyse basiert. Sie ergab eine Lage der Kompressionsachse σ_1 in NE-SW-Richtung und eine Lage der Extensionsachse σ_3 in NW-SE-Richtung für das Deformationsereignis K_3 . Die Achse der mittleren Hauptnormalspannung σ_2 steht nahezu senkrecht, wie es typisch für Seitenverschiebungen ist. Für K_4 liegt σ_1 in NE-SW-, σ_2 in NW-SE-Richtung und σ_3 ist subvertikal orientiert.

Die ANGELIER-MECHLER-Daten bilden jedoch vor allem K_3 (sinistral) ab. K_4 (dextral) läuft auf intrakristallinen Scherbahnen ab, lokal sind auch das Periadriatische Lineament sensu stricto und die Drauzug-Südrandstörung betroffen. K_3 entspricht dem rezenten Spannungszustand auf der Adriatischen Mikroplatte, K_4 dem rezenten Spannungsfeld in den Ostalpen (AHORNER, 1978).

Paläospannungsanalyse und mikrokinematische Auswertung semiduktiler Knickfalten und spröder RIEDEL-Flächen führten zu einem übereinstimmenden Ergebnis für die Kinematik der bruchhaften Verformung im gesamten untersuchten Gailtalkristallinabschnitt. Nahe der Drauzug-Südrandstörung und nahe dem Periadriatischen Lineament herrscht Kompression mit sinistraler Lateralkomponente (K_3), im Gailtalkristallin und am Periadriatischen Lineament sensu stricto Kompression mit dextralem Versatz (K_4).

Als plausible Erklärungsmöglichkeit bietet sich die Überlagerung zweier gegenläufiger, unterschiedlich alter Schersysteme an, wobei die ältere sinistrale Seitenverschiebungsphase (K_3) im gesamten Gailtalkristallin, einschließlich dem Einflusbereich des Periadriatischen Lineamentes sensu stricto und der Drauzug-Südrandstörung, wirksam war und von der dextralen Seitenverschiebungsphase (K_4) überlagert wurde.

6. Geochemie

Die geochemischen Untersuchungen dienen der Ermittlung bzw. Bestätigung des Magmencharakters und der geotektonischen Position der Tonalite, wie sie in mehreren Modellen in der Literatur (z. B. BATCHELOR & BOWDEN, 1985; HARRIS et al., 1986) bereits vorgestellt wurden. Anhand der chemischen Zusammensetzung wird eine zeitliche Einstufung des magmatischen Ereignisses versucht und, daraus resultierend, die Eichung der tektonischen Phasen vorgenommen.

Von einem weitgehend homogenen Ausgangsgestein ausgehend sollen kataklasebedingte Alterationen und Stoffmobilisationen ermittelt werden. Falls möglich, sollen verschiedene Mobilitätsphasen herausgearbeitet werden, wobei es sich als schwierig herausstellte, eine Unterscheidung zwischen sich mobil und immobil verhaltenden Elementen vorzunehmen.

Für die geochemische Fragestellung der Stoffverschiebung in den Tonaliten kamen nur sehr gut aufgeschlossene Profile durch den Lesachtalpluton in Betracht. Hier boten sich das Schwendereckprofil (17 Proben) und das Seebachprofil (16 Proben) an. Zusätzlich wurde der Lesachtalpluton über seine gesamte Länge und der Hollbruckpluton stichprobenartig untersucht (insgesamt 21 Proben),

um mögliche Trends in deren geochemischer Ausgangszusammensetzung zu erkunden.

6.1. Methodik

Im Gelände wurden in Abhängigkeit von der Korngröße des Gesteines 3 bis 5 kg möglichst frisches Material entnommen. Die Proben wurden in einer Gesteinspresse zerkleinert, um die Kontamination möglichst gering zu halten. Die verbliebene Verwitterungsrinde und Kluftbestege wurden von Hand entfernt, die Probenmasse mit dem Probenteiler auf ca. 50 g reduziert und anschließend in einer Scheibenschwingmühle mit WIDIA-Mahleinsätzen gemahlen (Korngröße ca. 50 μm).

6.1.1. Analytik der Haupt- und Spurenelemente mit der WDRFA

Nach Entfernung der Bergfeuchte (12^h im Trockenschrank bei 110°C) wurde der Glühverlust (*loss of ignition*, LOI) bestimmt (2^h im Glühofen bei 950°C). Bei der Schmelztablettenherstellung wurde das geglühte Pulver im Verhältnis 1 : 4 (WDRFA, TU Garching) bzw. 1 : 2

(WDRFA, Univ. München) mit Lithiumtetraborat gemischt und im Induktionsschmelzofen bei 1100°C geschmolzen. Es wurden zwei komplette Sätze à 64 Schmelztabletten in verschiedenen Mischungsverhältnissen hergestellt, um Vergleichsmessungen zu ermöglichen.

Ein Probensatz wurde an einem halbautomatischen, wellenlängendispersiven Röntgenfluoreszenz-Analysesystem (WDRFA) auf 10 Haupt- und Nebenelemente (SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃ als Gesamteisen, MnO, MgO, CaO, Na₂O, K₂O, P₂O₅) sowie 11 Spurenelemente (Cr, Co, Ni, Zn, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Ba, Th) analysiert. Durch den Glühvorgang wurde Fe²⁺ oxidiert, und darum wird im folgenden Fe nur als Gesamteisen angegeben. Das Meßprogramm wurde mit der WDRFA der TU Garching vom Typ PHILIPS Röntgenspektrometer PW 1410 von R. BEIDERBECK (bei M. SATIR) erstellt. Wegen auftretender Instabilitäten am Sinus-θ-Potentiometer wurden bis zu fünf Messungen pro Probe durchgeführt, um den meßtechnischen Fehler einzugrenzen. Mit dem Sequenz-Röntgenspektrometer SIEMENS SRS 303 AS des Institutes für Allgemeine und Angewandte Geologie (IAAG, Univ. München) wurden von K. WEBER-DIEFENBACH in einigen Fällen Nachmessungen der Haupt- und Nebenelemente vorgenommen.

6.1.2. Analytik der REE mit der ICP-AES

Für die Messung der Seltenerdelemente (*rare-earth elements*, REE) mit der Atomemissionsspektrometrie mit induktiv gekoppelter Plasmaanregung (*inductively coupled plasma atomic emission spectrometry*, ICP-AES) wurde mit 0.2 g geglühtem Pulver ein Königswasser-Druckaufschluß (2 ml HNO₃ + 5 ml HF) bei einer Temperatur von 170°C und einem Druck von 10 bis 12 kb im Autoklaven durchgeführt. Nach Abrauchen des Königswassers wurde der Rückstand mit Salzsäure aufgenommen. Anschließend wurden die REE im Ionenaustauscher angereichert und die bei der Messung störenden Matrixelemente (Mg, Al, Ca, Fe, etc.) weitgehend eluiert und verworfen.

Bei den 64 Proben wurden am ICP-AES des IAAG (Univ. München) vom Typ JY 38 Plus Version III der Fa. INSTRUMENTS S. A. alle 14 natürlich vorkommenden REE von K. PASCHERT gemessen. Die Nachweisgrenzen (*detection limits*, DL) wurden wie folgt festgelegt:

$$DL = \frac{2 \cdot SD \cdot C}{\Delta I} \quad (6.1)$$

mit SD als absoluter Standardabweichung von 10 Messungen zum Blindwert (5 %ige HNO₃), mit C als Konzentration des Standards und mit $\Delta I = I - I_0$, wobei I die Intensität des Standards und I₀ die Intensität des Blindwertes darstellen. Die REE-Nachweisgrenzen liegen bei: La 0.81, Ce 15, Pr 27, Nd 13, Sm 16, Eu 0.85, Gd 7.14, Tb 4.6, Dy 2.8, Ho 3.5, Er 2.2, Tm 1.68, Yb 0.26 und Lu 0.18 µg/l. Die Analyseergebnisse von Pr, Tb, Ho und Tm sind erfahrungsgemäß nur mit großer Vorsicht interpretierbar.

Zum Zeitpunkt der Messungen lagen keine Kontrollmessungen anderer Benutzer vor. Um die Zuverlässigkeit der Anlage und vor allem der Aufbereitung wenigstens ansatzweise zu überprüfen, wurden verschiedene Kontrollmessungen durchgeführt. Diese Messungen setzen sich aus Blindproben (nur Säuren, kein Probenpulver), einer Kontrolle des Einflusses des Mahlvorganges (WIDIA-Mahleinsätze) mit gereinigtem und geglühtem Seesand pro analysi und Kontrollmessungen mit der Neutronenaktivierungsanalyse sowie deren Auswertung durch H. STARK (Institut für Radiochemie, TU Garching) zusammen.

Tabelle 19.

Blindtest und Kontrolle des Mahlvorganges (Messungen in ppm).
Blank test and control of the grinding operation (concentrations in ppm).

| Probe | Fe | Lu | Yb | Y | Ce | Ba |
|-------|-------|------|------|------|-------|-------|
| S1 | 43.18 | | 0.12 | 1.18 | 6.78 | |
| S2 | 28.27 | | 0.04 | 0.28 | 8.97 | 242.9 |
| S3 | 22.29 | 0.04 | | 0.49 | 10.88 | 137.7 |

S1 Seesand, ungemahlen; S2 Seesand, gemahlen;
S3 Blindtest (kein Probenmaterial zugegeben).

6.1.2.1. Blindtest und Kontrolle des Mahlvorganges und Aufschlußverfahrens

Zur Kontrolle der Probenaufbereitung mit der WIDIA-Scheibenschwingmühle und zur Kontrolle des Königswasseraufschlusses und der anschließenden REE-Anreicherung im Ionentauscher dienten Blindproben und Vergleichsmessungen mit ungemahlenem und gemahlenem reinem Seesand pro analysi (Tab. 19).

Lu und Yb liegen unter der Nachweisgrenze. Für die gemessenen Gehalte von Fe, Y, Ce und Ba besteht die Möglichkeit einer Kontamination durch Säuren oder Verunreinigungen im Ionentauscher. Die Gehalte liegen jedoch im 10 %-Bereich bezüglich der Meßwerte der in dieser Arbeit gemessenen Gesteinsproben und erschienen deshalb tolerierbar. Bei der Aufbereitung in der WIDIA-Scheibenschwingmühle war keine merkliche Beeinflussung der REE-Konzentrationen zu verzeichnen (Vergleich S₁/S₂, Tab. 19). Grundsätzlich lassen sich Kontaminationen durch vorher gemahlene Gesteinsproben nicht ausschließen, wie das Beispiel Ba zeigt, von dem sich deutliche Konzentrationen in der Blindprobe nachweisen ließen. Zusätzlich bleibt anzumerken, daß die für WIDIA-Mahleinsätze spezifischen Elemente wie W, Co und Ta an der ICP-AES nicht gemessen wurden und damit die Ergebnisse an der ICP-AES auch nicht verfälschen konnten.

6.1.2.2. Kontrollmessungen mit der INAA

Bei der Instrumentellen Neutronenaktivierungsanalyse (*instrumental neutron activation analysis*, INAA) an der TU Garching handelt es sich um eine etablierte Meßmethode, welche zuverlässige Ergebnisse erwarten ließ. In Tab. 20 sind die INAA-Ergebnisse den ICP-AES-Ergebnissen gegenübergestellt. Wo keine ICP-AES-Messungen vorlagen, wurden diese durch WDRFA-Meßwerte ergänzt. Dieser Vergleich kann jedoch nur einen Anhaltspunkt für die Zuverlässigkeit der ICP-AES-Messungen geben, da die Arbeit keine methodische Zielsetzung hatte und darum die Probenanzahl für Vergleichsmessungen gering gehalten wurde.

Bei den REE fällt auf, daß die ICP-AES für beide Proben merklich geringere Konzentrationen mißt. Bei La, Ce, Nd und Lu sind die ICP-AES-Meßwerte gegenüber den INAA-Meßwerten um etwa die Hälfte reduziert. Aber auch die WDRFA-Meßwerte weichen teilweise erheblich von den INAA-Werten ab. So liegen für Fe, Co und Nb die WDRFA-Elementkonzentrationen höher, für Cr und Zr niedriger. Die Differenz in den Analyseergebnissen ist aller Wahrscheinlichkeit nach auf die Verwendung unterschiedlicher Gesteinsstandards zurückzuführen. Die INAA ist weitgehend unbeeinflusst von Matrixeffekten, während diese bei WDRFA und ICP-AES eine wesentliche Rolle spielen. Trotz Matrixkorrektur führen die Matrixeffekte

Tabelle 20.
INAA-Kontrollmessungen (in ppm).
INAA control measurements (in ppm).

| Probe | Fe [%] | Sc | Cr | Co | Zr | Nb | Cs | Th | | La | M |
|-----------------|-----------|-----|----|----|-----|------|------|-----|------|----|----|
| | | | | | | | | C | H | | |
| 87081 (INAA-1) | 2.4 | 9.1 | | 34 | | 7.9 | 17.0 | | 11.0 | 40 | 28 |
| 87081 (INAA-2) | 2.4 | 9.2 | 60 | 34 | 305 | 7.4 | 17.0 | 17 | 11.0 | 42 | 31 |
| 87081 (ICP-AES) | 3.0 | | 57 | 41 | 203 | 12.0 | | <18 | | 24 | |
| 88007 (INAA-1) | 2.8 | 7.1 | 23 | 10 | 210 | 3.1 | 9.2 | 14 | 5.6 | 38 | 27 |
| 88007 (INAA-2) | 2.9 | 7.3 | 23 | 10 | 240 | 4.2 | 8.6 | 14 | 5.1 | 40 | 29 |
| 88007 (ICP-AES) | 3.8 | | 14 | | 198 | 10.0 | | | | 23 | |

| Probe | Ce | Nd | Sm | Eu | Yb | Lu | Hf | Ta | | W | |
|-----------------|-----|----|----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|
| | | | | | | | | C | H | | |
| 87081 (INAA-1) | 75 | | 33 | 5.7 | 0.8 | 3.4 | 0.7 | 1.4 | 1.3 | 1.1 | 120 |
| 87081 (INAA-2) | 100 | 40 | 24 | 5.8 | 0.8 | 3.4 | 0.7 | 1.4 | 1.2 | 1.0 | 120 |
| 87081 (ICP-AES) | 61 | | 26 | 5.5 | 0.7 | 2.9 | 0.3 | | | | |
| 88007 (INAA-1) | 82 | 25 | 43 | 4.7 | 1.2 | 2.8 | 0.5 | 1.4 | 0.9 | 0.7 | 50 |
| 88007 (INAA-2) | 80 | 35 | 35 | 4.7 | 1.2 | 2.9 | 0.5 | 1.7 | 0.8 | 0.7 | 46 |
| 88007 (ICP-AES) | 44 | | 17 | 3.4 | 0.9 | 1.8 | 0.3 | | | | |

R Relativstandardauswertung, M Monostandardauswertung, C Computerauswertung, H Handauswertung
WDRFA-Messungen (TU Garching) kursiv ergänzt.

dort zu einer systematischen Beeinflussung der Elementkonzentrationen. Bei den mit der WDRFA ermittelten Spurenelementen ist die Abweichung nicht sehr groß. Bei den mit der ICP-AES gemessenen REE ist die Differenz größer. Zur geochemischen Klassifikation von Genese und Mobilitätsverhalten werden aber in erster Linie die relativen Elementkonzentrationen in Form von REE-Verteilungsmustern bzw. Elementkonzentrationsverhältnissen beurteilt. So sind die divergierenden Analyseergebnisse für die vorliegende Arbeit von geringer Relevanz.

6.1.3. Datenerfassung und Datenverarbeitung

Von den 64 untersuchten Gesteinsproben entfallen 54 Proben auf Tonalite, Granodiorite und davon abzuleitende Pseudotachylite. Für diese Proben wurden die Korrelationskoeffizienten berechnet und in einer Korrelationsmatrix dargestellt (Anhang, Tab. D.4). Je Probe gingen 36 geochemische Variable (10 Haupt- und Nebenelemente, 11 Spurenelemente, 14 REE und LOI) und ein visuell ermittelter, semiquantitativer Verformungsparameter (siehe Kap. 6.4.5.1.) in die Auswertung ein. Die Datenverwaltung erfolgte mit dem Tabellenkalkulationsprogramm LOTUS 1-2-3, die Auswertung mit dem Statistikprogramm SPSS/PC+ auf IBM-kompatiblen PCs. Die kompletten Analysenwerte sind in Anhang D zusammengestellt.

Für sämtliche Gesteinsanalysen wurden folgende signifikanten Spurenelementverhältnisse berechnet: Ba/Rb, Ba/Sr, K/Rb, Rb/Sr, Rb/Y, Rb/Zr, (La/Lu)_{cn}, (La/Sm)_{cn}, (Gd/Lu)_{cn}, (Eu/Sm)_{cn} und (Eu)_{cn}/(Eu*) (cn *chondrite normalized*, chondritnormiert; LREE *light REE*, leichte REE; HREE *heavy REE*, schwere REE; siehe auch Kap. 6.2.4. und Kap. 6.3.). Die Spurenelementverhältnisse haben folgende Bedeutung für petrogenetische Fragestellungen granitoider Gesteine:

- Ba/Rb: Abnahme bei zunehmender magmatischer Differentiation (EL BOUSEILY & EL SOKKARY, 1975; VON GIZYCKI, 1977);
- Ba/Sr: Zunahme bei zunehmender magmatischer Differentiation (EL BOUSEILY & EL SOKKARY, 1975; VON GIZYCKI, 1977);
- K/Rb: Abnahme bei zunehmender magmatischer Differentiation (Fraktionierung, Anreicherung von Rb; BELLINI et al., 1981); Unterscheidung konkordanter und diskordanter Granitoide (SCHROLL, 1976);
- Rb/Sr: Petrogenetische Aussagen über Schmelzbildung und magmatische Differentiation (HEINISCH, 1980);
- Rb/Y, Rb/Zr: Diskriminanten für die Trennung von Syn- und Postkollisionsgraniten; es kann bei dieser Fragestellung auch das Verhältnis Rb/(HREE) verwendet werden (HARRIS et al., 1986);
- (La/Lu)_{cn}: LREE/HREE-Verhältnis für Aussagen über die Fraktionierung der REE (CULLERS & GRAF, 1984); kommt in der Steigung des REE-Musters zum Ausdruck. Es finden auch die Verhältnisse (La/Yb)_{cn} (BELLINI et al., 1981) und (Ce/Yb)_{cn} (DEUTSCH, 1984) für diese Fragestellung Verwendung;
- (La/Sm)_{cn}: Fraktionierung der LREE (BELLINI et al., 1981);
- (Gd/Lu)_{cn}: Fraktionierung der HREE; hierfür kann auch das Verhältnis (Tb/Yb)_{cn} verwendet werden (BELLINI et al., 1981);
- (Eu/Sm)_{cn}: Abschätzung der Eu-Anomalie (CULLERS & GRAF, 1984); ebenfalls zur Beurteilung der Heterogenität/Homogenität von Granitoiden verwendet (Eu bevorzugt in Plagioklas und Alkalifeldspat, ähnlich Sr; BELLINI et al., 1981);

$(Eu)_{cn} / (Eu^*)$: Abschätzung der Eu-Anomalie (DEUTSCH, 1984); $(Eu^*) = [(Sm)_{cn} (Gd)_{cn}]$.

Zur Berechnung der CIPW-Norm (CROSS, IDDINGS, PIRSON & WASHINGTON, 1902) wurde das PC-Programm von D. KREJCI und H. SCHMID (Univ. Tübingen) verwendet. In die Berechnung gehen auch Elemente ein, deren Mobilität bei Alterationsprozessen bekannt ist (siehe auch Kap. 6.4.). So ist das häufige Auftreten von normativem Korund auf den alterationsbedingten Verlust an Alkali- und Erdalkalielelementen zurückzuführen. Da die Verwendung von Normen bei alterierten Gesteinen sehr problematisch ist, wurden sie aus der Klassifikation und Interpretation weitgehend ausgeklammert. Der Vollständigkeit halber sind die CIPW-normierten Konzentrationen im Anhang D ergänzt.

Die Chondritnormierung der REE erfolgte nach der Empfehlung von TAYLOR & MCLENNAN (1985), welche sich weitgehend an der Normierung von MASUDA et al. (1973) auf Basis der Zusammensetzung des LEEDEY-Chondriten orientiert. Folgende Elementkonzentrationen fanden für die Normierung Verwendung: La 0.367; Ce 0.957; Pr 0.137; Nd 0.711; Sm 0.231; Eu 0.087; Gd 0.306; Tb 0.058; Dy 0.381; Ho 0.0851; Er 0.249; Tm 0.0356; Yb 0.248 und Lu 0.0381 ppm,

6.2. Klassifikation der Tonalite

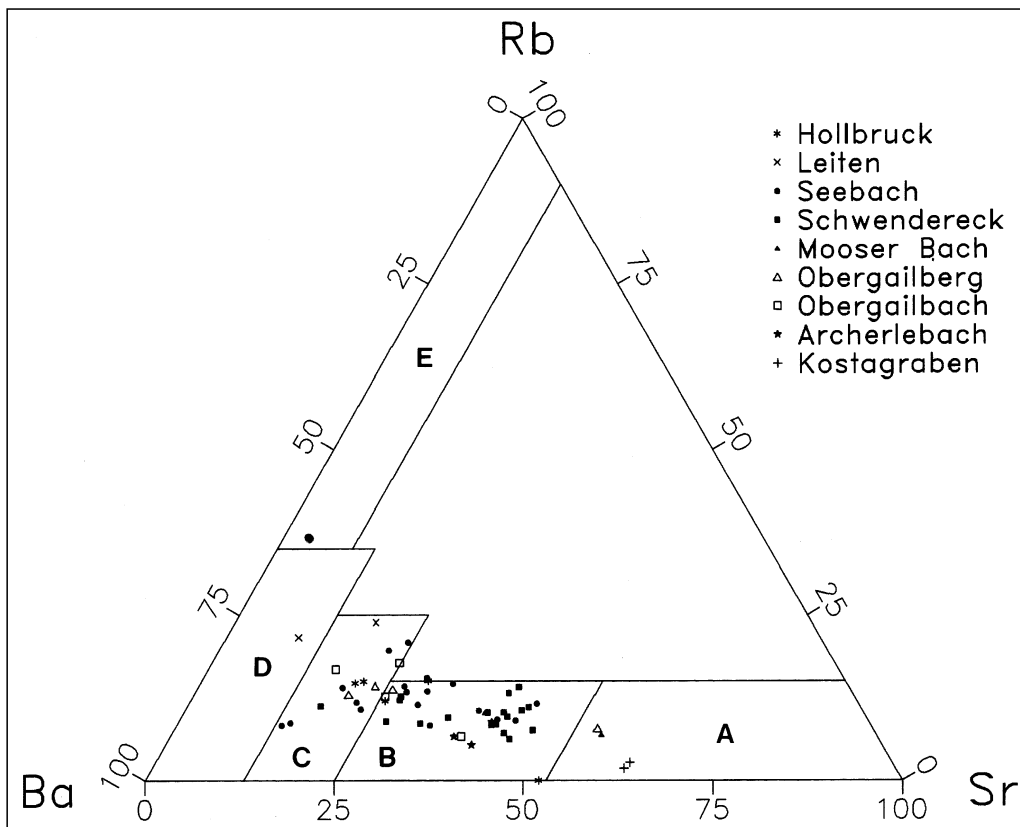
Im folgenden wird die exakte petrologische Bezeichnung der bearbeiteten Gesteine anhand ihrer geochemischen Zusammensetzung ermittelt, unter Beachtung des petrographischen Befundes. Anschließend wird auf den spezifischen Magmentyp und die aus der geochemischen Zusammensetzung resultierende tektonomagmatische Position der Gesteine eingegangen. Außerdem wird versucht, das Alter der Magmatite aus dem Vergleich der chemischen Zusammensetzungen mit isotopengeochronologisch bearbeiteten Plutonitkörpern einzugrenzen.

Als Grundlage für diese Untersuchungen dienten die Haupt- und Spurenelementgehalte von 54 Proben aus dem Hollbruck- und Lesachtalpluton sowie von zwei Proben aus Ganggesteinen des Kostagrabens.

6.2.1. Nomenklatur

Zur Klärung der Nomenklatur wurden die Dreiecksdiagramme von EL BOUSEILY & EL SOKKARY (1975), GLIKSON (1979) und STRECKEISEN (1976) herangezogen. Nach EL BOUSEILY & EL SOKKARY (1975) handelt es sich bei den Magmatiten bei Hollbruck und im Lesachtal um Quarz- und Granodiorite bis anomale Granite (Abb. 72). Nach GLIKSON (1979) weisen die Meßwerte, abgesehen von der starken Streuung, auf einen tonalitisches bis granodioritisches Charakter hin (Abb. 73). Nach STRECKEISEN (1976) handelt es sich vorwiegend um Granodiorite bis Quarz-Monzodiorite (Abb. 74). In dieser Arbeit wird für die beiden periadriatischen Intrusiva die bereits in der Literatur eingeführte Bezeichnung „Tonalit“ weiterverwendet, die für einen Großteil der untersuchten Gesteine zutreffend ist. Die Variation liegt innerhalb der normalen Streuung der Gesteine in ähnlicher geotektonischer Position, wie z.B. der Granitoide des Vedrette di Ries und Adamello (vgl. VON GIZYCKI, 1977; BELLINI et al., 1981; DUPUY et al., 1982).

Die Ganggesteine im Kostagraben weisen einen abweichenden Chemismus auf. Nach EL BOUSEILY & EL SOKKARY (1975) haben sie dioritische bzw. andesitische Zusammensetzung. Nach GLIKSON (1979) sind es K-arme Tonalite bzw. Quarzandesite, nach STRECKEISEN (1976, 1980) Quarzdiorite bzw. Andesite. Für die Ganggesteine werden daher die in der Literatur eingeführten Bezeichnungen „Tonalit-“ oder „Malchitgang“ durch „Andesitgang“ ersetzt. Nach der petrographischen Bearbeitung handelt es sich um dichte, graugrüne Vulkanite, die keinerlei Anzeichen eines reliktschen Plutonitgefüges erkennen lassen.



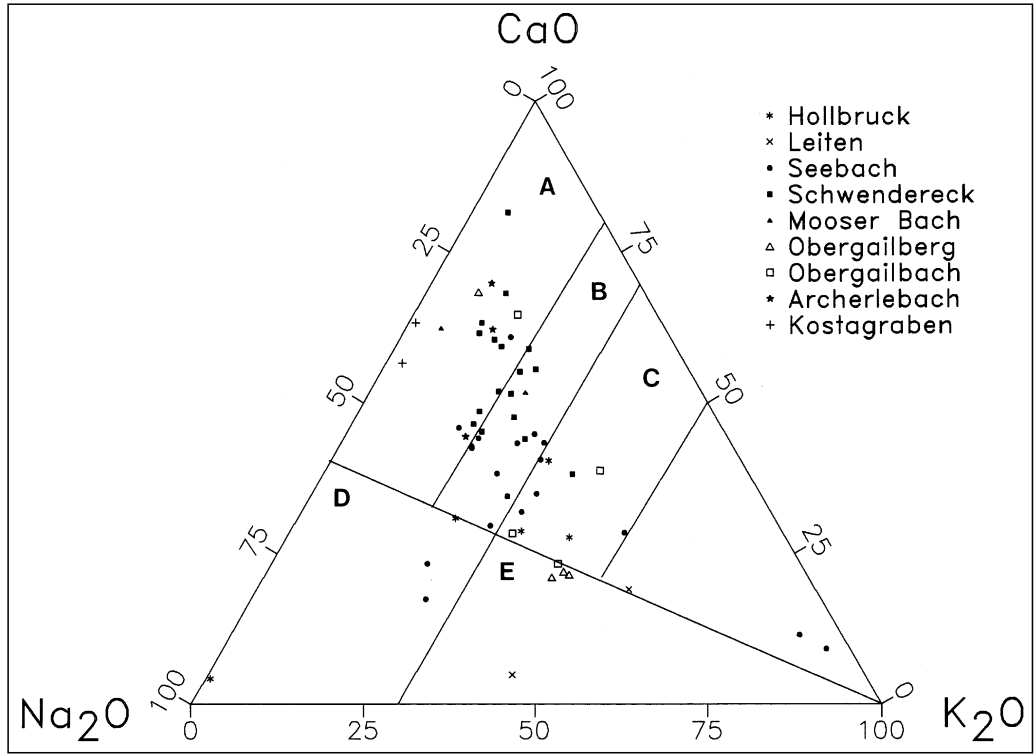
6.2.2.

Charakterisierung des Magmentyps

Die Unterscheidung zwischen S-Typ und I-Typ wurde nach BOWDEN et al. (1984) im

Abb. 72.
Rb – Ba – Sr-Konzentrationsdreieck nach EL BOUSEILY & EL SOKKARY (1975). Die untersuchten Proben konzentrieren sich auf die Felder B und C, mit einem klaren Maximum in B.
A = Diorite; B = Quarz- und Granodiorite; C = anomale Granite; D = normale Granite; E = hochdifferenzierte Granite.
Ternary relation Rb – Ba – Sr after EL BOUSEILY & EL SOKKARY (1975).
The investigated granitoids concentrate on the sectors B and C, with a clear maximum in B.
A = diorites, B = quartz diorites and granodiorites; C = anomalous granites; D = normal granites; E = strongly differentiated granites.

Abb. 73.
CaO – Na₂O – K₂O-Konzentrationsdreieck nach GLIKSON (1979).
Die untersuchten Proben konzentrieren sich auf die Felder A bis C, die Mehrheit ist als Tonalit bis Granodiorit zu bezeichnen.
A = Tonalite; B = Granodiorite; C = Adamellite; D = Trondhjemite; E = Granite.
Ternary relation CaO – Na₂O – K₂O after GLIKSON (1979).
The investigated granitoids concentrate on the fields A, B, and C, the majority of samples are tonalites and granodiorites.
A = tonalites; B = granodiorites. C = adamellites; D = trondhjemites; E = granites.



Q-A-P-Dreieck nach STRECKEISEN (1976) durchgeführt. Die Tonalite nehmen fast ausschließlich das Feld der I-Typ-Granite ein (Abb. 74). Hierzu muß jedoch angemerkt werden, daß für das STRECKEISEN-Diagramm die Konzentrationen über die CIPW-Norm berechnet wurden. Bei der Berechnung des normativen Mineral-

bestandes ist zu berücksichtigen; daß aufgrund mehrphasiger Deformation und Metamorphose damit in Verbindung stehende Stoffmobilisationen eine Verstellung der primären Na-, K- und Ca-Konzentration be-

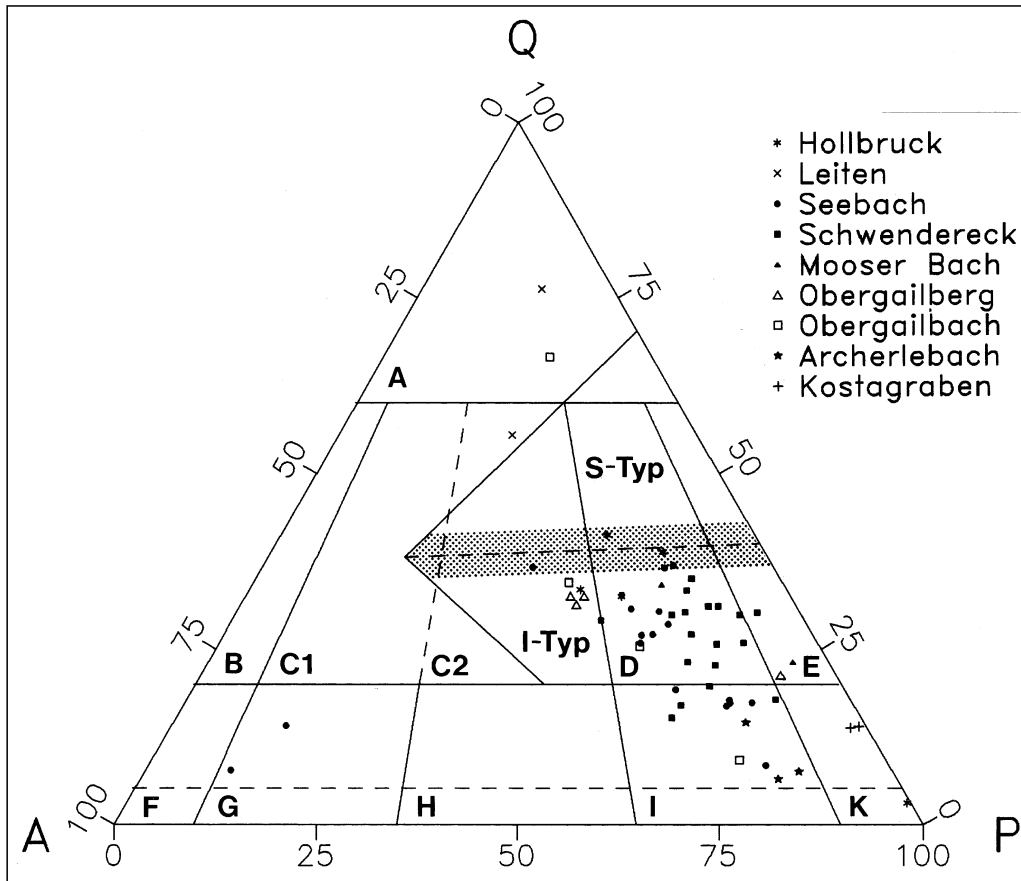


Abb. 74.
Q-A-P-Dreiecksdiagramm nach STRECKEISEN (1976) mit der Verteilung der A-, S- und I-Typ-Granite des Lachlan-Faltengürtels in SE-Australien nach BOWDEN et al. (1984).
Die untersuchten Gesteine zeigen eine gute Übereinstimmung mit I-Typ-Graniten des Lachlan-Faltengürtels. Der Überlappungsbereich der S- und I-Typ-Granite ist gestrichelt. Klassifikation und Nomenklatur nach STRECKEISEN (1976; 1980).
A = quarzreiche Granitoide; B = Alkaligranit; C1 = Syenogranit; C2 = Monzogranit; D = Granodiorit; E = Tonalit; F = Alkalisyenit; G = Syenit und Quarzsyenit; H = Monzonit und Quarzmonzonit; I = Monzodiorit; Quarz-Monzodiorit; Monzogabbro und Quarz-Monzogabbro; K = Diorit (Andesit) und Gabbro (Basalt).
QAP diagram after STRECKEISEN (1976) with the modal areas of the A-type; S-type; and I-type granitic rocks from the Lachlan fold belt; South-East Australia after BOWDEN et al. (1984).

The analyzed rocks show good concordance with I-type granites from the Lachlan fold belt. The dotted region between I and S fields denotes the degree of overlap of granitic compositions with contrasting sources. Classification and nomenclature after STRECKEISEN (1976; 1980).
A = quartz-rich granitoids; B = alkali feldspar granite; C1 = syenogranite; C2 = monzogranite; D = granodiorite; E = tonalite; F = alkali feldspar syenite; G = syenite and quartz syenite; H = monzonite and quartz monzonite; I = monzodiorite; quartz monzodiorite; monzogabbro; and quartz monzogabbro; K = diorite (andesite) and gabbro (basalt).

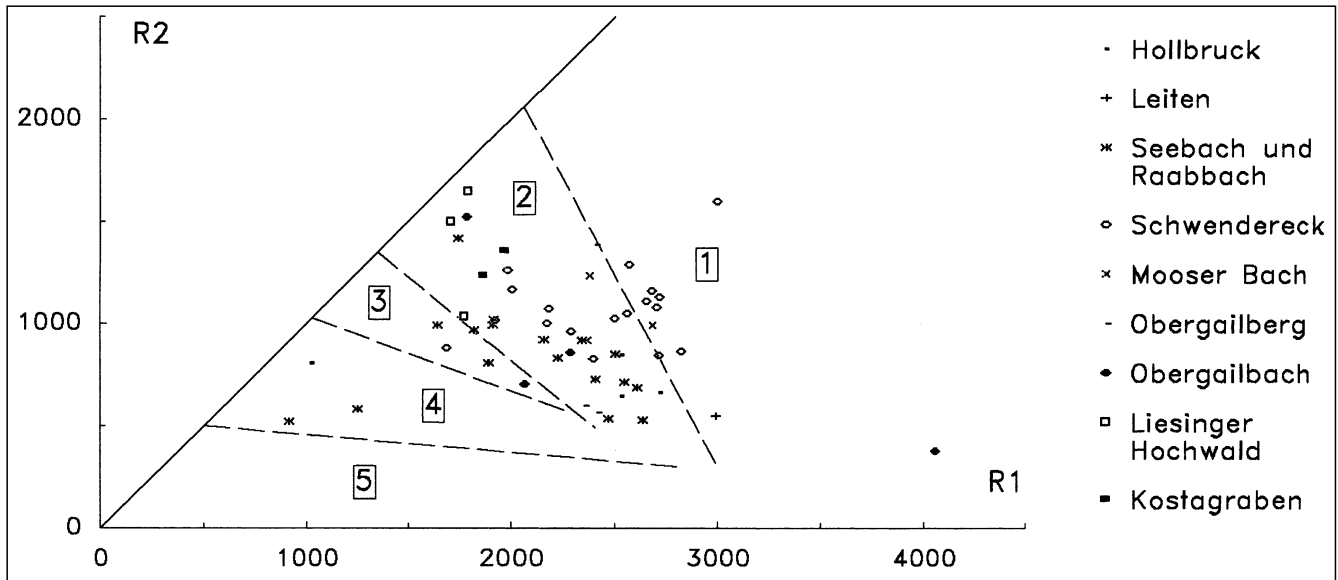


Abb. 75.

R_1 - R_2 -Klassifikationsdiagramm nach DE LA ROCHE et al. (1980) mit der tektonomagmatischen Gliederung nach PITCHER (1982) und BATCHELOR & BOWDEN (1985).

Die untersuchten Proben liegen im Feld des Präkollisionsstyps; 1 = Mantel-Plagiogranit (M-Typ); 2 = Magmatismus destruktiver aktiver Plattengrenzen (Präkollisions-; Subduktionsregime; Kordillere-I-Typ); 3 = kaledonische Plutone (Postkollisions-; Hebungsregime; Kaledoniden-I-Typ); 4 = subalkaline Plutone (spätorogen); 5 = alkaliner/peralkaliner Magmatismus (anorogen bis postorogen; A-Typ); 6 = anatektischer Magmatismus (synorogen; S-Typ; kristale Schmelzen); bei R_1 und R_2 handelt es sich um multikationische Parameter: $R_1 = 4\text{Si}-11(\text{Na}+\text{K})-2(\text{Fe}+\text{Ti})$; $R_2 = 6\text{Ca}+2\text{Mg}+\text{Al}$.

R_1 - R_2 multicationic diagram after DE LA ROCHE et al. (1980) with tectonomagmatic divisions postulated by PITCHER (1982) and BATCHELOR & BOWDEN (1985). The analyzed samples plot into the field of pre-plate collision magmatites: 1 = mantle plagiogranite (M-type); 2 = destructive active plate margin (pre-plate collision; Cordilleran I-type); 3 = Caledonian "permitted" plutons (post-collision uplift; Caledonian I-type); 4 = sub-alkaline plutons (late-orogenic); 5 = alkaline/peralkaline magmatism (anorogenic to post-orogenic; A-type); 6 = anatectic magmatism (syn-orogenic; S-type; crustal melts); R_1 and R_2 are multicationic parameters: $R_1 = 4\text{Si}-11(\text{Na}+\text{K})-2(\text{Fe}+\text{Ti})$; $R_2 = 6\text{Ca}+2\text{Mg}+\text{Al}$.

wirken können und damit eine leicht veränderte Position im Diagramm zur Folge haben.

Diese Stoffwanderung bei den Alkali- und Erdalkalielelementen; vor allem durch die Umbildung der Feldspatphasen, ist vermutlich auch die Ursache der hohen Streuung in den Diagrammen. Da jedoch die Klassifikation der Tonalite nach den Spurenelementgehalten mit derjenigen nach den Hauptelementkonzentrationen weitgehend übereinstimmt und die Darstellung im STRECKEISEN-Diagramm plausible Ergebnisse liefert, kann man davon ausgehen, daß die abgelaufenen Stoffmobilisationen in einem weitgehend geschlossenen System stattgefunden haben. Die getroffene Zuordnung wird zudem durch die bereits besprochenen geotektonischen Klassifikationsdiagramme bestätigt (siehe Kap. 6.2.3.).

Nach TAYLOR & MCLENNAN (1985) sprechen auch petrographische Kennzeichen, wie die Anwesenheit von Hornblende oder die Seltenheit von Muscovit, für einen I-Typ-Granit. Widersprüchlich ist das Auftreten von Granat. Er kann jedoch als Residualphase interpretiert werden, die auf eine hohe Entstehungstiefe (>60 km) hinweist (TAYLOR & MCLENNAN, 1985), oder, wie bereits erwähnt, als Anzeichen für Krustenkontamination während des Aufstieges gedeutet werden. Diese Entscheidung ist jedoch mit den zur Verfügung stehenden Methoden nicht zu treffen. Weiters sind die große Streubreite der SiO_2 -Konzentrationen (50.4–77.2 Gew.-%), die niedrigen K/Na-Verhältnisse und die niedrigen Cr-Konzentrationen des Lesachtal- und Hollbruck-Tonalits für I-Typ-Granite typisch. I-Typ-Granite sind außerdem im Vergleich zu S-Typ-Graniten durch eine stärkere REE-Fraktionierung, ausgedrückt durch ein hohes La/Yb-Verhältnis, und eine deutliche negative Eu-Anomalie gekennzeichnet. Das La/Yb-Verhältnis von 14.5 für Lesachtal- und Hollbruck-Tonalit ist für I-Typ-Granite charakteristisch (vgl. TAYLOR & MCLENNAN, 1985).

Die K/Rb-Verhältnisse kann man für Aussagen über den Grad der Kristallisationsdifferentiation heranziehen (CONDIE, 1989). In Granitoiden wird das K/Rb-Verhältnis durch die Biotit-, Hornblende- und Kalifeldspatkonzentration gesteuert (SHAW, 1968; SCHROLL, 1976). SCHROLL & GROHMANN (1965) unterscheiden konkordante Granodiorite und Granite (K/Rb = 150 bis 250) von hochdifferenzierten Pegmatiten und diskordanten Graniten (K/Rb < 150). Die Tonalite des Lesachtal- und Hollbruckplutons gehören mit einem K/Rb-Verhältnis von 192 zu den konkordanten, die Tonalitgänge aus dem Kostagraben zu den diskordanten Graniten (K/Rb = 96).

Die Mehrzahl der Argumente spricht für I-Typ-Granite, also für Derivate von Unterkrustenmaterial magmatischen Ursprunges, die konkordant im Sinne von SCHROLL & GROHMANN (1965) die Kruste intrudierten. Dies bestätigt die Schlußfolgerungen von HARRIS et al. (1986) bezüglich der geotektonischen Position und des Entstehungsmechanismus (vgl. Kap. 6.2.3.).

6.2.3. Geotektonische Position

Wie verschiedene Arbeiten über die Charakteristik intermediärer bis felsischer Magmatite in unterschiedlichen geotektonischen Situationen zeigen (z.B. PITCHER, 1982; PEARCE et al., 1984; BATCHELOR & BOWDEN, 1985; HARRIS et al., 1986), können bestimmte Spurenelemente als Diskriminanten für die tektonomagmatische Gliederung verwendet werden. Im folgenden soll die Beziehung zwischen der chemischen Zusammensetzung und der plattentektonischen Position in einer Kollisionszone aufgezeigt werden. Die Einteilung basiert auf den vergleichenden Arbeiten von BATCHELOR & BOWDEN (1985), PEARCE et al. (1984) und HARRIS et al. (1986) an Tonalitintrusionen in ähnlicher geotektonischer Position.

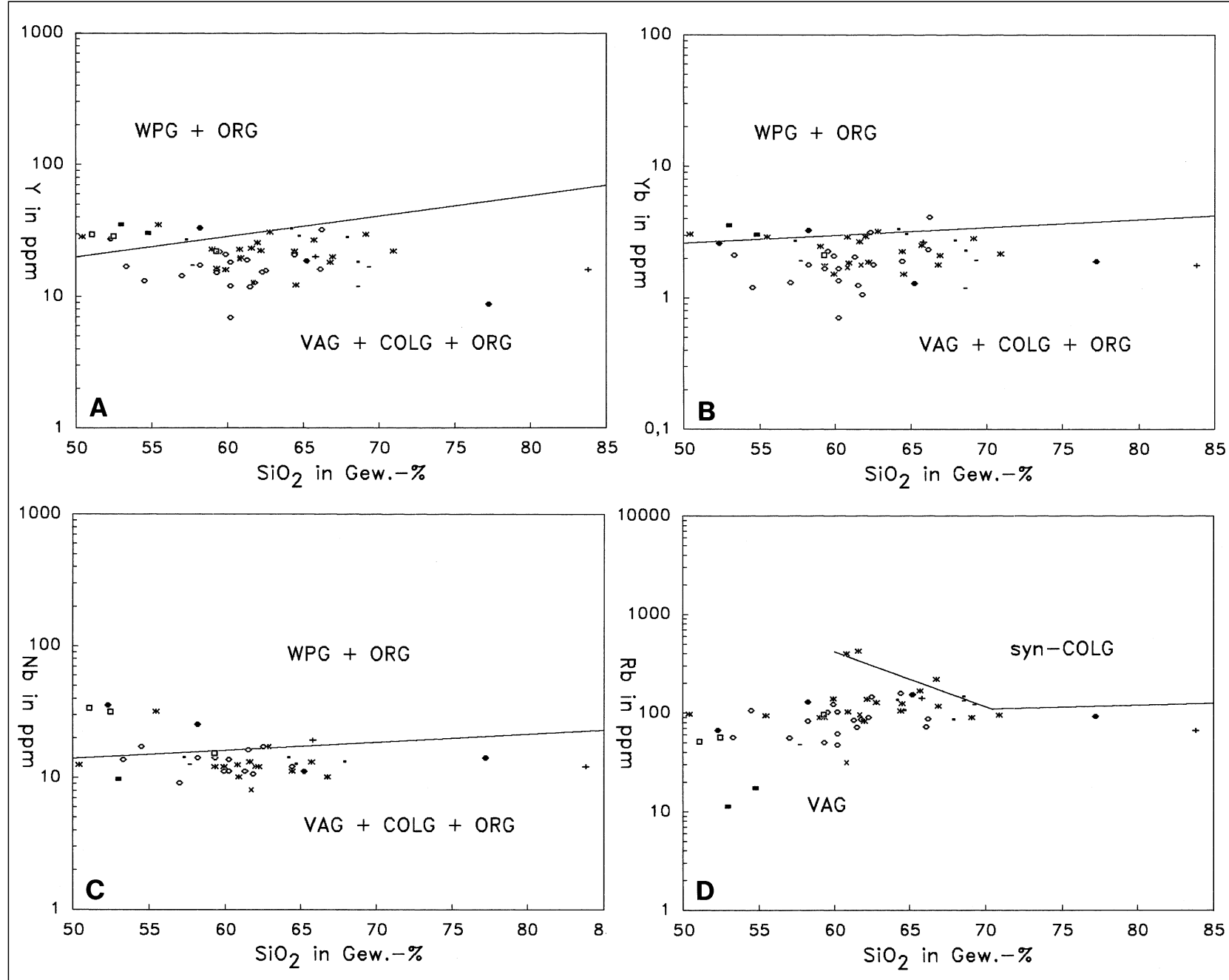


Abb. 76.
 SiO₂ -Variationsdiagramme für Y, Yb, Nb und Rb nach PEARCE et al. (1984). In den Diagrammen (a) bis (c) ist bei den untersuchten Proben eine eindeutige Zuordnung zur Gruppe VAG + COLG + ORG möglich. In Diagramm (d) können sie als VAG klar von den syn-COLG abgetrennt werden.
 WPG = Intraplattengranite; ORG = Ozeanrückengranite; VAG = Granite vulkanischer Inselbögen; COLG = Kollisionsgranite (Probensymbole wie in Abb. 75).
 SiO₂ variations diagrams for Y, Yb, Nb, and Rb after PEARCE et al. (1984). In the diagrams (a); (b); and (c) there is an evident relationship to group VAG + COLG + ORG. In diagram (d) the samples plot into the VAG field; clearly discriminated from the syn-COLG.
 WPG = within-plate granites; ORG = ocean-ridge granites; VAG = volcanic-arc granites; COLG = collision granites (same sample symbols as in Fig. 75).

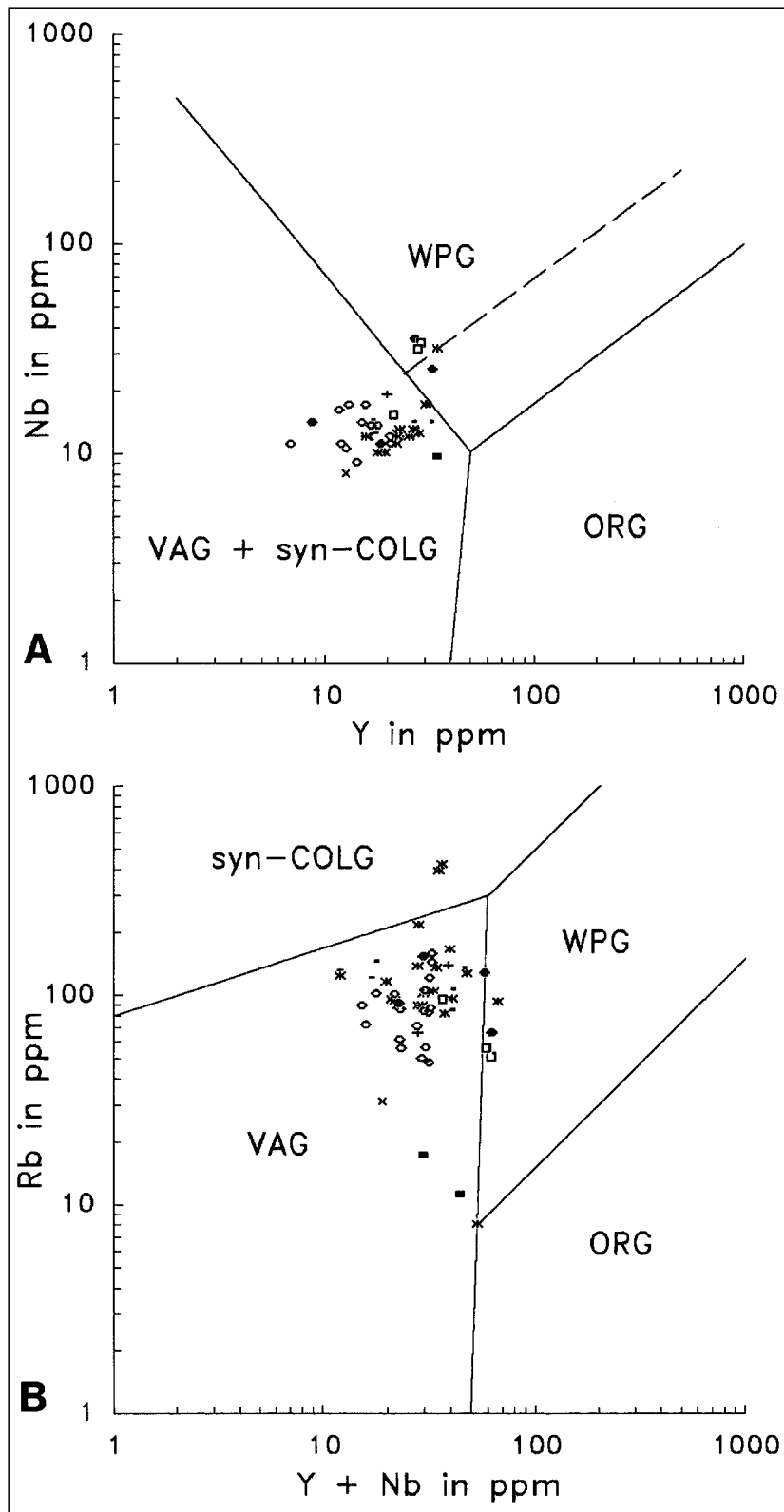


Abb. 77. Nb-Y- und Rb-(Y+Nb)-Diskriminationsdiagramm nach PEARCE et al. (1984) für Granite vulkanischer Inselbögen (VAG), Synkollisionsgranite (syn-COLG), Intraplattengranite (WPG) und Ozeanrückengranite (ORG).

Die untersuchten Gesteine lassen sich in Diagramm (a) klar von den WPG und ORG abtrennen; in Diagramm (b) werden sie zusätzlich von den syn-COLG abgegrenzt. Die Proben sind konsequent als VAG zu bezeichnen. Probensymbole sind analog zu Abb. 75.

Nb-Y and Rb-(Y+Nb) discriminant diagrams after PEARCE et al. (1984) for syn-collision granites (syn-COLG), volcanic-arc granites (VAG), within-plate granites (WPG), and ocean-ridge granites (ORG).

In diagram (a) the analyzed rocks are clearly separated from WPG and ORG; in diagram (b) they are also separated from syn-COLG. Consequently, the samples are volcanic-arc granites. Sample symbols are the same as in Fig. 75.

Nach der Klassifikation von BATCHELOR & BOWDEN (1985) im R_1 - R_2 -Diagramm (DE LA ROCHE et al., 1980) handelt es sich bei den Tonaliten im Lesachtal um Granite des Präkollisions- bzw. Kordilleren-I-Typs (*pre-plate collision, Cordilleran I-type*). Randlich streuen die Meßwerte in das Feld des Postkollisions- bzw. Kaledoniden-I-Typs (*post-collision uplift, Caledonian I-type*) und des M-Typs (Mantelderivate, *mantle-derived magmas*, Abb. 75). Nach PEARCE et al. (1984) sind nahezu alle untersuchten Tonalite als Granite vulkanischer Inselbögen (*volcanic-arc granites*) zu bezeichnen. Dies belegen die Diskriminationsdiagramme Y - SiO_2 , Yb - SiO_2 , Nb - SiO_2 und Nb - Y (Abb. 76a-c und 77a). Zur Abgrenzung von den Synkollisionsgraniten (*syn-collision granites*) dienen die Diagramme Rb - SiO_2 und Rb - (Y + Nb) (Abb. 76d und 77b).

Nach HARRIS et al. (1986) handelt es sich bei Hollbruck- und Lesachtalpluton um kalkalkaline Postkollisionsgranite mit einer gewissen Tendenz zu Graniten vulkanischer Inselbögen (Abb. 78). Hier passen die untersuchten Tonalite und Granodiorite in das tektonomagmatische Entwicklungsschema von HARRIS et al. (1986) für die kalkalkalinen Intrusiva entlang des gesamten Periadriatischen Lineamentes. Die kalkalkalinen Intrusiva reichen danach von Gabbros bis zu Graniten mit einem deutlichen Maximum bei Biotit-Hornblende-Tonaliten und Granodioriten. Die Platznahme fand im höheren Krustenniveau mit scharfen Intrusionskontakten statt. Die Intrusiva enthalten häufig Xenolithe intermediärer, mafischer und sogar ultramafischer Plutonite.

Der anklingende Widerspruch zwischen den Klassifikationen nach BATCHELOR & BOWDEN (1985), PEARCE et al. (1984) und HARRIS et al. (1986) läßt sich folgendermaßen klären:

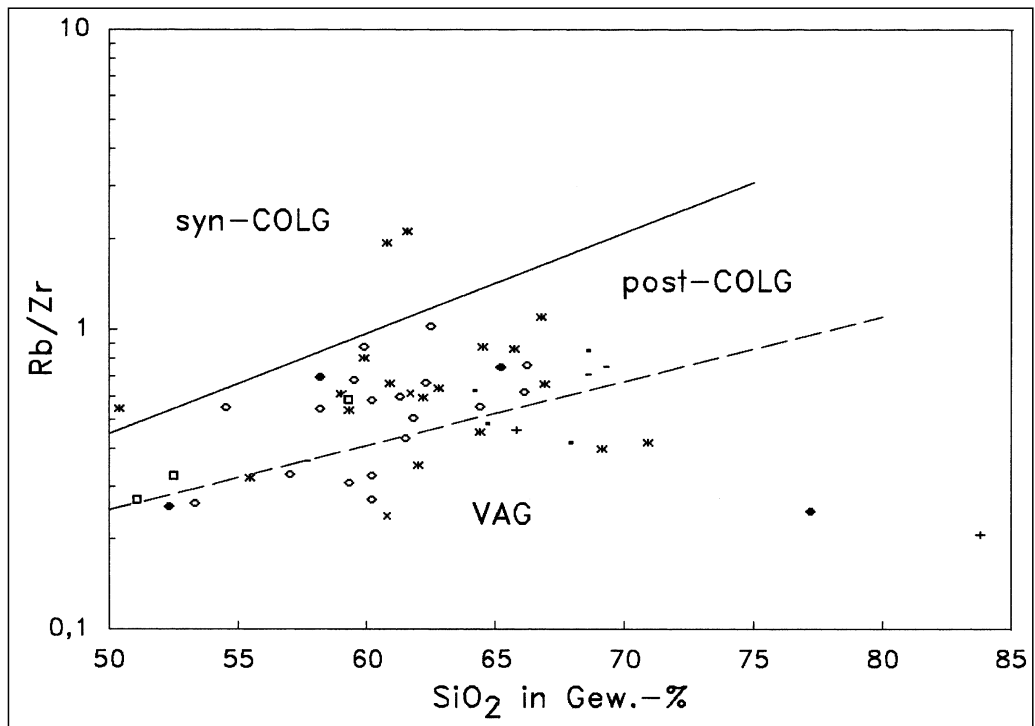
Nach HARRIS et al. (1986) hängt die geochemische Charakteristik einer Mantelschmelze im Postkollisionsstadium von der Geometrie der Kollisionszone ab. Wenn die Krustenverdickung über subduzierter ozeanischer Kruste erfolgt, resultiert daraus ein Mantelmagmatismus mit vulkanischer Inselbogencharakteristik. Bei Krustenverdickung innerhalb kontinentaler Kruste der überschiebenden Platte haben die Mantelmagmen Intraplattengranitcharakter (*within-plate magmatism*). Die Kollisionszonen-Granitoide haben eine sehr ähnliche Spurenelementzusammensetzung wie die Magmatite vulkanischer Inselbögen. Deshalb erscheint es wahrscheinlich, daß die Mantelkomponente in den postorogenen, kalkalkalinen Magmen aus dem Bereich oberhalb einer Subduktionszone stammt. Eine klare Unterscheidung von prä-, syn- und postorogener Phase ist nicht möglich. Kollisionen sind komplexe Ereignisse mit Überschiebung kontinentaler Kruste und

Abb. 78.

Rb/Zr – SiO₂-Diskriminationsdiagramm nach HARRIS et al. (1986) für Synkollisionsgranite (syn-COLG), Postkollisionsgranite (post-COLG) und Granite vulkanischer Inselbögen (VAG). Zwischen den Postkollisionsgraniten und Graniten vulkanischer Inselbögen ist keine klare Grenzziehung möglich. Die Mehrzahl der Proben liegt jedoch im Feld der Postkollisionsgranite. Probensymbole sind analog zu Abb. 75.

Rb/Zr – SiO₂ discrimination diagram after HARRIS et al. (1986) for syn-collision granites (syn-COLG), post-collision granites (post-COLG), and volcanic-arc granites (VAG).

Between post-COLG and VAG no clear discrimination is possible. The majority of the samples plots into the field of post-COLG. Sample symbols are the same as in Text-Fig. 75.



untergeordneter Subduktion ozeanischer Kruste, auch nach der initialen Kollision (DENNIS & JACOBY, 1980). Delaminationsprozesse zwischen kontinentaler Kruste und Mantel ermöglichen die Konvergenz der kollidierten Platten für einen Zeitraum von 30 bis 50 Ma nach der initialen Kollision. Eine solche Subduktionsphase nach der Kollision würde bewirken, daß Mantelmagmen mit Inselbogencharakter entstehen. Dies könnte einen Mechanismus für den Postkollisionsmagmatismus mit kalkalkalinem Charakter darstellen. Von dem Postkollisionsmagmatismus wird angenommen, daß er sich, wie die Inselbogenmagmen, aus dem LIL-angereicherten Mantelkeil über subduzierter ozeanischer Kruste bildet, aber wahrscheinlich durch Unterkrustenschmelzen kontaminiert wird (HARRIS et al., 1986). Die krustalen Schmelzen resultieren von einem Temperaturrückgang infolge der Relaxation in der Unterkruste. Die Aufschmelzung im oberen Mantel erfolgt durch adiabatische Druckentlastung, bewirkt durch den Aufstieg (ENGLAND & THOMPSON, 1986). Die Schmelzen aus dem oberen Mantel können auch bei der ausklingenden Subduktion nach der Kollision entstehen.

Folgende geotektonische Situation läßt sich ableiten:

Die Tonalite intrudierten als I-Typ-Granite ein vulkanisches Inselbogenregime (Extension), wahrscheinlich in Zusammenhang mit der südgerichteten Subduktion im Obereozän (40 Ma; OBERHAUSER, 1980). Im Zuge der Kontinent-Kontinent-Kollision wurde dann auch der Vulkangürtel überschoben. Die Tonalite wurden durch die jetzt eher kompressiven Bedingungen im Aufstieg gebremst. Beim Durchdringen der kontinentalen Kruste bzw. Verharren in der Kruste wurde Nebengestein aufgeschmolzen. Dies führte zu einer Verschiebung des Chemismus bis hin zu Postkollisionsgraniten kalkalkaliner Zusammensetzung. Die Abkühlung unter die Schließungstemperatur von Biotit (250–310°C, je nach Abkühlungsrate; DODSON, 1979) erfolgte bei ungefähr 30 Ma (Oligozän, siehe Kap. 6.2.4.).

Dies markiert das Ende der magmatischen Tätigkeit in diesem Abschnitt des Periadriatischen Lineamentes (vgl. Kap. 8.3.2.).

Auch bei den Andesitgängen weisen Intrusionszeitpunkt und geochemische Charakteristika eine klare Beziehung zu einem Postkollisionsstadium auf. DEUTSCH (1984) veranschlagte für kalkalkalibasaltische Ganggesteine (*calc-alkaline dykes*) und K-arme kalkalkaline Basalte (*low-K calc-alkaline basalts*) nördlich des Periadriatischen Lineamentes, in einer dem Rieserfernerpluton vergleichbaren geotektonischen Position, ein oligozänes Alter (etwas über 30 Ma). Besonders für die alterierten K-armen kalkalkalinen Basaltgänge sind die Altersangaben mit Unsicherheiten behaftet, da eine Infiltration hydrothermalmer Lösungen aus dem variszisch metamorphen Nebengestein zu einem Argonüberschuß in den gemessenen Mineralen führte (DEUTSCH, 1984). Für die Magmenbildung wird Anatexis mit unterschiedlicher Beteiligung von Krustenmaterial in einem frühen Entwicklungsstadium angenommen (BORSI et al., 1979; DEUTSCH, 1984). Die Anatexis wurde durch die Verformungswärme unterstützt, die bei der Intraplattendeformation während der Kontinent-Kontinent-Kollision freigesetzt wurde (VON GIZYCKI & SCHMIDT, 1978a.).

Es besteht aber auch die Möglichkeit, daß es sich bei den Granitoiden ausschließlich um Produkte partieller Aufschmelzung der tiefsten Unterkruste handelt. Als Wärmequelle kommen mafische Intrusionen und die Dekompression nahe Blattverschiebungszonen bzw. transpressiven Scherzonen infolge Krustenaufwölbung in Betracht. Die Granitoide stiegen entlang der Scherzonen auf und intrudierten die Störungzone oder ihre direkte Umgebung (GATES et al., 1988).

Die offensichtliche Abwesenheit eines Präkollisionsmagmatismus in den Alpen kann als Hinweis auf die Schließung eines nur sehr kleinen Ozeans gewertet werden (HARRIS et al., 1986; vgl. Kap. 8.3.2.).

6.2.4. Alter

Um die verschiedenen, vor allem jüngeren Verformungsereignisse zeitlich einzugrenzen, wurde versucht, das Alter der Tonalit- und Granodioritkörper bei Hollbruck und im Lesachtal über einen geochemischen Vergleich

Tabelle 21.
Alter der periadriatischen Intrusiva in Ma.
Ages of the Periadriatic intrusives in Ma.

| Pluton | Gestein | Bi (Rb/Sr) | Bi (K/Ar) | WR (Rb/Sr) | n | Autoren |
|--|--|------------|-----------|------------|----|-------------------------------|
| Adamello | Granodiorit, Tonalit | 38 ± 9 | | | 4 | FERRARA (1962) |
| | | 31 ± 3 | | | | BORSI <i>et al.</i> (1966) |
| | | | 30 ± 2 | | | BORSI <i>et al.</i> (1966) |
| | | 36 ± 8 | | | 41 | DEL MORO <i>et al.</i> (1983) |
| | | | 37 ± 8 | | 17 | DEL MORO <i>et al.</i> (1983) |
| Bressanone (Brixen) | Granodiorit, Granit | | | 291 ± 6 | 12 | BORSI <i>et al.</i> (1972) |
| | | 287 ± 34 | | | 5 | BORSI <i>et al.</i> (1972) |
| | | | 229 ± 9 | | 2 | BORSI <i>et al.</i> (1972) |
| | | 276 ± 6 | | 282 ± 14 | 11 | DEL MORO <i>et al.</i> (1980) |
| | | | | | 3 | DEL MORO <i>et al.</i> (1980) |
| Cima d'Asta | Quarzdiorit, Granit, Granodiorit, Tonalit | 271 ± 11 | | | 7 | FERRARA <i>et al.</i> (1962) |
| | | | | 273 ± 6 | 13 | BORSI <i>et al.</i> (1974) |
| | | 285 ± 15 | | | 4 | BORSI <i>et al.</i> (1974) |
| Ivigna (Iffinger) | Granit, Tonalitgneis (Hbl-Bi-Quarzdiorit), Granodiorit | | | 301 ± 2 | 11 | BORSI <i>et al.</i> (1973) |
| | | 240 ± 56 | | | 5 | BORSI <i>et al.</i> (1973) |
| | | | 208 ± 47 | | 5 | BORSI <i>et al.</i> (1973) |
| Karawanken | Granodiorit Tonalitgneis | 220 ± 13 | | | 2 | SCHARBERT (1975) |
| | | 29* ± 6 | | | 2 | SCHARBERT (1975) |
| Mt. Alto (Altenberg) | Granodiorit | 25 ± 3 | | | | BORSI <i>et al.</i> (1973) |
| | | 24 ± 1 | | | | BORSI <i>et al.</i> (1979) |
| Mt. Croce (Kreuzberg) | Granodiorit, Granit, Tonalitgneis | | | 285 ± 4 | 10 | BORSI <i>et al.</i> (1972) |
| | | 282 ± 21 | | | 4 | BORSI <i>et al.</i> (1972) |
| | | | 230 ± 8 | | | BORSI <i>et al.</i> (1972) |
| Mt. Sabion | Granodiorit | 284 ± 10 | | | 2 | BORSI <i>et al.</i> (1966) |
| | | | 187 ± 12 | | 2 | BORSI <i>et al.</i> (1966) |
| Mules | Tonalitgneis, Granodiorit | 32* ± 10 | | | | BORSI <i>et al.</i> (1972) |
| | | | 41* ± 1 | | | BORSI <i>et al.</i> (1972) |
| Pohorje (Bacher) | Tonalit | 19 ± 5 | | | | DELEON (1969) |
| Rensenspitze | Granit, Granodiorit, Bi-Tonalit | | | 42 ± 20 | 6 | BORSI <i>et al.</i> (1973) |
| | | 18 ± 4 | | | | BORSI <i>et al.</i> (1973) |
| | | 18 ± 2 | | | 3 | BORSI <i>et al.</i> (1978) |
| Vedrette di Ries (Rieserferner) | Granit, Tonalit, Granodiorit | 28 ± 3 | | | | BORSI <i>et al.</i> (1973) |
| | | | | 31 ± 3 | 9 | BORSI <i>et al.</i> (1979) |
| | | 28 ± 3 | | | 7 | BORSI <i>et al.</i> (1979) |
| | | | 27 ± 2 | | 2 | BORSI <i>et al.</i> (1979) |

WR Gesamtgesteinsalter, Bi Biotit-Abkühlungsalter; * Scheinalter, verjüngt durch die alpidische Deformation am Periadriatischen Lineament.

näher zu bestimmen bzw. die Intrusionskörper einer bestimmten Altersgruppe zuzuordnen. Dabei wurde auf die vergleichende Arbeit von VON GIZYCKI (1977) Bezug genommen, welche die Unterschiede der alpidischen und variszischen Granitoidgenerationen aus dem Differentiationsgrad ableitete. Es kann gezeigt werden, daß sich nach isotopengeochronologischen Untersuchungen die variszischen Intrusiva (Brixen, Cima d'Asta, Iffinger, Kreuzberg und Mt. Sabion) signifikant in den Spurenelementgehalten (z.B. Ca, K, Ti, Sr, Zr, Ba) und Elementverhältnissen (z.B. Ca/Sr, K/Rb, Ba/Rb, Zr/Ti) von den alpidischen Intrusiva (Adamello, Mt. Alto, Rensenspitze und Rieserferner) abgrenzen lassen. Zur Alterseinstufung wird auf die geochemischen Untersuchungen von z.B. GUNDLACH *et al.* (1967), VON GIZYCKI (1977) und BELLINI *et al.*

(1981) und die geochronologischen Untersuchungen von z.B. BORSI *et al.* (1979), SASSI *et al.* (1985) und BORIANI *et al.* (1985) zurückgegriffen (vgl. Tab. 21).

Im Rb-Ba-Sr-Diagramm von EL BOUSEILY & EL SOKKARY (1975) und im K/Rb-Rb-Diagramm von STAVROV *et al.* (1969) fallen die Tonalitproben aus dem Lesachtal in den Bereich gering differenzierter Granitoide (Abb. 72 und Abb. 79a). Damit gleichen sie den alpidisch intrudierten Granitoiden, wie Rensen-, Rieserferner- und Mt. Alto-Pluton, und unterscheiden sich deutlich von den höher differenzierten Graniten des Iffinger-, Brixen- und Kreuzbergplutons (VON GIZYCKI, 1977). Mit fortschreitender Differentiation nimmt das K/Rb-Verhältnis, aber auch das Ba/Rb-Verhältnis, innerhalb der beiden Altersgruppen ab (VON GIZYCKI, 1977). Für Hollbruck- und Lesachtalpluton

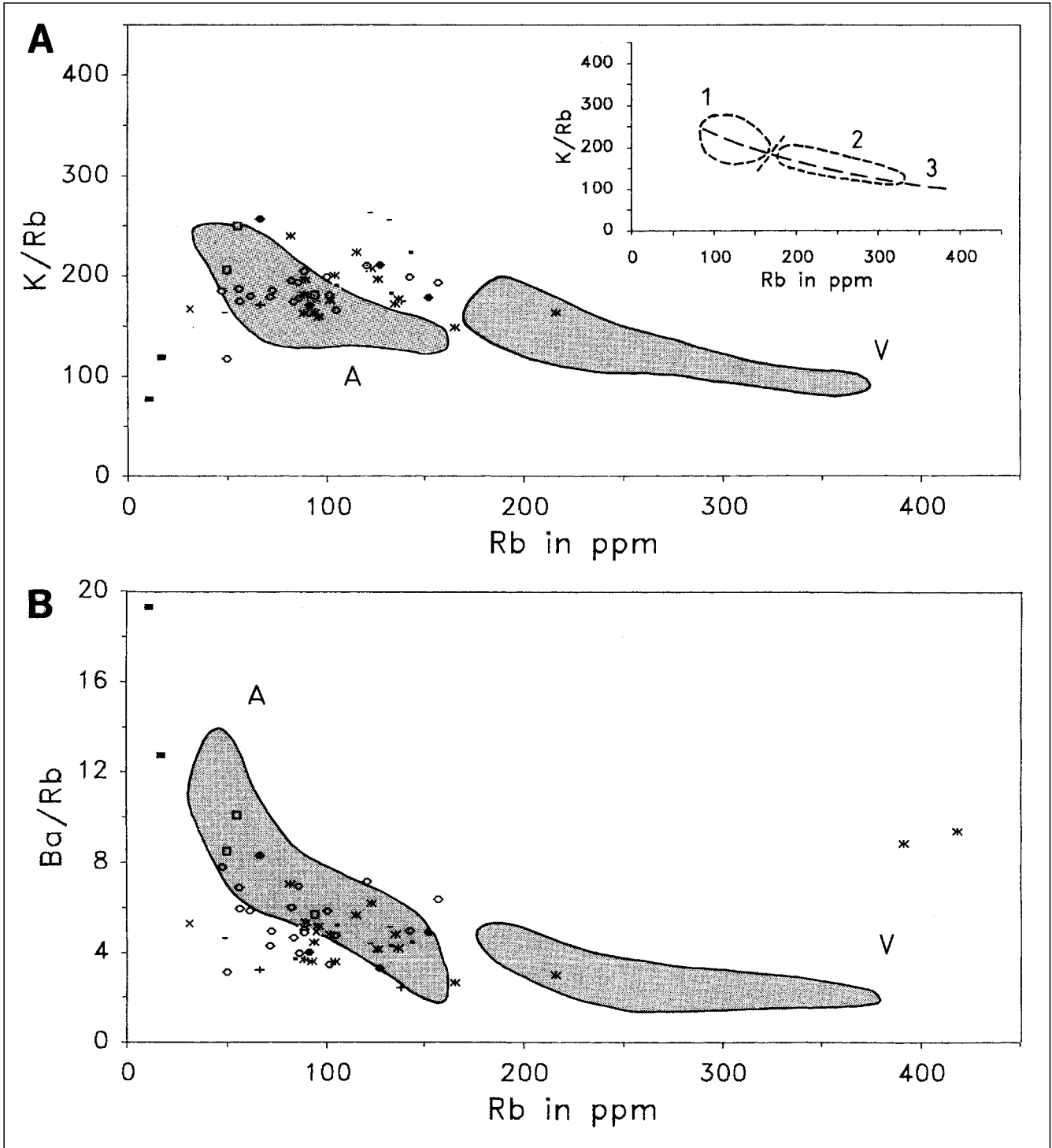


Abb. 79.

K/Rb-Rb- und Ba/Rb-Rb-Variationsdiagramm.

Die Einteilung basiert auf geochemischen Untersuchungen von STAVROV et al. (1969) zur Differentiation von Granitoiden des Verkh-Iset-Massivs im Zentralural (1 = Granodiorite; 2 = Granite; 3 = Pegmatite und albitisierte und vergreiste Granite) und von VON GIZYCKI (1977) an periadriatischen Granitoiden (A = alpidisch; V = variszisch). Die untersuchten Tonalite liegen konkordant zu den Granitoiden der Phase 1 und zu den von GIZYCKI (1977) als alpidisch eingestuft Magmatiten. Ein alpidisches Alter für Hollbruck- und Lesachtal-Pluton ist daher wahrscheinlich. Ein Differentiationstrend; auch innerhalb einer magmatischen Sequenz; wie er von STAVROV et al. (1969) und VON GIZYCKI (1977) beschrieben wurde, konnte nicht bestätigt werden (Probensymbole wie in Abb. 75).

K/Rb-Rb and Ba/Rb-Rb variation diagram.

The classification is based on geochemical investigations from STAVROV et al. (1969) focussing on the differentiation of granitoids of the Verkh-Iset massif in the central Ural (1 = granodiorites; 2 = granites; 3 = pegmatites and albitized and greisenized granites) and from VON GIZYCKI (1977) focussing on Periadriatic granitoids (A = Alpine; V = Variscan). The analyzed tonalites show good concordance to granitoids of phase 1 and to the Alpine magmatites of VON GIZYCKI (1977). Therefore; an Alpine age for the Hollbruck and Lesachtal tonalites is plausible. A differentiation trend; postulated by STAVROV et al. (1969) and VON GIZYCKI (1977); is not confirmed. Sample symbols according to Fig. 75.

kann ein solcher Trend weder im K/Rb-Rb- noch im Ba/Rb-Rb-Diagramm bestätigt werden (Abb. 79). Aus dem Konzentrationsdreieck Rb-Ba-Sr (EL BOUSEILY & EL

SOKKARY; 1975; Abb. 72) ist ein vager Differentiationstrend von Quarz- und Granodioriten zu anomalen Graniten ersichtlich, die Lesachtal- und Hollbruck-Tonalitpro-

ben überlappen jedoch im Feld der anomalen Granite geringfügig mit den von VON GIZYCKI (1977) untersuchten variszischen Intrusiva.

VON GIZYCKI (1977) unterscheidet die beiden Tonalitgenerationen auch aufgrund ihres K_2O/Na_2O -Verhältnisses. Die variszischen Intrusiva zeigten ein Verhältnis >1 , die alpidischen Intrusiva <1 . Die Tonalite von Hollbruck und Lesachtal zeigen zwar eine große Streuung, was als Hinweis auf eine postmagmatische Mobilisation interpretiert werden kann, liegen jedoch mit ihrem Mittelwert von 0.85 ebenfalls unter 1 und reihen sich damit in die Intrusiva der alpidischen Orogenese ein (Abb. 80).

Zwischen den beiden untersuchten Intrusivkörpern von Hollbruck und Lesachtal besteht hinsichtlich ihrer petrographischen Eigenschaften und ihrer geotektonischen Position eine enge Beziehung. Die Andesitgänge aus dem Kostagraben unterscheiden sich von diesen zwar in Chemismus und Petrographie, sie nehmen jedoch eine ähnliche geotektonische Position ein und sind demselben magmatischen Ereignis zuzuordnen. Der geochemische Vergleich legt den Schluß nahe, daß es sich bei den untersuchten Plutonen um alpidisch intrudierte Granitoide handelt. Für die Intrusion der Tonalite in die Störungszone des Periadriatischen Lineamentes wird ein oligozänes Alter (ca. 30 Ma) angenommen. Die zeitliche Einstufung beruht auf einem Analogieschluß aus Biotit-Abkühlungsaltern des nahegelegenen Rieserfernerplutons. Die während der alpidischen Orogenese intrudierten periadria-

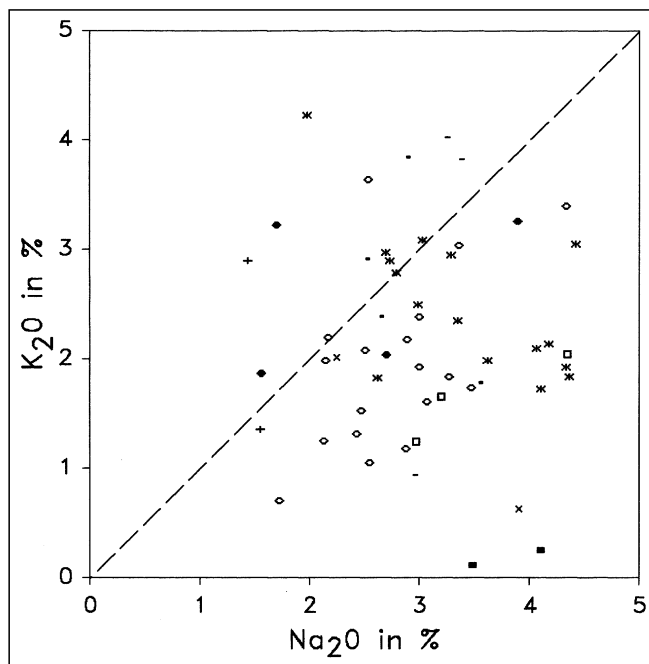


Abb. 80.
 K_2O - Na_2O -Variationsdiagramm nach VON GIZYCKI (1977). Die variszischen Intrusiva haben ein K_2O/Na_2O -Verhältnis >1 , die alpidischen Intrusiva ein K_2O/Na_2O -Verhältnis <1 (VON GIZYCKI, 1977). Die Hollbruck- und Lesachtal-Tonalite fügen sich mit einer geringen Streuung in dieses Bild ein. Eine entsprechende Streuung in den Bereich $K_2O/Na_2O > 1$ wurde auch schon von VON GIZYCKI (1977) für den Rieserfernerpluton beschrieben. Ein alpidisches Alter für Hollbruck- und Lesachtalpluton ist daher wahrscheinlich (Probensymbole wie in Abb. 75).

K_2O - Na_2O variation diagram after VON GIZYCKI (1977). The Variscan intrusive rocks display a K_2O/Na_2O ratio >1 , the Alpine intrusive rocks a K_2O/Na_2O ratio <1 (VON GIZYCKI, 1977). The Hollbruck and Lesachtal tonalites fit quite well into this classification with only minor dispersion. A dispersion into the area with $K_2O/Na_2O > 1$ was already described by VON GIZYCKI (1977) for the Vedrette di Ries pluton. Accordingly, an Alpine age for Hollbruck and Lesachtal tonalites is plausible (sample symbols according to Fig. 75).

tischen Plutone liegen zwischen 42 Ma (Eozän) und 19 Ma (Miozän) und werden tendenziell nach Osten jünger. Aus dieser zeitlichen Annahme ist für die anschließende mehrphasige Kataklyse und friktionelle Aufschmelzung der Tonalitkörper ein postoligozänes Alter zu folgern.

Dieser geochemische Vergleich kann isotopengeochronologische Untersuchungen nicht ersetzen. Der Vergleich liefert jedoch einen Hinweis auf die zeitliche Größenordnung für das Intrusionsalter der Tonalite in der geotektonischen Ereignisfolge.

6.3. Genetische Zuordnung der Pseudotachylite und Andesitgänge

Für die Ermittlung und Deutung der Ausgangsgesteine der Pseudotachylite in den Tonaliten und Grödener Sandsteinen wurde neben dem Vergleich der Haupt-, Neben- und Spurenelemente der Verlauf der REE-Verteilung zugrunde gelegt. In diesem Kapitel wird nur auf die geochemischen Zusammenhänge eingegangen. Weiterführende Untersuchungen, die den petrogenetischen Charakter der Pseudotachylite belegen, sind in Kap. 7. ausgeführt.

Zudem werden Argumente angeführt, welche für eine Zuordnung der Andesitgänge im Gailtalkristallin zu den Tonalitintrusionen entlang des Periadriatischen Lineamentes sprechen. Da die REE allgemein als alterationsresistent angesehen werden und die Pseudotachylitbildung eine Beeinflussung des Chemismus durch deformationssinduzierte metasomatische Vorgänge wahrscheinlich werden läßt, wird im folgenden besonders auf den REE-Vergleich Wert gelegt.

6.3.1. Pseudotachylite im Hollbruck-Tonalit

Die REE-Muster der Pseudotachylitproben (87001 und 87063) zeigen im Vergleich zur Schwankungsbreite des Hollbruck-Tonalits (87065, 87066 und 87079) einen synchronen Verlauf mit einer schwachen negativen Eu-Anomalie. Während bei den LREE die Pseudotachylite in der Variation der analysierten Tonalite liegen, sind die HREE leicht angereichert. Als Protolith kann jedoch ohne Zweifel der Hollbrucker Tonalitkörper angenommen werden (Abb. 81a).

In Tab. 22 sind die Vollanalysen der Pseudotachylite den als Protolith in Frage kommenden Tonaliten gegenübergestellt. Generell ergeben sich keine signifikanten Unterschiede zwischen Tonaliten und den davon abzuleitenden Pseudotachyliten.

6.3.2. Pseudotachylitkomplex von Leiten

Der Pseudotachylitkörper liegt an der Nahtstelle zwischen dem nördlich gelegenen Gailtalkristallin und den südlich gelegenen paläozoischen Phylliten des Südalpins. Um zu einer Aussage über den möglichen Protolith zu gelangen, wurden die geochemischen Analyseergebnisse der Pseudotachylit- und Ultrakataklasitproben den angrenzenden südalpinen Phylliten und Gneisen des Gailtalkristallins gegenübergestellt. Aus dem direkten Kontaktbereich zum Gailtalkristallin konnte wegen der schlechten Aufschlußverhältnisse keine Probe genommen werden, so daß ersatzweise auf eine Kristallinprobe aus dem Seebach für den geochemischen Vergleich zurückgegriffen wurde. Da entlang des Periadriatischen Lineamentes mehrfach Tonalitkörper vorkommen, war zudem die Möglichkeit einer Beteiligung von Tonalitmaterial nicht auszuschließen. Deshalb wurden zum Vergleich zu-

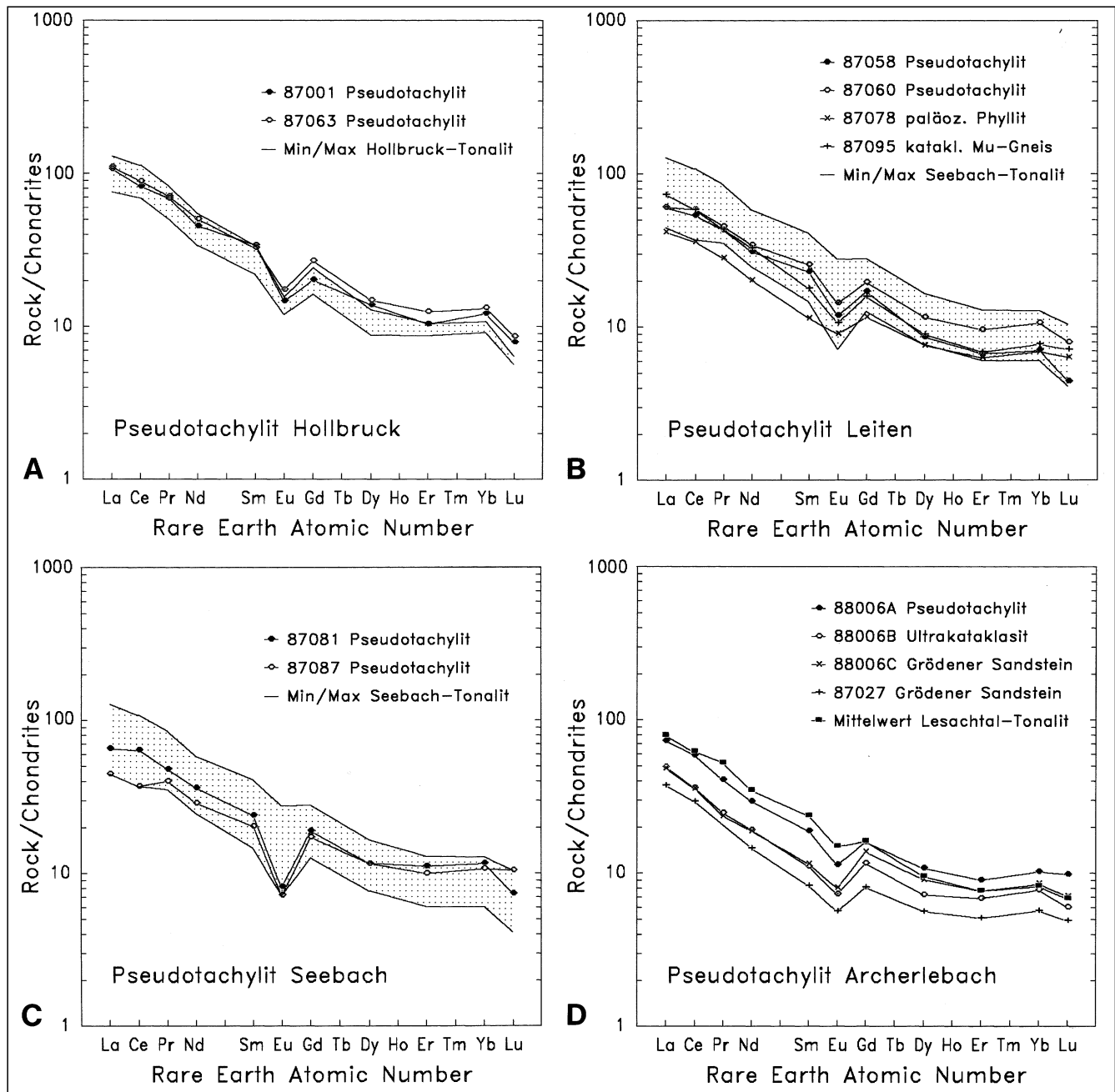


Abb. 81.

REE-Verteilungsmuster der Pseudotachylite zur Klärung ihrer genetischen Beziehung zu den Nebengesteinen.

a) Pseudotachylite im Hollbruck-Tonalit.

b) Pseudotachylitkomplex nahe Leiten im Vergleich mit paläozoischen Phylliten, Gneisen des Gailtalkristallins und dem Lesachtal-Tonalit.

c) Pseudotachylite im Seebach-Tonalit.

d) Pseudotachylite in den Grödener Sandsteinen im Vergleich mit Tonalit und Grödener Sandstein.

REE patterns of pseudotachylites for deciding upon their genetic relationship to the host rocks.

a) Pseudotachylites in the Hollbruck tonalite.

b) Pseudotachylite complex near Leiten compared with paleozoic phyllites, gneisses of the Gailtal metamorphic basement, and the Lesachtal tonalite.

c) Pseudotachylites in the Seebach tonalite.

d) Pseudotachylites in the Gröden sandstones compared with tonalite and Gröden sandstone composition.

sätzlich die REE-Konzentrationen des Lesachtal-Tonalits aus dem nächstgelegenen Seebach herangezogen (Tab. 23; Abb. 81b).

Die REE-Verteilung der Pseudotachylite zeigt sowohl eine gute Übereinstimmung mit dem Lesachtal-Tonalit als auch mit dem Gailtalkristallin (Pseudotachylit 87058) und über weite Bereiche mit den südalpinen Tonschiefern (Pseudotachylit 87060). Beide Pseudotachylitproben zeigen in den Haupt-, Neben- und Spurenelementkonzentrationen durchaus deutliche Unterschiede, die REE-Muster

zeigen jedoch zum Lesachtal-Tonalit einen relativ konkordanten Verlauf (Abb. 81b). Da sich in den verhältnismäßig phyllosilikatreichen Gesteinen (Gneise, Phyllite) die für eine friktionelle Aufschmelzung erforderlichen Bedingungen nur schwer verwirklichen lassen, erscheint es einleuchtend, die Beteiligung von Tonalitlinsen anzunehmen, die durch das Nebengestein kontaminiert wurden.

Der petrographische Befund läßt keine eindeutige Zuordnung zu Tonalit, Phyllit oder Gneis zu, da das Nebengestein extrem deformiert ist und mehrphasig von mäch-

Tabelle 22.

Eduktgestein der Pseudotachylite in der Tonalitlamelle von Hollbruck.
Source rock of the pseudotachylites in the Hollbruck tonalite pod.

| | 87001 | 87063 | 87065 | 87066 | 87079 | | 87001 | 87063 | 87065 | 87066 | 87079 |
|---|-------|-------|-------|-------|-------|-----------------------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Haupt- und Nebenelemente in Gew.-% | | | | | | Spurenelemente in ppm | | | | | |
| SiO ₂ | 64.70 | 64.20 | 57.30 | 67.90 | 68.60 | Cr | 111 | 68 | 20 | 15 | 16 |
| Al ₂ O ₃ | 15.80 | 15.70 | 18.60 | 15.30 | 15.10 | Co | 24 | 18 | 20 | 22 | 32 |
| Fe ₂ O ₃ (total) | 6.89 | 5.88 | 5.67 | 4.31 | 3.89 | Ni | 58 | 27 | <10 | <10 | <10 |
| MnO | 0.08 | 0.08 | 0.04 | 0.07 | 0.07 | Zn | 74 | 66 | 25 | 35 | 37 |
| MgO | 2.91 | 2.79 | 8.07 | 2.05 | 1.36 | Rb | 105 | 133 | <8 | 84 | 144 |
| CaO | 2.03 | 3.68 | 0.33 | 2.38 | 2.58 | Sr | 225 | 190 | 88 | 167 | 200 |
| Na ₂ O | 2.66 | 2.53 | 7.37 | 3.56 | 2.90 | Y | 28.38 | 32.31 | 26.55 | 27.63 | 17.98 |
| K ₂ O | 2.38 | 2.90 | 0.05 | 1.77 | 3.83 | Zr | 220 | 215 | 243 | 203 | 171 |
| TiO ₂ | 0.87 | 0.77 | 0.60 | 0.52 | 0.44 | Nb | 13 | 14 | 14 | 13 | <10 |
| P ₂ O ₅ | 0.21 | 0.20 | 0.19 | 0.17 | 0.14 | Ba | 541 | 564 | 81 | 306 | 632 |
| | | | | | | Th | 20 | 25 | 21 | 31 | 26 |
| Σ [Gew.-%] | 98.69 | 98.89 | 98.29 | 98.14 | 99.06 | La | 39.05 | 40.26 | 33.40 | 47.67 | 27.77 |
| LOI [Gew.-%] | 4.06 | 4.77 | 4.07 | 2.10 | 1.41 | Ce | 78.5 | 85.0 | 75.6 | 108.3 | 66.1 |
| | | | | | | Pr | 9.4 | 9.7 | 7.6 | 11.2 | 6.8 |
| K/Rb | 188.2 | 181.0 | - | 174.9 | 221.6 | Nd | 32.2 | 35.6 | 29.5 | 38.9 | 24.0 |
| Ba/Rb | 5.16 | 4.24 | - | 3.64 | 4.40 | Sm | 7.9 | 7.5 | 6.6 | 7.8 | 5.0 |
| Ba/Sr | 2.41 | 2.97 | 0.92 | 1.84 | 31.7 | Eu | 1.27 | 1.51 | 1.16 | 1.35 | 1.04 |
| Rb/Sr | 0.47 | 0.70 | - | 0.50 | 0.72 | Gd | 6.2 | 8.2 | 6.9 | 7.4 | 5.0 |
| Rb/Y | 3.70 | 4.12 | - | 3.04 | 7.98 | Tb | 1.2 | 1.2 | 1.3 | 1.3 | 1.0 |
| Rb/Zr | 0.48 | 0.62 | - | 0.41 | 0.84 | Dy | 5.3 | 5.7 | 4.9 | 4.6 | 3.4 |
| (La/Lu) _{cn} | 13.56 | 12.74 | 16.28 | 20.37 | 12.64 | Ho | 1.0 | 1.0 | 0.9 | 0.7 | 0.6 |
| (La/Sm) _{cn} | 3.13 | 3.38 | 3.19 | 3.84 | 3.48 | Er | 2.6 | 3.1 | 2.6 | 2.6 | 2.2 |
| (Gd/Lu) _{cn} | 2.57 | 3.11 | 4.04 | 3.80 | 2.72 | Tm | 0.3 | 0.4 | <0.2 | 0.2 | 0.3 |
| (Eu/Sm) _{cn} | 0.43 | 0.53 | 0.47 | 0.46 | 0.55 | Yb | 3.01 | 3.26 | 2.67 | 2.69 | 2.26 |
| (Eu) _{cn} /(Eu*) | 0.56 | 0.59 | 0.53 | 0.54 | 0.64 | Lu | 0.30 | 0.33 | 0.21 | 0.24 | 0.23 |
| 87001 Pseudotachylit östlich der Faschinghöfe, 1350 m ü. NN; 87063 Pseudotachylit, 1345 m ü. NN; 87065 Tonalit, 1347 m ü. NN; 87066 Tonalit, 1340 m ü. NN; 87079 Tonalit an der Bundesstraße, 1330 m ü. NN; Σ wasserfreie Summe; LOI Glühverlust über 110° C; cn chondritnormiert; (Eu*) = [(Sm) _{cn} /(Gd) _{cn}] ^{1/2} . | | | | | | | | | | | |

tigen Pseudotachylitgängen und -apophysen intrudiert wurde. Es erscheint jedoch sehr wahrscheinlich, daß tonalitisches Ausgangsmaterial zumindest beteiligt ist.

6.3.3. Pseudotachylite im Seebach-Tonalit

Entlang des Seebaches ist ein nahezu lückenloses Profil durch die Lesachtal-Tonalitlamelle aufgeschlossen (siehe Abb. 17, Kap. 2.5.3.3.). Hier sind sämtliche Kataklastenstadien vom undeformierten Tonalit über Tonalit-Ultrakataklastit bis zu Pseudotachylit vertreten. Aus diesem Grund wurde dieses Profil zusätzlich für weitergehende Untersuchungen ausgewählt (siehe Kap. 6.4.4.2., 6.4.5.3. und 7.).

Für diese Pseudotachylite steht bereits im Gelände und aufgrund der petrographischen Bearbeitung (Kap. 7.) außer Zweifel, daß sie auf den Tonalit als Protolith zurückgehen. Einen weiteren Anhaltspunkt liefert der Vergleich der REE-Konzentrationen (Abb. 81c). Große Konzentrationsunterschiede zwischen Pseudotachylit und Tonalit ergeben sich für die Alkali- und Erdalkalielemente (Tab. 24). Dies bringt deutlich zum Ausdruck, daß durch extreme Kataklaste und friktionelle Aufschmelzung induzierte Elementmigrationen einen erheblichen Einfluß auf den Gesteinschemismus haben und damit die geochemische Zuordnung der Pseudotachylite komplizieren (siehe auch Kap. 6.4.4.2. und 6.4.5.3.).

6.3.4. Pseudotachylite in der Grödener Sandsteinlamelle im Archerlebach

Zur Klärung der Genese der Pseudotachylitgänge in der Grödener Sandsteinlamelle und zur Untersuchung der Stoffwanderungsprozesse in den spröde verformten Grödener Sandsteineinschlüssen wurden aus einer Großprobe drei Fraktionen gebildet. Die Fraktion 88006A bestand ausschließlich aus graugrünem Pseudotachylit, 88006B aus tiefrotem Ultrakataklastit und 88006C aus eindeutig identifizierbarem Grödener Sandstein.

In den Hauptelementkonzentrationen liegt die Pseudotachylitprobe zwischen Tonalit und Grödener Sandstein, d.h. SiO₂ ist gegenüber dem originalen Grödener Sandstein vermindert, alle anderen Haupt- und Nebenelemente sind geringfügig angereichert oder stabil. Bezüglich des Tonalits verhalten sich die Konzentrationen vice versa.

Der K₂O-Gehalt (88006A: 5.64 Gew.-%) und Na₂O-Gehalt sprechen für den Grödener Sandstein als Protolith, da die Sandsteine nahezu identische (88006C: 5.43 Gew.-%; 87027: 3.52 Gew.-%), die nahegelegenen Tonalite dagegen geringere Konzentrationen aufweisen. Eine extreme K-Anreicherung und Na-Verarmung, wie sie bei den Pseudotachyliten im Seebach stattfand, kann hier nicht bestätigt werden, da die hier vorgefundenen Konzentrationen wahrscheinlich primär bedingt sind und auf den Grödener Sandstein zurückgehen (Tab. 25). In Sandsteinen sind die

Tabelle 23.
Eduktgestein des Pseudotachylitkörpers von Leiten.
Source rock of the Leiten pseudotachylyte body.

| | 87078 | 87058 | 87060 | 87095 | HT | LT | | 87078 | 87058 | 87060 | 87095 | HT | LT |
|--|-------|--------------|--------------|--------|-------|-------|-----------------------|-------|----------------|--------------|-------|-------|-------|
| Haupt- und Nebenelemente in Gew.-% | | | | | | | Spurenelemente in ppm | | | | | | |
| SiO ₂ | 63.68 | 83.80 | 65.80 | 80.80 | 64.54 | 61.46 | Cr | 104 | 29 | 109 | 31 | 46 | 28 |
| Al ₂ O ₃ | 18.75 | 7.65 | 16.40 | 8.29 | 16.10 | 16.86 | Co | n.a. | 24 | 22 | n.a. | 23 | 26 |
| Fe ₂ O ₃ (total) | 8.40 | 3.51 | 7.10 | 2.30 | 5.33 | 5.93 | Ni | 25 | 22 | 55 | <11 | 43 | 29 |
| MnO | 0.07 | 0.02 | 0.08 | 0.04 | 0.07 | 0.11 | Zn | 104 | 42 | 87 | <8 | 47 | 61 |
| MgO | 2.58 | 0.88 | 2.32 | 1.06 | 3.44 | 2.61 | Rb | 157 | 66 | 138 | 77 | 116 | 110 |
| CaO | 0.21 | 0.15 | 1.02 | 0.89 | 2.20 | 4.68 | Sr | 87 | 29 | 108 | 52 | 174 | 310 |
| Na ₂ O | 1.41 | 1.55 | 1.44 | 1.48 | 3.80 | 2.96 | Y | 12.36 | 15.78 | 19.82 | 17.45 | 26.57 | 19.62 |
| K ₂ O | 3.38 | 1.35 | 2.89 | 1.92 | 2.19 | 2.62 | Zr | 248 | 322 | 300 | 448 | 210 | 185 |
| TiO ₂ | 1.16 | 0.60 | 1.08 | 0.63 | 0.64 | 0.75 | Nb | 18 | 12 | 19 | 11 | 13 | 15 |
| P ₂ O ₅ | 0.21 | 0.10 | 0.20 | 0.10 | 0.18 | 0.20 | Ba | 437 | 210 | 332 | 310 | 425 | 613 |
| Σ [Gew.-%] | 99.97 | 99.70 | 98.46 | 97.62 | 98.62 | 98.33 | Th | n.a. | <19 | 20 | n.a. | 25 | 24 |
| LOI [Gew.-%] | 3.48 | 1.53 | 3.78 | 1.88 | 3.28 | 2.83 | La | 15.24 | 22.07 | 22.17 | 26.63 | 37.63 | 28.87 |
| | | | | | | | Ce | 34.4 | 51.1 | 56.0 | 55.7 | 82.7 | 59.1 |
| | | | | | | | Pr | 3.8 | 5.9 | 6.2 | 5.9 | 9.0 | 7.1 |
| K/Rb | 179.1 | 169.8 | 173.9 | 208.35 | 191.4 | 191.7 | Nd | 14.3 | 21.9 | 24.2 | 23.2 | 32.0 | 24.5 |
| Ba/Rb | 2.79 | 3.18 | 2.40 | 4.06 | 4.36 | 5.32 | Sm | 2.6 | 5.3 | 5.8 | 4.1 | 7.0 | 5.4 |
| Ba/Sr | 5.01 | 7.23 | 3.07 | 6.03 | 2.44 | 1.97 | Eu | 0.78 | 1.03 | 1.24 | 0.92 | 1.27 | 1.28 |
| Rb/Sr | 1.79 | 2.28 | 1.28 | 1.49 | 0.60 | 0.39 | Gd | 3.5 | 5.2 | 5.9 | 4.8 | 6.7 | 4.9 |
| Rb/Y | 12.68 | 4.18 | 6.96 | 4.38 | 4.71 | 5.63 | Tb | <0.5 | 1.9 | 1.2 | 0.7 | 1.2 | 0.9 |
| Rb/Zr | 0.63 | 0.20 | 0.46 | 0.17 | 0.59 | 0.61 | Dy | 2.9 | 3.3 | 4.4 | 3.4 | 4.8 | 3.6 |
| (La/Lu) _{cn} | 6.54 | 13.64 | 7.60 | 10.10 | 15.12 | 12.88 | Ho | 0.5 | 0.6 | 0.8 | 0.7 | 0.9 | 0.7 |
| (La/Sm) _{cn} | 3.66 | 2.65 | 2.38 | 4.08 | 3.41 | 3.35 | Er | 1.6 | 1.7 | 2.4 | 1.7 | 2.6 | 1.9 |
| (Gd/Lu) _{cn} | 1.81 | 3.83 | 2.44 | 2.17 | 3.25 | 2.59 | Tm | 0.3 | <0.2 | 0.3 | 0.3 | 0.3 | 0.2 |
| (Eu/Sm) _{cn} | 0.79 | 0.52 | 0.56 | 0.60 | 0.49 | 0.68 | Yb | 1.70 | 1.75 | 2.62 | 1.90 | 2.78 | 1.96 |
| (Eu) _{cn} /(Eu*) | 0.79 | 0.60 | 0.64 | 0.64 | 0.57 | 0.80 | Lu | 0.24 | 0.17 | 0.30 | 0.27 | 0.26 | 0.26 |
| 87058 Pseudotachylit nahe Leiten, 1445 m ü. NN; 87060 Pseudotachylit, 1440 m ü. NN; 87078 paläozoischer Phyllit, 1445 m ü. NN; 87095 katakl. Mu-Gneis aus dem Seebach, 1337 m ü. NN; HT Mittelwert des Hollbruck-Tonalits (n=5); LT Mittelwert des Lesachtal-Tonalits (n=49); Σ wasserfreie Summe; LOI Glühverlust über 110° C; cn chondritnormiert; (Eu*) = [(Sm) _{cn} ·(Gd) _{cn}] ^{1/2} ; n.a. nicht analysiert. | | | | | | | | | | | | | |

an die Feldspatfraktion gebundenen Alkalielementkonzentrationen stark von den Erosions- und Transportbedingungen abhängig.

Im Rb/Sr-Verhältnis von 5.7 für den Pseudotachylit deutet sich ebenfalls eine Beziehung zum Grödener Sandstein an (88006C: 4.54; 87027: 2.18), da die Tonalite des Lesachtalplutons nur Rb/Sr-Verhältnisse zwischen 0.12 und 1 zeigten. Überlagert wird diese Beziehung durch eine deformationsbedingte Mobilisierung und Anreicherung von Rb im Pseudotachylit.

Der Vergleich der REE-Verteilung erbrachte (Tab. 25; Abb. 81d):

- Bei den LREE besteht zwischen Grödener Sandstein und Ultrakataklasit Übereinstimmung. Die HREE-Gehalte sind im Ultrakataklasit schwach vermindert.
- Der Pseudotachylit zeigt gegenüber dem Ultrakataklasit gleichmäßig höhere REE-Konzentrationen. Bezieht man die REE-Muster der nahegelegenen Tonalitlamelle (87034 und 87035) ein, so muß man feststellen, daß die LREE-Konzentrationen des Pseudotachylits zwischen Ultrakataklasit bzw. Grödener Sandstein und den Tonaliten liegen, der REE-Verlauf insgesamt jedoch eher mit dem Tonalit ähnlich ist.

Dies kann so gedeutet werden, daß die Pseudotachylite Derivate der Tonalitlamelle darstellen und auf Scherflächen den Grödener Sandsteinscherkörper intrudierten. Dabei wurden Teile des Grödener Sandsteines inkorporiert, die für die LREE eine Verschiebung hin zur REE-Ver-

teilung des Sandsteines verursachten. Diese Assimilation ist ebenso bei den Hauptelementgehalten nachvollziehbar. Die Abweichung der HREE-Konzentrationen im Ultrakataklasit beruhen vermutlich auf einer kataklaseinduzierten Stoffabfuhr. Bei Berücksichtigung eines geringer deformierten Grödener Sandsteines ohne Pseudotachylitapophysen (87027), kann man feststellen, daß schon bei dem Grödener Sandstein im Kontakt zum Pseudotachylit (88006C) das REE-Muster in Richtung Tonalit verschoben ist.

Im Dünnschliff sind einrotierte Quarzklasten mit lokalen Anschmelzungssäumen feststellbar. Außerdem zeigen TEM-Aufnahmen, daß die Quarzklasten im Pseudotachylit sehr hohe Versetzungsdichten aufweisen, wie sie für den Kontaktbereich des Grödener Sandsteines typisch sind (vgl. Kap. 7.3.3.). Da der Pseudotachylit Anzeichen beider Nachbargesteine zeigt, ist zu vermuten, daß der Tonalit friktionell aufgeschmolzen und in den Grödener Sandstein injiziert wurde. Dabei wurde der Pseudotachylit mit Sandsteinmaterial kontaminiert. Eine In-situ-Bildung der Pseudotachylite im engeren Sinn, wie sie von TECHMER (1989) beschrieben wurde, ist für die untersuchten Pseudotachylite unwahrscheinlich. Eine Transportweite von mehreren Metern muß in Betracht gezogen werden. Dies erfordert, vor dem Hintergrund einer wahrscheinlich sehr schnellen Abkühlung der Gesteinsschmelze, die Unterstützung des Injektionsvorganges durch synchrone Scherbewegungen.

Tabelle 24.

Eduktgestein der Pseudotachylite im Lesachtal-Tonalit (Seebach).
Source rock of the pseudotachylytes in the Lesachtal tonalite (Seebach).

| | 87087 | 87088 | 87089 | 87081 | 88007 | 87087 | 87088 | 87089 | 87081 | 88007 | |
|--|-------|-------|-------|-------|-------|-----------------------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Haupt- und Nebenelemente in Gew.-% | | | | | | Spurenelemente in ppm | | | | | |
| SiO ₂ | 61.60 | 62.20 | 65.70 | 60.80 | 66.76 | Cr | 41 | 4 | 13 | 57 | 14 |
| Al ₂ O ₃ | 17.29 | 16.00 | 15.40 | 17.40 | 15.43 | Co | 25 | n.a. | 15 | 41 | n.a. |
| Fe ₂ O ₃ (total) | 2.21 | 5.83 | 4.19 | 4.26 | 5.37 | Ni | 17 | <10 | <10 | 25 | <10 |
| MnO | 0.03 | 0.10 | 0.07 | 0.07 | 0.09 | Zn | 137 | 41 | 64 | 80 | 61 |
| MgO | 0.72 | 2.34 | 2.18 | 1.70 | 2.33 | Rb | 419 | 135 | 166 | 391 | 216 |
| CaO | 1.33 | 4.52 | 2.92 | 1.44 | 2.47 | Sr | 699 | 185 | 194 | 671 | 248 |
| Na ₂ O | 0.48 | 2.79 | 3.29 | 0.75 | 1.98 | Y | 22.91 | 22.06 | 26.40 | 22.44 | 17.92 |
| K ₂ O | 12.60 | 2.78 | 2.94 | 10.30 | 4.22 | Zr | 199 | 229 | 194 | 203 | 198 |
| TiO ₂ | 0.75 | 0.70 | 0.55 | 0.77 | 0.59 | Nb | 13 | 12 | 13 | 12 | 10 |
| P ₂ O ₅ | 0.21 | 0.23 | 0.14 | 0.25 | 0.17 | Ba | 3914 | 643 | 434 | 3449 | 635 |
| | | | | | | Th | 26 | n.a. | 22 | <18 | n.a. |
| Σ [Gew.-%] | 97.78 | 97.63 | 97.51 | 98.25 | 99.56 | La | 16.38 | 30.56 | 35.68 | 24.02 | 23.05 |
| LOI [Gew.-%] | 1.30 | 2.60 | 2.73 | 2.06 | 2.43 | Ce | 35.4 | 68.3 | 74.3 | 60.9 | 44.4 |
| | | | | | | Pr | 5.5 | 8.5 | 9.2 | 6.5 | 4.8 |
| K/Rb | 249.9 | 171.0 | 147.5 | 218.5 | 162.2 | Nd | 20.5 | 30.7 | 31.9 | 25.7 | 17.4 |
| Ba/Rb | 9.35 | 4.77 | 2.62 | 8.81 | 2.94 | Sm | 4.7 | 6.9 | 7.5 | 5.5 | 3.4 |
| Ba/Sr | 5.60 | 3.49 | 2.24 | 5.14 | 2.56 | Eu | 0.62 | 1.47 | 1.28 | 0.70 | 0.89 |
| Rb/Sr | 0.60 | 0.73 | 0.85 | 0.58 | 0.87 | Gd | 5.3 | 6.0 | 6.1 | 5.8 | 3.9 |
| Rb/Y | 18.27 | 6.12 | 6.27 | 17.44 | 12.05 | Tb | 0.9 | <0.5 | 0.7 | 1.1 | <0.5 |
| Rb/Zr | 2.10 | 0.59 | 0.86 | 1.93 | 1.09 | Dy | 4.4 | 4.0 | 4.6 | 4.4 | 3.3 |
| (La/Lu) _{cn} | 4.27 | 10.17 | 10.15 | 8.94 | 9.57 | Ho | 0.9 | 0.7 | 0.8 | 0.8 | 0.7 |
| (La/Sm) _{cn} | 2.21 | 2.79 | 3.01 | 2.74 | 4.33 | Er | 2.5 | 1.8 | 2.5 | 2.8 | 1.8 |
| (Gd/Lu) _{cn} | 1.64 | 2.41 | 2.09 | 2.59 | 1.92 | Tm | 0.3 | <0.2 | 0.3 | 0.3 | <0.2 |
| (Eu/Sm) _{cn} | 0.35 | 0.57 | 0.46 | 0.34 | 0.71 | Yb | 2.65 | 1.85 | 2.48 | 2.86 | 1.76 |
| (Eu) _{cn} /(Eu*) | 0.38 | 0.70 | 0.58 | 0.38 | 0.76 | Lu | 0.40 | 0.31 | 0.37 | 0.28 | 0.25 |

87087 Pseudotachylit und 87088 sowie 87089 Tonalitkataklaste, Seebach, 1365 m ü. NN; 87081 Pseudotachylit und 88007 Tonalitkataklastit, Seitenbach östlich des Seebaches, 1440 m ü. NN; Σ wasserfreie Summe; LOI Glühverlust über 110° C; cn chondritnormiert; (Eu*) = [(Sm)_{cn}(Gd)_{cn}]^{1/2}; n.a. nicht analysiert.

6.3.5. Andesitgänge im Kostagraben

Wie schon in den Nomenklaturdiagrammen feststellbar (Kap. 6.2.1.), weicht die chemische Zusammensetzung der Andesitgänge aus dem Kostagraben und des Lesachtal- und Hollbruck-Tonalits voneinander ab. Nach GLIKSON (1979) handelt es sich um extrem K-arme Tonalite bzw. Quarzandesite, nach EL BOUSEILY & EL SOKKARY (1975) und STRECKEISEN (1976) um Diorite bzw. Andesite (Abb. 72, 73 und 74). Die geochemische Übereinstimmung der Andesitgänge mit den K-armen kalkalkalinen Basalten von DEUTSCH (1984), welche nahe dem Periadriatischen Lineament sensu stricto intrudierten, ist sehr hoch (vgl. Tab. 26).

Die REE-Muster der Andesitgänge und Tonalitlamellen zeigen einen ähnlichen Verlauf. Die REE-Verteilung der Andesitgänge ist in Relation zu den Mittelwerten des Lesachtal- und Hollbruckplutons zu höheren Konzentrationen hin verschoben, liegt jedoch innerhalb der Variationsbreite der untersuchten Tonalite, z.B. aus dem See-

bachprofil (Tab. 26; Abb. 82). Außerdem zeigen die Andesitgänge ein niedriges K/Rb-Verhältnis (75–117). Nach SCHROLL & GROHMANN (1965) werden sie damit, im Gege-

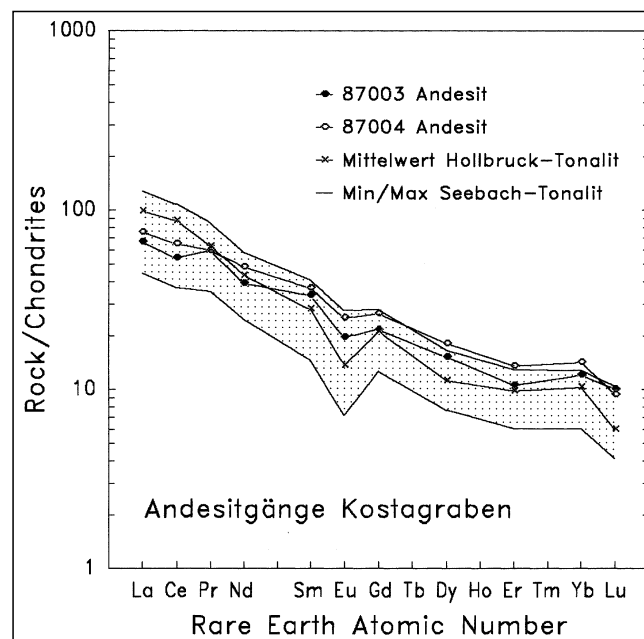


Abb. 82.

REE-Verteilungsmuster der Andesitgänge im Kostagraben und des Hollbruck- und Lesachtal-Tonalits im Vergleich. Die chondritnormierten REE-Konzentrationen der Andesitgänge sind gegenüber Hollbruck- und Lesachtal-Tonalit signifikant zu höheren Konzentrationen hin verschoben, liegen jedoch noch innerhalb der Variation des Lesachtal-Tonalits (Seebachprofil).

REE patterns of the andesitic dykes in the Kostagraben compared with patterns of the Hollbruck and Lesachtal tonalite.

In comparison to the chondrite-normalized REE patterns of Hollbruck and Lesachtal tonalite, the andesitic dykes are shifted significantly to higher concentrations, but lie within the variation of the Lesachtal tonalite (Seebach profile).

Tabelle 25.
Eduktgestein der Pseudotachylite in der Grödener Sandsteinlamelle (Archerlebach).
Source rock of the pseudotachylites in the Gröden sandstone pod (Archerlebach).

| 87034 87035 88006A 88006B 88006C 87027 | | | | | | | 87034 87035 88006A 88006B 88006C 87027 | | | | | | |
|---|-------|-------|--------------|-------|-------|--------|---|-------|-------|----------------|-------|-------|-------|
| Haupt- und Nebenelemente in Gew.-% | | | | | | | Spurenelemente in ppm | | | | | | |
| SiO ₂ | 52.50 | 59.30 | 72.10 | 76.07 | 77.41 | 80.75 | Cr | 89 | 41 | 26 | 13 | 15 | 13 |
| Al ₂ O ₃ | 16.50 | 17.50 | 14.34 | 11.94 | 11.75 | 10.11 | Co | 40 | 11 | n.a. | n.a. | n.a. | n.a. |
| Fe ₂ O ₃ (total) | 8.88 | 5.54 | 4.10 | 3.26 | 3.05 | 2.35 | Ni | 44 | 10 | 11 | 21 | 12 | <11 |
| MnO | 0.15 | 0.12 | 0.01 | 0.02 | 0.01 | 0.03 | Zn | 84 | 104 | <8 | <8 | <8 | 8 |
| MgO | 6.38 | 2.78 | 2.35 | 1.53 | 1.28 | 1.96 | Rb | 55 | 94 | 251 | 180 | 159 | 135 |
| CaO | 7.96 | 5.10 | 0.24 | 0.57 | 0.29 | 0.67 | Sr | 410 | 441 | 44 | 54 | 35 | 62 |
| Na ₂ O | 3.21 | 4.35 | 0.03 | 0.12 | 0.12 | 0.17 | Y | 28.00 | 21.60 | 21.69 | 15.31 | 17.72 | 11.53 |
| K ₂ O | 1.64 | 2.03 | 5.64 | 5.47 | 5.43 | 3.52 | Zr | 172 | 163 | 284 | 199 | 232 | 142 |
| TiO ₂ | 1.55 | 0.62 | 0.59 | 0.42 | 0.44 | 0.34 | Nb | 31 | 15 | 11 | <13 | <12 | <11 |
| P ₂ O ₅ | 0.33 | 0.25 | 0.10 | 0.08 | 0.09 | 0.07 | Ba | 550 | 529 | 453 | 608 | 605 | 687 |
| Σ [Gew.-%] | 99.27 | 97.75 | 99.62 | 99.60 | 99.99 | 100.09 | La | 40.12 | 39.21 | 26.68 | 18.12 | 17.61 | 13.67 |
| LOI [Gew.-%] | 5.74 | 3.73 | 3.06 | 2.52 | 2.15 | 2.73 | Ce | 82.3 | 79.0 | 56.2 | 34.2 | 34.0 | 28.0 |
| | | | | | | | Pr | <2.7 | 8.4 | 5.6 | 3.4 | 3.2 | <2.7 |
| K/Rb | 247.5 | 179.3 | 186.5 | 252.3 | 283.5 | 216.5 | Nd | 35.2 | 30.0 | 20.8 | 13.5 | 13.3 | 10.3 |
| Ba/Rb | 10.00 | 5.63 | 1.80 | 3.38 | 3.81 | 5.09 | Sm | 7.8 | 6.1 | 4.3 | 2.6 | 2.7 | 1.9 |
| Ba/Sr | 1.34 | 1.20 | 10.29 | 11.26 | 17.29 | 11.09 | Eu | 1.95 | 1.40 | 0.98 | 0.63 | 0.70 | 0.49 |
| Rb/Sr | 0.13 | 0.21 | 5.70 | 3.33 | 4.54 | 2.18 | Gd | 5.7 | 6.2 | 4.9 | 3.5 | 4.2 | 2.5 |
| Rb/Y | 1.96 | 4.35 | 11.57 | 11.76 | 8.97 | 11.71 | Tb | 1.2 | 1.0 | <0.5 | <0.5 | <0.5 | <0.5 |
| Rb/Zr | 0.32 | 0.58 | 0.89 | 0.90 | 0.69 | 0.95 | Dy | 5.7 | 3.8 | 4.1 | 2.8 | 3.5 | 2.1 |
| (La/Lu) _{cn} | 11.97 | 26.61 | 7.44 | 8.23 | 6.80 | 7.63 | Ho | 0.9 | 0.6 | 0.8 | 0.5 | 0.7 | 0.5 |
| (La/Sm) _{cn} | 3.25 | 4.05 | 3.87 | 4.48 | 4.19 | 6.39 | Er | 2.5 | 2.0 | 2.2 | 1.7 | 1.9 | 1.3 |
| (Gd/Lu) _{cn} | 2.02 | 5.06 | 1.63 | 1.92 | 1.95 | 1.65 | Tm | 0.3 | 0.2 | <0.2 | 0.3 | 0.3 | <0.2 |
| (Eu/Sm) _{cn} | 0.67 | 0.61 | 0.60 | 0.66 | 0.70 | 0.96 | Yb | <0.03 | 2.07 | 2.53 | 1.93 | 2.11 | 1.40 |
| (Eu) _{cn} /(Eu*) | 0.90 | 0.69 | 0.65 | 0.65 | 0.64 | 0.82 | Lu | 0.35 | 0.15 | 0.37 | 0.23 | 0.27 | 0.19 |

87027 Grödener Sandstein, 1065 m ü. NN; 87034 Tonalit, 1075 m ü. NN; 87035 Tonalit, 1085 m ü. NN; 88006A Pseudotachylit und 88006B Ultrakataklasit in Grödener Sandstein, 88006C Grödener Sandstein, 1065 m ü. NN; Σ wasserfreie Summe; LOI Glühverlust über 110° C; cn chondritnormiert; (Eu*) = [(Sm)_{cn}·(Gd)_{cn}]^{1/2}; n.a. nicht analysiert.

nsatz zu Lesachtal- und Hollbruck-Tonalit, zu den diskordanten Granitoiden (K/Rb < 150) gestellt. Nach dem Spurenelementchemismus sind sie vergleichbar mit basaltischen Andesiten von Inselbögen. Hierfür sprechen besonders die geringen Konzentrationen lithophiler Elemente (K, Ba, Zr, Th) und die niedrigen K/Rb- und K₂O/Na₂O-Verhältnisse (McBIRNEY, 1984).

Zusätzlich sprechen die isotopengeochronologischen Untersuchungen von DEUTSCH (1984) an K-armen kalkalkalinen Basalten für ein Alter von ca. 30 Ma. So ist die Entstehungsphase der Andesitgänge wahrscheinlich mit dem Ereignis der Tonalitintrusion zu korrelieren und steht somit in Zusammenhang mit der alpidischen Orogenese. Im Anschluß an die Intrusion unterlagen die Andesitgänge einem niedrigstgradigen Metamorphoseereignis und der Kontaktbereich zum Gailtalkristallin wurde von einem bruchhaften S-C-Gefüge überprägt.

6.4. Stoffmobilisation infolge Katakklase

Die am Periadriatischen Lineament anzutreffenden Pseudotachylite sind aufgrund ihrer chemischen Zusammensetzung überwiegend von Tonalitprotolithen abzuleiten (vgl. Kap. 6.3.). Auch ein Teil der Katakklasite und Ultrakatakklasite geht auf diesen geochemisch einheitlichen Protolith zurück. Dies rechtfertigt die Beschränkung auf diese drei Gesteinstypen bei der Betrachtung etwaiger Massen- bzw. Volumenumsätze an dieser Scherzone. Der Einfluß duktiler Verformung spielt hier nur eine sehr untergeordnete Rolle, d.h. mögliche deformationsinduzierte

Veränderungen im Stoffbestand müssen unter spröden Deformationsbedingungen stattgefunden haben. Die Katakklase war lokal so extrem, daß es zur friktionellen Aufschmelzung kam.

6.4.1. Problemstellung

Der Zusammenhang zwischen Deformation, Stoffmobilisation und Fluidtransport in Scherzonen ist weitgehend ungeklärt. Für duktile Scherzonen liegt eine Vielzahl von Lösungsansätzen vor (z.B. BEACH, 1976; COX & ETHERIDGE, 1989; LATOUR & BARNETT, 1987; SELVERSTONE et al., 1991; WAGNER & MILLER, 1993), bruchhafte bis semiduktile Scherzonen sind dagegen bisher nur in geringem Maße untersucht worden (z.B. KERRICH, 1986a, 1986b, 1988).

Es ist bereits lange bekannt, daß Scherzonen Wegsamkeiten für einen konzentrierten Fluidtransport während der Deformation und Metamorphose bieten (BEACH, 1976). Die Korngrößenreduktion infolge der dynamischen Rekristallisation erhöht die innere Oberfläche und würde grundsätzlich die Reaktionsbereitschaft des Gesteines erhöhen, ratenkontrollierend wirkt jedoch generell die Fluidbewegung entlang bruchhafter Strukturen. Während bei duktiler Verformung Stofftransport durch Korngrenzdiffusion mit und ohne Beteiligung fluidler Phasen noch eine Rolle spielt, kommt bei bruchhafter Verformung, abgesehen von einer diffusiven Transportkomponente, nahezu ausschließlich ein Stofftransport in einer fluiden Phase in Betracht. Die Wegsamkeiten für diese Fluidinfiltration können durch die Katakklase extrem erhöht werden. Unter-

Tabelle 26.
Genetische Einstufung der Andesitgänge im Kostagraben.
Genetic classification of the andesitic dykes in the Kostagraben.

| | 87003 | 87004 | HT | LT | GA-12C | | 87003 | 87004 | HT | LT | GA-12C |
|---|-------|-------|-------|-------|--------|-----------------------|-------|-------|-------|-------|--------|
| Haupt- und Nebenelemente in Gew.-% | | | | | | Spurenelemente in ppm | | | | | |
| SiO ₂ | 54.80 | 53.00 | 64.54 | 61.46 | 47.63 | Cr | 212 | 205 | 46 | 28 | 248 |
| Al ₂ O ₃ | 16.29 | 16.29 | 16.10 | 16.86 | 17.49 | Co | 40 | 34 | 23 | 26 | 44 |
| Fe ₂ O ₃ (total) | 9.19 | 10.10 | 5.33 | 5.93 | 8.45 | Ni | 94 | 90 | 43 | 29 | 46 |
| MnO | 0.15 | 0.16 | 0.7 | 0.11 | 0.17 | Zn | 88 | 89 | 47 | 61 | 59 |
| MgO | 6.11 | 7.43 | 3.44 | 2.61 | 8.11 | Rb | 17 | 11 | 116 | 110 | 4.94 |
| CaO | 5.67 | 6.18 | 2.20 | 4.68 | 8.93 | Sr | 389 | 369 | 174 | 310 | 373 |
| Na ₂ O | 4.11 | 3.49 | 3.80 | 2.96 | 3.16 | Y | 29.57 | 34.48 | 26.57 | 19.62 | 14 |
| K ₂ O | 0.24 | 0.10 | 2.19 | 2.62 | 0.11 | Zr | 195 | 255 | 210 | 185 | 91 |
| TiO ₂ | 1.46 | 1.71 | 0.64 | 0.75 | 1.10 | Nb | <14 | 10 | 13 | 15 | <3 |
| P ₂ O ₅ | 0.40 | 0.52 | 0.18 | 0.20 | 0.18 | Ba | 215 | 212 | 425 | 613 | 55 |
| | | | | | | Th | 20 | 22 | 25 | 24 | 1.61 |
| Σ [Gew.-%] | 98.56 | 99.13 | 98.62 | 98.33 | 100.14 | La | 24.41 | 27.65 | 37.63 | 28.87 | 9.76 |
| LOI [Gew.-%] | 7.13 | 5.83 | 3.28 | 2.83 | 4.77 | Ce | 51.6 | 62.0 | 82.7 | 59.1 | 22.4 |
| | | | | | | Pr | 8.1 | 8.1 | 9.0 | 7.1 | n.a. |
| K/Rb | 117.2 | 75.5 | 191.4 | 191.7 | 184.9 | Nd | 27.8 | 34.2 | 32.0 | 24.5 | n.a. |
| Ba/Rb | 12.63 | 19.23 | 4.36 | 5.32 | 11.13 | Sm | 7.7 | 8.5 | 7.0 | 5.4 | 3.48 |
| Ba/Sr | 0.55 | 0.57 | 2.44 | 1.97 | 0.15 | Eu | 1.69 | 2.17 | 1.27 | 1.28 | 1.23 |
| Rb/Sr | 0.04 | 0.03 | 0.60 | 0.39 | 0.01 | Gd | 6.6 | 8.1 | 6.7 | 4.9 | n.a. |
| Rb/Y | 0.57 | 0.32 | 4.71 | 5.63 | 0.35 | Tb | 1.2 | 1.6 | 1.2 | 0.9 | 0.48 |
| Rb/Zr | 0.09 | 0.04 | 0.59 | 0.61 | 0.05 | Dy | 5.8 | 6.9 | 4.8 | 3.6 | n.a. |
| (La/Lu) _{cn} | 6.63 | 8.04 | 15.12 | 12.88 | 3.38 | Ho | 0.9 | 1.5 | 0.9 | 0.7 | n.a. |
| (La/Sm) _{cn} | 1.99 | 2.05 | 3.41 | 3.35 | 1.77 | Er | 2.6 | 3.4 | 2.6 | 1.9 | n.a. |
| (Gd/Lu) _{cn} | 2.16 | 2.81 | 3.25 | 2.59 | - | Tm | 0.3 | 0.3 | 0.3 | 0.2 | n.a. |
| (Eu/Sm) _{cn} | 0.58 | 0.68 | 0.49 | 0.68 | 0.94 | Yb | 2.97 | 3.50 | 2.78 | 1.96 | 1.92 |
| (Eu) _{cn} /(Eu*) | 0.72 | 0.80 | 0.57 | 0.80 | - | Lu | 0.38 | 0.36 | 0.26 | 0.26 | 0.30 |
| <p>87003 Andesitgang im Kostagraben, 795 m ü. NN; 87004 Andesitgang östlich des Kostagrabens, 830 m ü. NN; HT Mittelwert des Hollbruck-Tonalits (n=5); LT Mittelwert des Lesachtal-Tonalits (n=49); GA-12C K-armer kalkalkaliner Basaltgang (DEUTSCH, 1984); Σ wasserfreie Summe; LOI Glühverlust über 110° C; cn chondritnormiert; (Eu*) = [(Sm)_{cn}·(Gd)_{cn}]^{1/2}; n.a. nicht analysiert.</p> | | | | | | | | | | | |

schreitet die kataklasebedingte Kornverkleinerung eine kritische Korngröße, kann sich dieser migrationsbegünstigende Effekt umkehren, wie z. B. bei Gesteinsmehl (*fault gouge*) auf Störungsflächen. Die Wegsamkeiten reichen von Mikrorissen (*microcracks*) im µm-Bereich bis zu mehrere Meter großen Scherklüften (*shear joints*). Die während der Kataklase wirksamen Zu- bzw. Abfuhrkanäle sind sichtbar bzw. gut vorstellbar, aber auch in den gering deformierten Bereichen ist ein Fluiddurchsatz entlang von inzwischen verheilten Mikrorissen nicht auszuschließen. Möglicherweise fanden bereits während der duktilen Deformation von Quarz Stoffumlagerungen statt, die jedoch größtenteils entweder in einer nicht meßbaren Größenordnung liegen oder den Tonalitkörper in allen Bereichen gleichermaßen betreffen. Lokal zeichnen sich geochemische Heterogenitäten in den duktil deformierten Domänen ab.

Anders als bei duktiler Deformation und Metamorphose, wo Stoffwanderungen im Korngrößenbereich bleiben und damit isochole Verhältnisse mit der Einschränkung der Abfuhr volatiler Komponenten (H₂O, CO₂) gewährleistet sind (WINKLER, 1979), muß man bei der Kataklase von allochemen Prozessen mit beträchtlichen Elementwanderungen bei p-T-X-Änderung rechnen. Dies schlägt sich in Mineralumbildungen und -neubildungen im Gestein und Mineralabscheidungen auf Klüften nieder. Es werden im folgenden die Tektonite mit ihrem hypothetischen Pro-

tolith verglichen und es wird versucht, etwaige Änderungen im Stoffbestand qualitativ und quantitativ zu beschreiben. Um eine Beeinflussung der Untersuchungsergebnisse durch primär bedingte Unterschiede im Gesteinschemismus auszuschließen, wurden weitgehend homogene magmatische Gesteinskörper innerhalb einer bruchhaften Scherzone für diese Untersuchung ausgewählt. Die in den Profilen sich abzeichnenden geochemischen Anomalien können teils der Fluidwanderung im Zuge der penetrativen Kataklase und Verwitterung, teils einer primär bedingten abweichenden chemischen Zusammensetzung zugeschrieben werden. Stoffliche Änderungen können folglich nur auf die Kataklase bezogen werden, wenn sie die geochemische Variationsbreite des Protoliths signifikant überschreiten.

Die geochemischen Profile wurden senkrecht zur Scherzone angeordnet. Es handelt sich bei den Tonaliten um große Scherkörper innerhalb der Kataklasezone des Periadriatischen Lineamentes. Bei der Probenauswahl wurde darauf geachtet, daß es sich um repräsentatives Material handelt. Nur lokal ausgebildete, an bruchhafte Strukturen gebundene Mineralisationen, wie z. B. Epidot oder Laumontit auf Gängen, konnten hier naturgemäß nicht immer repräsentativ erfaßt werden (vgl. GRESSENS, 1967).

Zu Beginn der Untersuchungen wurden exemplarisch Isoconendiagramme entwickelt, um Elementzu- und -ab-

führen überschlägig abzuschätzen. Ferner wurden alle 37 Variablen der untersuchten 54 Tonalitproben miteinander korreliert, um alterationsbedingte Zusammenhänge kenntlich zu machen. Anschließend werden die beiden Profile im Seebach und am Schwendereck vorgestellt und die geochemische Entwicklung an tonalitinternen bruchhaften Scherzonen exemplarisch aufgezeigt.

Ziel dieser Untersuchungen war, wie oben bereits erwähnt, die qualitative Ermittlung mobiler und immobilisierter Elemente während Kataklyse und friktioneller Aufschmelzung. Wo es möglich war, wurde eine semiquantitative Abschätzung versucht. Für eine umfassende Massenbilanzierung erschien die Datenbasis nicht ausreichend. Nicht berücksichtigt wurde die Herkunft volatiler Komponenten in Störungszonen. Dafür wäre es notwendig, isotopengeochemische Untersuchungen durchzuführen ($\delta^{18}\text{O}$, δD , $\delta^{13}\text{C}$; vgl. KERRICH, 1986a).

6.4.2. Grundlagen

6.4.2.1. Fluidtransport in Störungszonen

Für viele Scherzonen wird ein großräumiger Fluidtransport während Deformation und Metamorphose angenommen. Der Fluidtransport ist eng mit hydraulischer Rißbildung (*hydraulic fracturing*) verknüpft. Die Deformation hört auf, wenn der Flüssigkeitsdruck abnimmt und die hydraulische Rißbildung verschwindet. Fluidtransport, Mineralreaktionen, Änderungen der chemischen Zusammensetzung, Korngrößenreduktion und konvektiver Wärmefluß sind in erster Linie abhängig von der Deformationsintensität. Im tieferen Krustenniveau dominiert eine gleichmäßige Bruchbildung, da die Spannungsdifferenz geringer und die mittlere Spannung größer ist als in der höheren Erdkruste. Mit zunehmendem Druck wird die Mikrorißbildung unterdrückt. Folglich sind makroskopische Diskontinuitäten in der tieferen Kruste nicht entwickelt. In Scherzonen im höheren Krustenniveau sind makroskopische Diskontinuitäten (Brüche) sehr wichtig. Sie gehen in der obersten Kruste in gewöhnliche Störungen über (BEACH, 1976).

Fluide bewegen sich in Gesteinen entweder durch Korngrenzdiffusion oder hydraulische Rißbildung. Damit die hydraulische Rißbildung wirksam wird, genügt es, daß die auf das System einwirkende Spannung durch den Flüssigkeitsdruck reduziert wird bis Dehnungs- oder Scherbrüche entstehen. Dies kann in jeder Krustentiefe der Fall sein. Fluidtransport auf spröde-duktilen Scherzonen, erkennbar an der Hydratation und intensiven hydrothermalen Mineralisation in alten Scherzonen, beruht auf seismischem Pumpen als Transportmechanismus (*seismic pumping*; SIBSON et al., 1975). Bei diesem Prozeß strömen Fluide in Brüche und Porenräume, die sich während des langfristigen Spannungsaufbaues vor einem größeren seismischen Ereignis zunehmend erweitern. Durch den Zusammenbruch des Porenvolumens, der den Spannungsabbau nach moderaten bis starken Erdbeben begleitet, werden diese Fluide anschließend wieder ausgepreßt (FYFE & KERRICH, 1985). Hierbei kann die Fluidbewegung auch entgegen dem p-T-Gradienten erfolgen, wenn Spannungs- und Entlastungszyklen über und unter der F/QP-Übergangszone phasenverschoben sind (MCCAIG, 1988). Wenn dieser Effekt in unmittelbarem Anschluß an ein Erdbeben genügend hoch ist, kann der hydraulische Gradient auf einer Störungsfläche, die ein Netzwerk hochdurchlässiger Mikrorisse durchschlägt, eine Absenkung der Fluide in die F/QP-Übergangszone und sogar darüber hinaus bewirken. Störungszonen spielen allgemein im

geochemischen Kreislauf eine Schlüsselrolle, wenn es gilt, leichtflüchtige Bestandteile als Hydroxyl- oder Karbonatminerale aus der Hydrosphäre in das Gestein oder nach Versenkung, Kompaktion und Entgasung während der Metamorphose zurück an die Erdoberfläche zu transportieren (KERRICH, 1986b).

Isotopengeochemische Untersuchungen erbrachten fünf verschiedene Reservoirs für volatile Bestandteile, nämlich marine, meteorische, magmatische und metamorphe Fluide sowie Formationswässer mit einem hohen Anteil angereicherter meteorischer Wässer (KERRICH, 1986a). Als metamorphe Fluide sind nur Lösungen zu bezeichnen, die während progradierender Metamorphose bei Dehydratisierung und/oder Dekarbonatisierung freigesetzt werden (BANKS et al., 1991). Das Ausmaß der Änderung der Mineral- und Gesamtgesteinszusammensetzung in Scherzonen ist von Fluidzutritt, Verformungstemperatur und Verformungsdruck abhängig (KERRICH et al., 1980). Die Mineralvergesellschaftungen in Scherzonen sind jedoch ungleich stärker hydratisiert bzw. karbonatisiert als im undeformierten Nebengestein. So haben Profile der volatilen Elemente in Scherzonen große Ähnlichkeit mit der Deformationsintensität.

Während der Entwicklung einer Deformationszone unter Bedingungen einfacher Scherung tritt nach BEACH (1976) eine Reihe von Prozessen auf:

- Bildung eines L-S-Mineralgefüges (L *lineation*, Mineralstreckungslineation; S *schistosity*, Schieferung);
- Wachstum neuer Mineralphasen und Rekristallisation existierender Mineralphasen;
- Korngrößenreduktion;
- Transport volatiler Phasen;
- Mineralreaktionen, chemische Veränderung und Anreicherung volatiler Phasen im Mineralbestand und/oder Porenraum.

Einige der oben genannten Prozesse, vor allem die Korngrößenreduktion, führen zu Verformungsschwächung (*strain softening*), d.h. einer Zunahme der Duktilität oder Verformungsrate unter konstanten p-T-Bedingungen (BEACH, 1976). In einem höheren Krustenniveau wird die Korngrößenreduktion durch kataklastische Deformation herbeigeführt und der Deformationsmechanismus ist anfänglich ein Dislokationsmechanismus. Nach der Verformungsschwächung wird der Deformationsmechanismus von Diffusionsprozessen dominiert. Die Verformungsrate bei Diffusionsvorgängen ist indirekt proportional zur dritten Potenz der Korngröße, bei Dislokationsvorgängen dagegen ist sie von der Korngröße unabhängig. Der Wechsel des Deformationsmechanismus ist unabhängig von der Temperatur (vgl. ELLIOTT, 1973). Wenn nur Diffusionsprozesse als Deformationsmechanismus in polykristallinen Aggregaten wirksam sind, wird mit zunehmender Elongation der Körner die Verformungsrate abnehmen. So kann ein Deformationsgleichgewicht nur erhalten werden, wenn die Kornform unverändert bleibt, d.h. wenn der kataklastische Prozeß weiter wirkt. Sein Ende führt zu einer Abnahme der Verformungsrate in der Scherzone (GREEN, 1970). Die Korngrößenreduktion wird forciert durch metamorphe Reaktionen, welche durch die Anwesenheit von Fluiden beschleunigt werden, und durch die adiabatische Expansion von Wasser während des Aufstieges, welche zu einer merklichen Temperaturzunahme in der Scherzone führen kann (BEACH, 1976).

Für ein Ausklingen der hydraulischen Rißbildung spielt der Flüssigkeitsdruck die entscheidende Rolle. Der Abfall des Flüssigkeitsdruckes bewirkt eine Zunahme der effek-

tiven Spannung und die hydraulische Ribbildung und der damit zusammenhängende Fluidtransport kommen zum Stillstand. Damit lassen auch die wichtigsten Mechanismen für die Verformungsschwächung, wie Kataklase und Mineralreaktionen, in ihrer Wirksamkeit nach und die Verformungsrate nimmt ab (BEACH, 1976). Die geringe Korngröße in Scherzonen ist allerdings fast permanent vorhanden, was als Ursache für die wiederholte tektonische Aktivität an größeren Lineamenten angesehen wird (WATTERSON, 1975).

6.4.2.2. Massenbilanzierung

Um geochemische Veränderungen während progressiver Gesteinsdeformation abzuschätzen, ist zuerst sicherzustellen, daß alle Gesteinsproben einem bestimmten und einheitlich zusammengesetzten Protolith angehören. In erster Näherung kann dies durch Betrachtung der Häufigkeiten und Verhältnisse alterationsinsensitiver Elemente innerhalb einer Folge zunehmender Deformations- und damit auch Metasomatoseintensität geschehen.

Bezüglich der Mobilität bzw. Immobilität einzelner Elemente besteht in der Literatur keine einheitliche Meinung. So betrachten z. B. KERRICH et al. (1980) SiO_2 , Al_2O_3 , P_2O_5 , V, Ni, Cr, Y, Zr und Nb als immobil, FOURCADE et al. (1989) V, SiO_2 , Zr, P_2O_5 , Al_2O_3 , TiO_2 , Y und Fe_2O_3 . Für die Haupt- und Nebenelemente stellte KORZHINSKY (1950) eine Elementreihe gemäß ihrer relativen Mobilität auf:

$\text{H}_2\text{O} > \text{CO}_2 > \text{S} > \text{Cl} > \text{K} > \text{Na} > \text{F} > \text{Ca} > \text{Fe} > \text{Mg} > \text{Si} > \text{P} > \text{Al} > \text{Ti}$ (Reihenfolge in abnehmender Mobilität).

In aktuellen Untersuchungen konstatieren GLAZNER & BARTLEY (1991) für die Mylonitisierung eines Granodiorits folgende relative Elementabfuhr und -zufuhr:

$\text{Cs} > \text{K} > \text{Th} > \text{Rb} > \text{Si} > \text{U} > \text{Lu} > \text{Ba} > \text{Yb} > \text{Na} > \text{Al} > \text{Br} > \text{Tb} > \text{La} > \text{Ce} > \text{Sr} > \text{Sm} > \text{Nd} > \text{Ca} > \text{Zn} > \text{Hf} > \text{Eu} > \text{Cr} > \text{Sc} > \text{Ti} > \text{Zr} > \text{Co} > \text{Fe} > \text{Mg} > \text{P} > \text{Sb}$.

Die Grenze zwischen Anreicherung und Verarmung liegt bei Yb, d.h. die Elemente K, Rb, Si oder Ba wurden aus dem Mylonit abgeführt, Ti, Zr, Mg, P oder Sb konzentriert.

Materialzunahmen und -verluste bei metasomatischen Alterationen können nicht ohne das Wissen über die Beziehung zwischen Zusammensetzung und Volumenänderung während des Alterationsprozesses beurteilt werden. Ein Vergleich der Gesamtzusammensetzung unter der stillschweigenden Annahme eines konstanten Volumens ist nicht zulässig, wenn die Alteration von einer klar ersichtlichen Deformation und/oder einer Änderung des Gehaltes an leichtflüchtigen Bestandteilen begleitet wurde (GRESENS, 1967). Deshalb ist es notwendig, vor dem Vergleich der Gesamtgesteinsanalysen die Volumen- und Massenbeziehungen der gemessenen Elemente zu untersuchen. Dies erfolgte unter Verwendung der Isoconendarstellung von GRANT (1986), mit der immobile Elemente definiert werden konnten. Letztere fungierten für den Nachweis von Elementanreicherungen und -verlusten als Referenzelemente.

Bei den Konzentrationsmessungen mit WDRFA und ICP-AES wurden die elementspezifischen Massen bestimmt (siehe Kap. 6.1.). Um auch eine Aussage bezüglich der relevanten Volumenbeziehungen zu ermöglichen, wurden zusätzlich exemplarisch Dichtemessungen durchgeführt. Die Dichtebestimmung wurde mit dem BECKMAN Air Comparison Pycnometer Model 930 an Festgestein und Gesteinspulver durchgeführt.

Das grundlegende Argument von GRESENS (1967) ist, daß einige Komponenten sich wahrscheinlich immobil während des Alterationsprozesses verhalten haben. Diese können verwendet werden, um Volumenänderungen sowohl des Gesamtgesteines als auch einzelner Komponenten abzuschätzen. Die Gleichungen von GRESENS (1967) wurden von GRANT (1986) in eine lineare Beziehung zwischen der Konzentration einer Komponente im alterierten und originalen Gestein umgeändert. Die gleichzeitige Lösung dieser Gleichungen für alle Komponenten, welche keine relative Massenänderung zeigen, definiert eine Isocone. Eine Isocone ist allgemein die Verbindungslinie gleicher Verhältnisse geochemischer Konzentrationen. Sie wird visuell einer Reihe von Datenpunkten einbeschrieben (*best-fit isocon*). Im Konzentrationsdiagramm von alteriertem Gestein gegen Originalgestein, wird die Isocone als Gerade durch den Ursprung dargestellt. Die Steigung der Isocone definiert die Massenänderung des Gesamtgesteines während der Alteration. Die Abweichung der Datenpunkte von der Isocone definiert die Konzentrationsänderung für die entsprechende Komponente. Besitzt die für das Gesamtgestein repräsentative Isocone eine Steigung >1 , ergibt sich ein Massenverlust. Eine Steigung <1 bedeutet einen Massengewinn. Generell befinden sich dabei abgeführte Elemente unterhalb, zugeführte oberhalb der Referenzisocone.

Die fundamentale Gleichung der Isoconenmethode von GRANT (1986), in Anlehnung an GRESENS (1967), lautet:

$$C_i^A = \frac{M^O}{M^A} (C_i^O + \Delta C_i) \quad (6.2)$$

wobei das Verhältnis äquivalenter Massen vor und nach der Alteration (M^O/M^A) konstant ist. Nach der Identifikation der immobilten Elemente, für die $\Delta C_i = 0$ ist, erhält man einen Satz von Gleichungen der Form:

$$C_i^A = (M^O/M^A) C_i^O \quad (6.3)$$

Bei der graphischen Lösung werden die Analysendaten C_i^A und C_i^O gegenübergestellt. Die immobilten Komponenten reihen sich entlang einer Geraden durch den Ursprung mit der Steigung (M^O/M^A) auf. Fand keine Massen- und Volumenänderung statt, gilt:

$$C^A = C^O \quad (6.4)$$

Unter Einbeziehung der Dichten ist es möglich, aus den Massenbeziehungen die Volumenbeziehungen abzuleiten:

$$\frac{M^A}{M^O} \cdot \frac{\rho^A}{\rho^O} = \frac{V^A}{V^O} \quad (6.5)$$

Die relative Zufuhr und Abfuhr mobiler Elemente ist gegeben durch die Abweichung der jeweiligen Datenpunkte von der Referenzisocone, d.h. der Isocone jener Elemente, von denen ein immobiles Verhalten während der Alteration angenommen werden kann. Dividiert man beide Seiten der Gleichung 6.2 durch C_i^O und formt sie um, so erhält man:

$$(\Delta C_i / C_i^O) = (M^A / M^O) (C_i^A / C_i^O) - 1 \quad (6.6)$$

Nach dieser Gleichung werden im folgenden alle Konzentrationsänderungen mobiler Elemente ermittelt (siehe Tab. 28). Die Elementkonzentrationen in den Isoconendiagrammen sind analog zu GRANT (1986) willkürlich skaliert (z.B. 10 TiO_2 , 0.1 Zr). Ein Vorteil dieser willkürlichen Skalierung ist, daß sie den direkten Vergleich von Ele-

Tabelle 27.

Vergleich der Zusammensetzung geringstdeformierter Tonalite mit Tonalitkataklasiten und Pseudotachylit.
Comparison of least deformed tonalite, cataclastic tonalite, and pseudotachylyte compositions.

| | 87080 | 87087 | 87091 | 87101 | 87105 | | 87080 | 87087 | 87091 | 87101 | 87105 |
|--|-------|-------|-------|-------|-------|-----------------------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Haupt- und Nebenelemente in Gew.-% | | | | | | Spurenelemente in ppm | | | | | |
| SiO ₂ | 62.00 | 61.60 | 55.45 | 59.30 | 59.90 | Cr | 20 | 41 | 120 | 17 | 8 |
| Al ₂ O ₃ | 17.29 | 17.29 | 16.75 | 17.00 | 17.60 | Co | 35 | 25 | n.a. | n.a. | 36 |
| Fe ₂ O ₃ (total) | 6.06 | 2.21 | 10.35 | 6.29 | 5.97 | Zn | 72 | 137 | 87 | 38 | 52 |
| MnO | 0.09 | 0.03 | 0.17 | 0.11 | 0.11 | Rb | 82 | 419 | 93 | 50 | 121 |
| MgO | 2.20 | 0.72 | 3.76 | 2.34 | 2.64 | Sr | 329 | 699 | 176 | 149 | 371 |
| CaO | 3.53 | 1.33 | 4.43 | 10.70 | 5.02 | Y | 25 | 23 | 35 | 15 | 21 |
| Na ₂ O | 3.35 | 0.48 | 3.62 | 1.72 | 3.36 | Zr | 233 | 199 | 291 | 162 | 139 |
| K ₂ O | 2.34 | 12.60 | 1.98 | 0.70 | 3.03 | Nb | 12 | 13 | 32 | 14 | 11 |
| TiO ₂ | 0.73 | 0.75 | 1.80 | 0.78 | 0.58 | Ba | 570 | 3914 | 327 | 152 | 858 |
| P ₂ O ₅ | 0.24 | 0.21 | 0.35 | 0.19 | 0.17 | Th | 33 | 26 | n.a. | n.a. | 24 |
| Σ [Gew.-%] | 98.01 | 97.79 | 98.81 | 99.19 | 98.57 | La | 43.7 | 16.4 | 41.2 | 19.8 | 32.2 |
| LOI [Gew.-%] | 3.83 | 1.30 | 5.81 | 3.78 | 2.88 | Ce | 98.6 | 35.4 | 92.3 | 37.4 | 60.7 |
| | | | | | | Nd | 36.2 | 20.5 | 41.2 | 18.3 | 24.5 |
| | | | | | | Sm | 7.4 | 4.7 | 9.4 | 5.5 | 5.7 |
| | | | | | | Eu | 1.3 | 0.6 | 2.4 | 1.4 | 1.3 |
| ρ _{FG} [g cm ⁻³] | 2.73 | 2.60 | 2.77 | 2.72 | 2.75 | Gd | 7.0 | 5.3 | 8.5 | 5.1 | 4.5 |
| ρ _{GP} [g cm ⁻³] | 2.78 | 2.61 | 2.78 | 2.84 | 2.81 | Dy | 4.1 | 4.4 | 6.3 | 2.6 | 3.8 |
| | | | | | | Er | 2.8 | 2.5 | 3.0 | 1.6 | 1.8 |
| | | | | | | Yb | 2.9 | 2.7 | 2.9 | 1.7 | 2.1 |
| | | | | | | Lu | 0.3 | 0.4 | 0.4 | 0.2 | 0.2 |

87080 Tonalit östlich des Seebaches, 1525 m ü. NN; 87087 Pseudotachylit, Seebach, 1365 m ü. NN; 87091 Tonalit-Ultrakataklasit, Seebach, 1337 m ü. NN; 87101 Tonalitkataklasit südlich des Schwenderecks, 1373 m ü. NN; 87105 Tonalit südöstlich des Schwenderecks, 1325 m ü. NN; Σ wasserfreie Summe; LOI Glühverlust über 110° C; ρ_{FG}, ρ_{GP} Dichte des Festgesteines bzw. Gesteinspulvers; n.a. nicht analysiert.

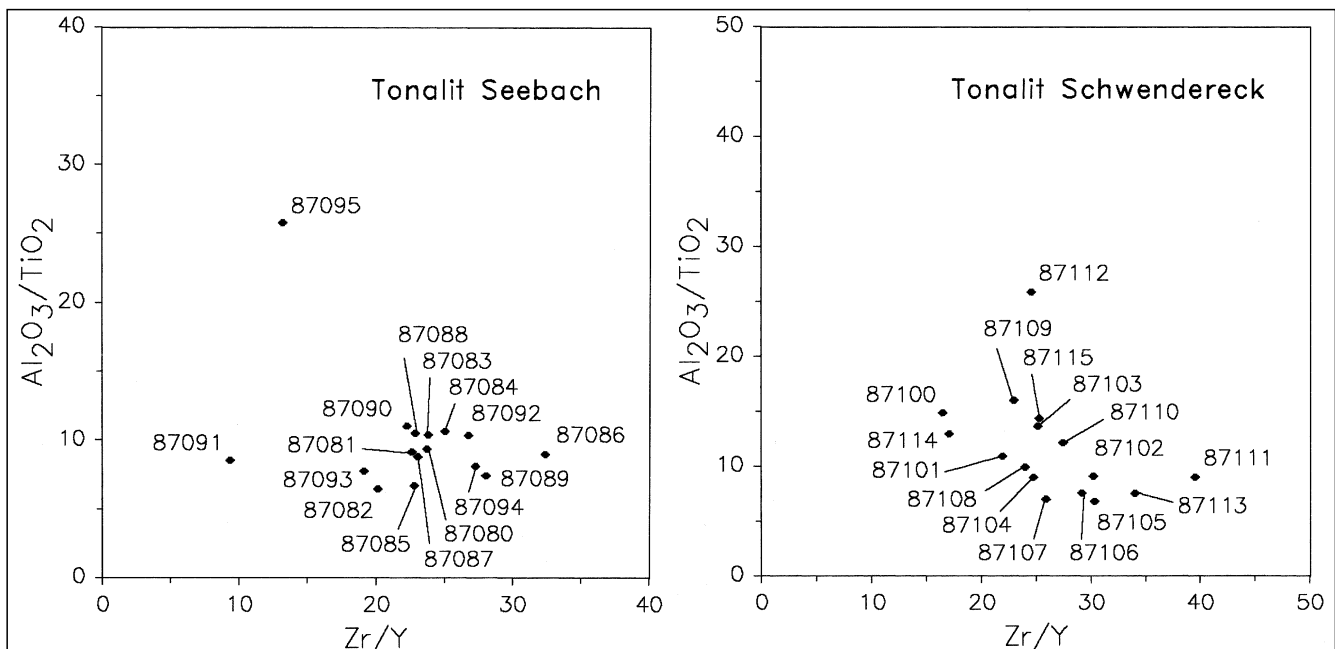


Abb. 83.

Interelement-Variationsdiagramm alterationsinsensitiver Elemente für Seebach und Schwendereck-Tonalit.

Bezüglich dieser immobilen Elemente kann man von geochemisch homogenen Tonalitkörpern vor dem Einwirken der Kataklase ausgehen, sieht man von den beiden Ausreißern 87091 (intensiv sprödeformierter Tonalit) und 87095 (Muscovitgneiss) aus der nördlichen Scherzone im Seebachprofil ab (Ausgangsdaten in Anhang D.1).

Interelement variation diagram of alteration-insensitive elements for the Seebach and Schwendereck tonalite.

With respect to these immobile elements, the tonalite bodies were compositionally homogeneous before the impact of cataclasis, disregarding the outliers 87091 (intensely cataclastic tonalite) and 87095 (muscovite gneiss) from the northern shear zone in the Seebach profile; for source data see appendix D.1.

mentkonzentrationsangaben in Gew.-% und ppm in einer linearen Darstellung ermöglicht und so die Übersichtlichkeit erhöht wird.

6.4.3. Volumen- und Massenbeziehungen während der Kataklyse

Um mögliche Volumen- und Massenänderungen der Tonalite während der deformationbedingten Alteration und Aufschmelzung unter hydrothermalen Bedingungen zu untersuchen, wurden einige Proben in Isoconendiagrammen nach GRANT (1986) dargestellt und interpretiert. Die Wahl fiel auf zwei mikro- und mesoskopisch sehr gering deformierte und alterierte Tonalitproben (*least altered tonalite*; 87080 und 87105), zwei Ultrakataklasitproben (*ultra-cataclastic tonalite*; 87091 und 87101) und eine Pseudotachylitprobe (*pseudotachylyte*; 87087) aus Seebach- und Schwendereckprofil (Tab. 27).

Voraussetzung für die Beurteilung von Stoffabfuhr und -zufuhr sind einheitliche Interelementverhältnisse alterationsinsensitiver Elemente innerhalb einer Folge zuneh-

mender Deformationsintensität. Sie dienen der Kontrolle eines homogenen Protoliths.

KERRICH (1988) verwendete unter anderem die Interelementverhältnisse Al_2O_3/TiO_2 , Ti/Zr und Zr/Y (siehe Abb. 83). Aus Abb. 83 geht hervor, daß man für die beiden geochemischen Profile von einem homogenen Protolith ausgehen kann und die Änderung der Elementkonzentrationen auf die Spröddeformation zurückgeführt werden kann, wenn man von den beiden Ausreißern absieht, einen Muscovitgneis (87095) bzw. einen intensiv bruchhaft deformierten Tonalit (87091) aus der nördlichen Scherzone des Seebachprofils.

Die Dichtemessungen am Festgestein mit dem Luftpyknometer ergaben für geringdeformierte und kataklas-tisch deformierte Tonalite Werte zwischen 2.72 und 2.77 $g\ cm^{-3}$ und für Pseudotachylit von 2.60 $g\ cm^{-3}$ (Tab. 27).

Dieser Dichteunterschied zwischen Tonalit und Pseudotachylit ist wahrscheinlich auf den niedrigen Grad der Molekülordnung, wie er beispielsweise für vulkanische Gläser typisch ist (CORRENS, 1968), und die anschließende

Tabelle 28.

Konzentrationsänderungen in den Tonalitkataklasiten und im Pseudotachylit gegenüber den Referenzisoconen.
Concentration changes in cataclastic tonalite and pseudotachylyte in relation to reference isocones.

| $\Delta C_i/C_i^0$ | Tonalitkataklasit (Schwendereck) 87101/87105 | | | | Tonalit-Ultrakataklasit (Seebach) 87091/87080 | | | | Pseudotachylit (Seebach) 87087/87080 | | | |
|--------------------------------|---|------------------------|---------|-------|--|-----------------|------------------------|-------|---|-------|--------------|------------------|
| Konstante | M-V | Al-Si- Mn-Sm- Eu | Zr-P-Gd | Ti-Nb | M-V | Al-La- Ce-Yb | Zr-Ca- Zn-Sm- Gd | Ti-Nb | M | V | Al-Si-Ti | Zr-P-Y- Er-Yb |
| SiO ₂ | -0.01 | +0.01 | -0.13 | -0.24 | -0.11 | -0.07 | -0.28 | -0.65 | -0.01 | +0.04 | -0.01 | +0.12 |
| Al ₂ O ₃ | -0.03 | -0.01 | -0.15 | -0.26 | -0.03 | +0.01 | -0.22 | -0.62 | 0.00 | +0.05 | -0.01 | +0.13 |
| Fe ₂ O ₃ | +0.05 | +0.07 | -0.08 | -0.19 | +0.71 | +0.78 | +0.38 | -0.33 | -0.64 | -0.62 | -0.64 | -0.41 |
| MnO | -0.04 | -0.02 | -0.16 | -0.27 | +0.96 | +1.05 | +0.58 | -0.23 | -0.66 | -0.64 | -0.66 | -0.62 |
| MgO | -0.12 | -0.10 | -0.23 | -0.32 | +0.71 | +0.78 | +0.38 | -0.33 | -0.67 | -0.66 | -0.67 | -0.63 |
| CaO | +1.13 | +1.17 | +0.87 | +0.63 | +0.25 | +0.31 | +0.01 | -0.51 | -0.62 | -0.60 | -0.63 | -0.58 |
| Na ₂ O | -0.49 | -0.48 | -0.55 | -0.61 | +0.08 | +0.13 | -0.13 | -0.57 | -0.86 | -0.85 | -0.86 | -0.84 |
| K ₂ O | -0.77 | -0.77 | -0.80 | -0.82 | -0.16 | -0.12 | -0.32 | -0.67 | +4.38 | +4.65 | +4.25 | +5.06 |
| TiO ₂ | +0.34 | +0.36 | +0.17 | +0.02 | +1.46 | +1.56 | +0.98 | -0.03 | +0.03 | +0.08 | +0.02 | +0.16 |
| P ₂ O ₅ | +0.12 | +0.14 | -0.02 | -0.14 | +0.46 | +0.52 | +0.17 | -0.43 | -0.13 | -0.08 | -0.13 | -0.01 |
| Cr | +1.06 | +1.10 | +0.81 | +0.58 | +4.97 | +5.22 | +3.81 | +1.35 | +1.02 | +1.13 | +1.01 | +1.28 |
| Co | n.a. | n.a. | n.a. | n.a. | n.a. | n.a. | n.a. | n.a. | -0.29 | -0.25 | -0.29 | -0.20 |
| Zn | -0.27 | -0.25 | -0.36 | -0.44 | +0.21 | +0.26 | -0.03 | -0.52 | +0.91 | +1.00 | +0.90 | +1.15 |
| Rb | -0.59 | -0.58 | -0.64 | -0.68 | +0.13 | +0.18 | -0.09 | -0.55 | +4.13 | +4.39 | +4.10 | +4.78 |
| Sr | -0.60 | -0.59 | -0.65 | -0.69 | -0.46 | -0.44 | -0.57 | -0.79 | +1.13 | +1.23 | +1.11 | +1.40 |
| Y | -0.27 | -0.26 | -0.37 | -0.44 | +0.38 | +0.43 | +0.11 | -0.46 | -0.09 | -0.04 | -0.10 | +0.03 |
| Zr | +0.17 | +0.19 | +0.02 | -0.10 | +0.25 | +0.30 | +0.01 | -0.51 | -0.14 | -0.10 | -0.15 | -0.04 |
| Nb | +0.27 | +0.30 | +0.11 | -0.02 | +1.63 | +1.73 | +1.11 | +0.03 | +0.08 | +0.14 | +0.08 | +0.22 |
| Ba | -0.82 | -0.82 | -0.84 | -0.86 | -0.43 | -0.40 | -0.54 | -0.77 | +5.87 | +6.21 | +5.82 | +7.73 |
| Th | n.a. | n.a. | n.a. | n.a. | n.a. | n.a. | n.a. | n.a. | -0.21 | -0.17 | -0.22 | -0.11 |
| La | -0.39 | -0.37 | -0.46 | -0.53 | -0.06 | -0.02 | -0.24 | -0.63 | -0.62 | -0.61 | -0.63 | -0.58 |
| Ce | -0.38 | -0.37 | -0.46 | -0.53 | -0.06 | -0.03 | -0.25 | -0.63 | -0.64 | -0.62 | -0.64 | -0.60 |
| Nd | -0.25 | -0.24 | -0.35 | -0.43 | +0.14 | +0.19 | -0.08 | -0.55 | -0.43 | -0.41 | -0.44 | -0.36 |
| Sm | -0.04 | -0.02 | -0.16 | -0.26 | +0.27 | +0.33 | +0.03 | -0.50 | -0.37 | -0.34 | -0.37 | -0.29 |
| Eu | +0.03 | +0.05 | -0.10 | -0.21 | +0.91 | +0.99 | +0.54 | -0.25 | -0.51 | -0.48 | -0.51 | -0.44 |
| Gd | +0.14 | +0.16 | 0.00 | -0.13 | +0.22 | +0.27 | -0.02 | -0.52 | -0.25 | -0.21 | -0.25 | -0.15 |
| Dy | -0.31 | -0.29 | -0.39 | -0.47 | +0.54 | +0.60 | +0.24 | -0.39 | +0.08 | +0.13 | +0.07 | +0.22 |
| Er | -0.12 | -0.11 | -0.23 | -0.33 | +0.06 | +0.11 | -0.15 | -0.58 | -0.11 | -0.07 | -0.12 | 0.00 |
| Yb | -0.20 | -0.18 | -0.30 | -0.39 | -0.01 | +0.03 | -0.20 | -0.61 | -0.09 | -0.04 | -0.09 | +0.03 |
| Lu | -0.22 | -0.21 | -0.32 | -0.40 | +0.16 | +0.21 | -0.06 | -0.54 | +0.21 | +0.27 | +0.21 | +0.37 |

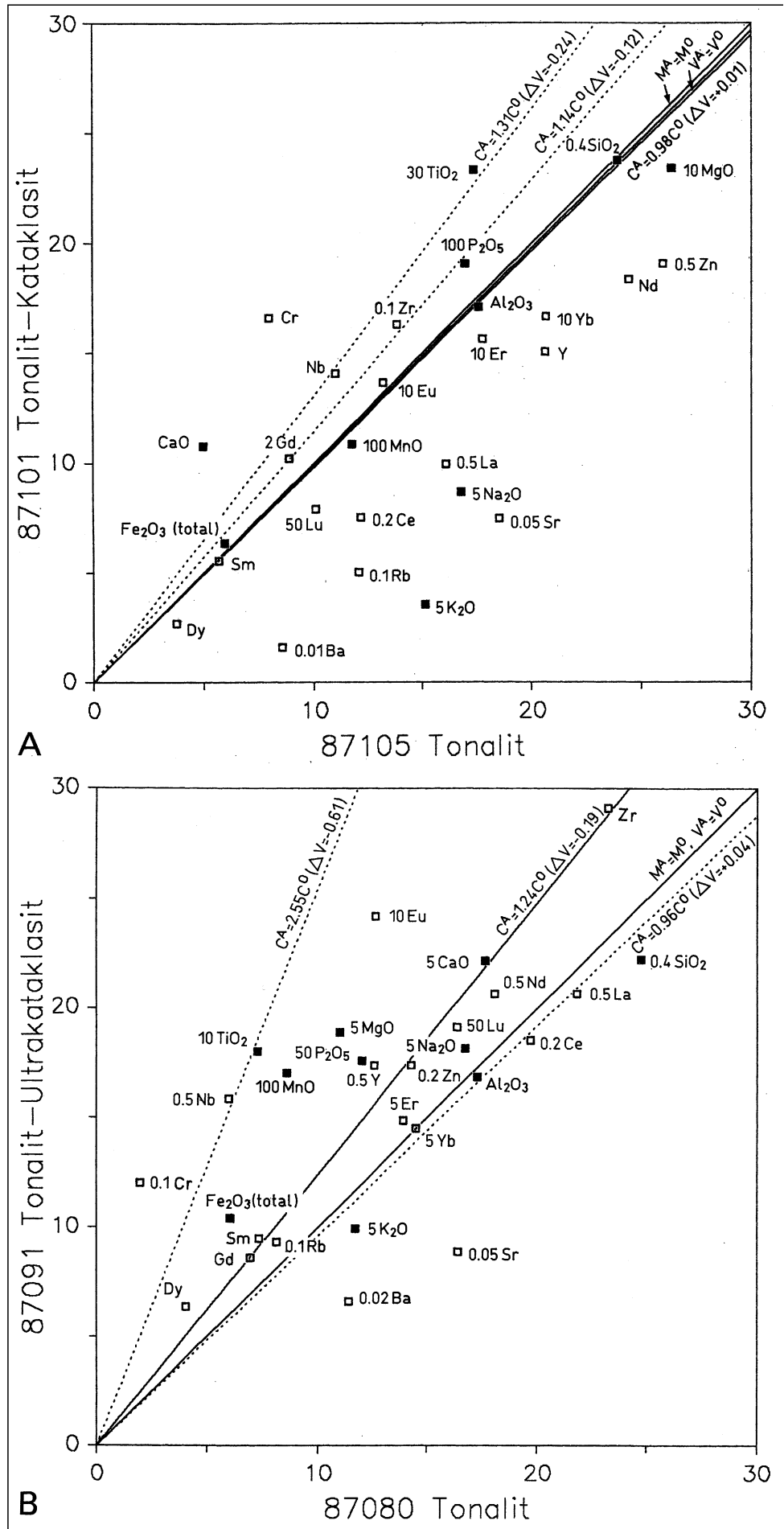
n.a. nicht analysiert.

unvollkommene Rekrystallisation zurückzuführen. Wenn man die Dichtemessungen von Festgestein und Gesteinspulver gegenüberstellt, erhält man für das Gesteinspulver geringfügig höhere Werte, welche vermutlich auf das Mikroporenvolumen bzw. nicht kommunizierende Makroporenvolumen zurückzuführen sind. Hierbei fällt auf, daß der Pseudotachylit und Ultrakataklasit aus dem Seebachprofil nur eine sehr geringe Mikroporosität von 0.2 bis 0,3 Vol.-% besitzen, während für die geringdeformierten Tonalite eine Mikroporosität um 2.0 Vol.-% abgeschätzt werden konnte. Dieses Ergebnis entspricht den Erwartungen, da die katakla-sebedingte Kornverkleinerung eine dichtere Packung der Gesteinskomponenten, gleichbedeutend einer Verringerung des Porenvolumens, nach sich zieht (Kap. 6.4.1.). Für alle untersuchten Tonalitproben, mit Ausnahme des Pseudotachylits, sind die Volumen- bzw. Massenbeziehungen des Gesamtgesteines nahezu konstant.

Im weiteren werden die Volumen- und Massenbeziehungen hinsichtlich einiger immobiler Elemente betrachtet. Als typische Vertreter alterationsinsensitiver Elemente, die in der Literatur (z.B. GRANT, 1986) häufig Verwendung finden, sind hier Al_2O_3 , TiO_2 und Zr zu nennen (Tab. 28). Es wird bei der Beurteilung der Massenbeziehungen von einem zusammenhängenden Deformationsereignis mit synchronen Stoffbewegungen ausgegangen. Dies ist eine wichtige Voraussetzung für eine sinnvolle Interpretation der geochemischen Analysen.

6.4.3.1. Tonalitinterne Scherzone im Schwendereckprofil

Für diesen Tonalitkataklasit (87101) und gering alterierten Tonalit (87105) sind die Isoconen für konstantes Volumen und konstante Masse praktisch identisch (siehe Tab. 27). Eine sinnvolle Aufreihung potentiell immobiler



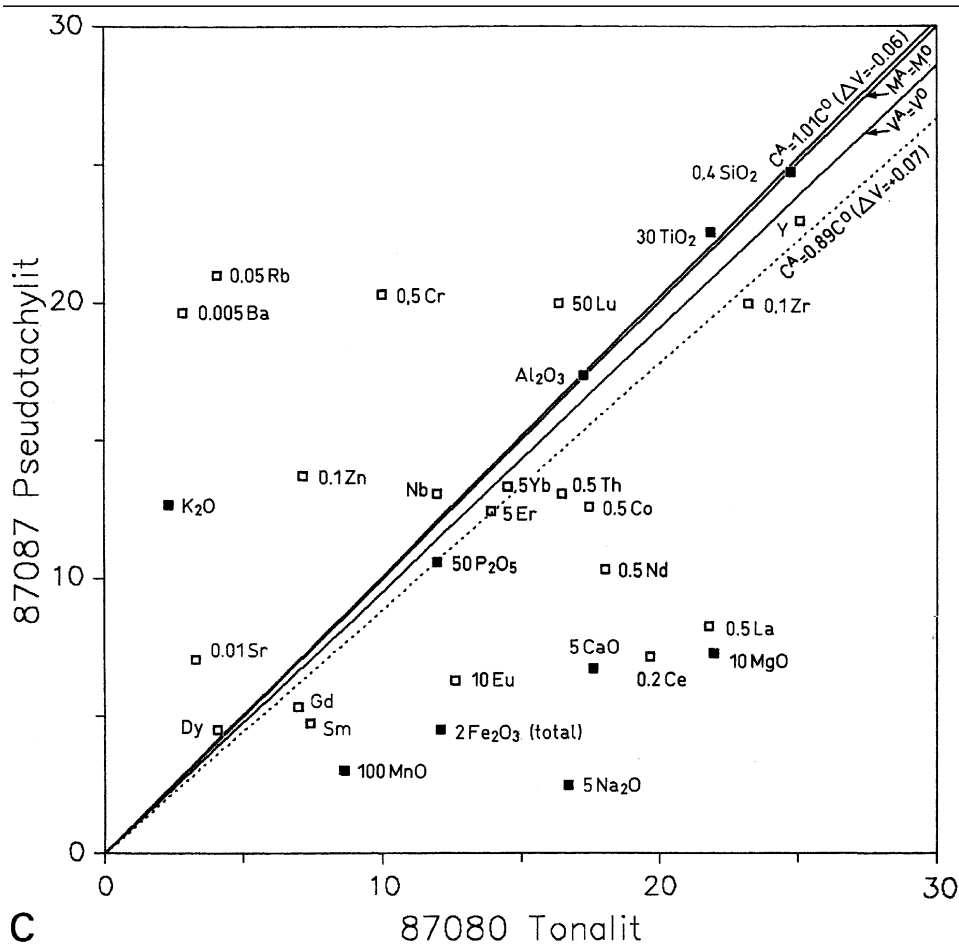


Abb. 84.

Isoconendiagramme nach GRANT (1986).

- a) Schwendereck: Tonalitkataklasit (87101) gegen geringalterierten Tonalit (87105) mit einer bestangepaßten Isocone mit der Steigung 0.98 (Al_2O_3 , SiO_2 , MnO , Sm , Eu), entsprechend nahezu konstanten M-/V-Verhältnissen.
- b) Seebach: Tonalit-Ultrakataklasit (87091) gegen geringalterierten Tonalit (87080) mit einer Steigung der Isocone von 1.24 (Zr , CaO , Zn , Sm , Gd), entsprechend einem Massen- bzw. Volumenverlust von 19 %.
- c) Seebach: Pseudotachylit (87087) gegen geringalterierten Tonalit (87080) mit einer Steigung der Isocone von 1.01 (Al_2O_3 , SiO_2 , TiO_2), entsprechend einem nahezu konstanten Massenverhältnis und einem Volumenverlust von 6 %.

Zum Vergleich sind die Isoconen für konstante Masse und Volumen ergänzt; Haupt- und Nebenelemente in Gew.-% (volle Quadrate), Spurenelemente und REE in ppm (offene Quadrate).

Isocon diagrams after GRANT (1986).

- a) Schwendereck: cataclastic tonalite (87101) against least altered tonalite (87105) showing a best-fit isocon with a slope of 0.98 (Al_2O_3 , SiO_2 , MnO , Sm , Eu), corresponding to nearly constant mass and volume.
- b) Seebach: ultracataclastic tonalite (87091) against least altered tonalite (87080) showing a best-fit isocon with a slope of 1.24 (Zr , CaO , Zn , Sm , Gd), corresponding to a mass and volume decrease of 19 percent.
- c) Seebach: pseudotachylite (87087) against least altered tonalite (87080) showing a best-fit isocon with a slope of 1.01 (Al_2O_3 , SiO_2 , TiO_2), corresponding to nearly constant mass and a volume decrease of 6 percent.

For comparison, isocons based on the hypotheses of constant mass and constant volume are shown; major elements in weight percent (solid squares), trace elements and REE in ppm (open squares).

Elemente (SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 total, MnO , Eu und Sm ; vgl. z.B. FOURCADE et al., 1989) definiert die durch Al_2O_3 repräsentierte Isocone mit einer Steigung von $(M^0/M^A) = 0.98$, welche einer Massenzunahme von 2 Gew.-% entspricht. Aus $(V^A/V^0) = 1.02$ ($2.72/2.75$) = 1.01 ergibt sich eine Volumenzunahme von 1 %. Bei dieser geringen Konzentrationsänderung kann man von konstanten Volumen- und Massenverhältnissen während der Alteration ausgehen (Abb. 84a).

Einige Elemente liegen oberhalb der durch Al_2O_3 repräsentierte Isocone und haben damit gegenüber dem Ausgangsgestein eine deutliche Massenzunahme zu verzeichnen. So sind die Komponenten TiO_2 , Nb und Zr im Vergleich zu Al_2O_3 um 19 bis 36 Gew.-%, P_2O_5 um 14 Gew.-% angereichert. CaO und Cr haben eine extreme Anreicherung von über 100 Gew.-% erfahren. Dies würde bedeuten, daß Elemente wie Cr , TiO_2 , Zr , P_2O_5 oder Nb dem System zugeführt wurden, obwohl sie in der Literatur als relativ immobil eingeschätzt werden (KERRICH et al., 1980; GLAZNER & BARTLEY, 1991).

Normiert man auf die Zr-P-Gd-Isocone mit einer Steigung von 1.14, ergibt sich ein Massenverlust von 12 % bzw. ein Volumenverlust von 13 %. Die Ti-Nb-Isocone mit einer Steigung von 1.30 repräsentiert einen Massenverlust von 23 % und Volumenverlust von 24 % (Abb. 84a). Für die individuelle Beurteilung wurde die durch Al_2O_3 repräsentierte Isocone als Referenzisocone zugrunde gelegt, obwohl auch ein Volumenverlust bis zu 24 % durch Isoconen entlang potentiell immobilere Elemente zu begründen wäre. Für qualitative Aussagen bezüglich der Konzentrationsänderungen einzelner Komponenten während der Deformation und Alteration spielt in diesem Fall die Wahl der Referenzisocone keine entscheidende Rolle, da sämtliche in Betracht kommenden Isoconen sehr eng zusammen liegen.

Die Anzahl der untersuchten Elemente mit einer Massen-/Volumenabnahme bezüglich der Referenzisocone ist hoch. K_2O und Ba sowie Rb und Sr zeigen jeweils ein kohärentes Mobilitätsverhalten mit Konzentrationsänderungen von -80 bzw. -60 Gew.-% Na_2O ist um etwa 50 Gew.-%, Y und Zn um 25 Gew.-% vermindert. Die Fe_2O_3 - und MgO -Konzentrationen sind relativ konstant. Einige REE, wie Sm , Eu und Gd , liegen nahe der Referenzisocone. Abgesehen von diesen Ausnahmen sind sowohl HREE, als auch LREE bis zu 37 Gew.-% (La und Ce) abgeführt. Ihr Mobilitätsverhalten während einer Alteration bedarf einer differenzierteren Betrachtung (vgl. NESBITT, 1979; RÖSLER & BEUGE, 1983). Die Abfuhr speziell der LREE ist überraschend, da sie im allgemeinen während hydrothermalen Alteration immobil sind. Nur ein sehr hoher Fluiddurchsatz kann die REE-Konzentrationen signifikant verändern (HANSON, 1980; BAU, 1991).

Die Abfuhr der Alkali-elemente (Na , K , Ba und Rb) ist auf die Sericitisierung bzw. Hydrolyse der Plagioklase

und einen inkongruenten Ersatz von Hornblende und Biotit durch Chlorit und Sericit zurückzuführen, die Abwanderung der REE ist durch den Zerfall der Hornblenden bedingt. Fe_2O_3 - und MgO -Konzentrationen bleiben weitgehend konstant, wobei Fe als Erzphase, z.B. in chloritisiertem Biotit, erhalten bleibt, Mg in Hellglimmerphasen eingebaut wird. Die Eu-Anomalie ist Differentiationsprozessen bei der Kristallisation des Tonalits aus dem Magma zuzuordnen und nicht mit Deformationsereignissen in Verbindung zu bringen. Die relative Anreicherung von TiO_2 und P_2O_5 ist ebenfalls eher primär bedingt, in Form von Apatit- und Titanitanreicherungen, als in metasomatischen Vorgängen zu suchen. Ti ist auch in sekundären Mineralisationen enthalten, wie z.B. in Erzphasen (Leukoxen, ?Ilmenit) und Rutil, die wahrscheinlich aus dem Biotitzerfall resultieren.

6.4.3.2. Tonalitinterne Scherzone im Seebachprofil

Zur Beurteilung der Massen- bzw. Volumenänderung wurden ein Tonalit-Ultrakataklasit (87091) und ein gering alterierter Tonalit (87080) gegenübergestellt. Geht man von einer Normierung auf Al_2O_3 , La, Ce und Yb als immobile Komponenten aus (vgl. GRANT, 1986), so erhält man eine Steigung von 0.96 für die durch Al_2O_3 repräsentierte Isocone und demzufolge eine Volumen- bzw. Massenzunahme von nur 4 Gew.-%. Die Ti-Nb-Isocone mit einer Steigung von 2.55 repräsentiert dagegen einen Massen-/Volumenverlust von 61 % (Abb. 84b). Eine weitere plausible Isocone mit einer Steigung von 1.24, einem Massen- und Volumenverlust von 19 % entsprechend, kann durch Zr, CaO, Zn, Sm und Gd gezogen werden. Nahe der durch Zr repräsentierten Isocone liegen zusätzlich die häufig als immobil angesehenen Elemente Y und P_2O_5 . Während bei der Scherzone im Schwendereckprofil von einer Volumen- bzw. Massenkonzanz ausgegangen werden konnte, spricht bei dieser Scherzone die Lage der immobil Komponenten eher für einen alterationsbedingten Volumen- bzw. Massenverlust von ca. 20 %. Eine Volumen- bzw. Massenänderung von bis zu -60 % aufgrund der Ti-Nb-Isoconen ist unwahrscheinlich, da sie zur Folge hätte, daß in diesem Extremfall außer TiO_2 alle Haupt- und Nebenelemente abgeführt sein müßten.

Bezüglich der durch Zr repräsentierten Referenzisocone ergeben sich bei den Haupt- und Nebenelementen Abfuhr um 13 bis 32 Vol.-% für Na_2O , Al_2O_3 , SiO_2 , K_2O und um 55 Vol.-% für Ba und Sr. Für MgO und Fe_2O_3 (total) sind Elementanreicherungen in Höhe von 38 Vol.-%, für MnO von 58 Vol.-%, TiO_2 von 98 Vol.-% und Nb von 111 Vol.-% abzuleiten. Die REE sind gegenüber Zr nahezu komplett um bis zu 25 Vol.-% (La und Ce) reduziert. Diese Mobilität fiel bereits bei der tonalitinternen Scherzone im Schwendereckprofil auf. Nur Eu zeigt mit einer Anreicherung knapp über 50 Vol.-% ein gegenläufiges Elementverhalten.

Die geochemischen Änderungen sind mit dem Verhalten der Mineralphasen während der Deformation in Beziehung zu bringen. Der Volumenverlust kann mit der Feldspatalteration in Einklang gebracht werden, die einen Verlust von SiO_2 , Al_2O_3 und der Alkalielemente bedingt. Andere Gründe sind für die deutliche Abfuhr der LREE La und Ce zu suchen. Dies würde wieder für einen sehr hohen Fluiddurchsatz während der metasomatischen Alteration sprechen (z.B. HANSON, 1980). Die unterschiedlichen Anreicherungen von MgO , Fe_2O_3 , TiO_2 , MnO und Nb sind einer selektiven Mobilisation dieser Elemente aus Biotit und Hornblende während der Fluidinfiltration zuzuschrei-

ben. Die Anreicherung mobiler Elemente stimmt mit einer Anreicherung an Residualphasen, wie Zirkon, Apatit, Titanit und Epidot überein, die als rigide Klaster während des kataklastischen Fließens erhalten blieben. Speziell die Eu-Anreicherung geht einher mit höheren P_2O_5 -Werten und kann deshalb in einer Apatitanreicherung begründet liegen.

6.4.3.3. Pseudotachylitgang im Seebachprofil

Für den Pseudotachylit ergibt sich wegen des deutlichen Dichteunterschiedes zum nicht alterierten Tonalit die Volumenänderung nicht direkt aus der Isocone. Normiert man auf SiO_2 , Al_2O_3 und TiO_2 als alterationsinsensitive Elemente, erhält man für die entsprechende Isocone eine Steigung von 1.01, was einer Massenabnahme von 1 % und einer Volumenabnahme von 6 % während der Alteration entspricht (Abb. 84c). Geht man dagegen von einer Isocone mit der Steigung (M^0/M^A) = 0.89 entlang der häufig alterationsinsensitiven Elemente Zr, P_2O_5 , Th, Y, Er und Yb aus, erhält man mit (M^A/M^0) = 1.12 eine Massenzunahme des Gesamtgesteines um 12 % und mit (V^A/V^0) = 1.12 ($2.60/2.73$) = 1.07 eine Volumenzunahme um 7 % während der Alteration.

Für den Pseudotachylit ist ein deutlich von Tonalitkataklasit und -ultrakataklasit unterschiedliches Elementwanderungsverhalten typisch. Es kommt insgesamt zu einer umfassenderen Elementmobilisation, d.h. eine Vielzahl von Elementen zeigt eine sehr hohe Ab- bzw. Zufuhr. Auffällig ist eine ausgeprägte Verarmung an Fe_2O_3 (total), MnO, MgO , CaO, La und Ce gegenüber Al_2O_3 , TiO_2 und SiO_2 um 63 bis 67 Gew.-% (65 bis 69 Vol.-%), gegenüber der durch Zr repräsentierten Isocone um 58 bis 63 Gew.-% (55 bis 58 Vol.-%); Na_2O wurde sogar um mehr als 80 Gew.-% gegenüber Al_2O_3 und Zr reduziert. Ebenfalls bemerkenswert sind die Zr-normierten Massenanreicherungen von K_2O (+506 Gew.-%), Ba (+773 Gew.-%) und Rb (+478 Gew.-%). Unabhängig, welche Referenzisocone gewählt wird, Trend und Größenordnung der individuellen Massenzu- und -abwanderungen ändern sich nur geringfügig. Eine gewisse Gesetzmäßigkeit ist aus den Konzentrationen der REE ersichtlich. So ist eine kontinuierliche Reihe von den massenkonstanten HREE bis zu den zunehmend abgeführten LREE ausgebildet (Tab. 28).

Da es sich bei den Pseudotachyliten um ehemalige Gläser handelt, kann eine Zuordnung zu einzelnen Mineralphasen nur mit Einschränkungen erfolgen. Eine Erklärungsmöglichkeit für die beobachteten Elementkonzentrationen im Pseudotachylit ist, daß es bereits vor der Intrusion zu einer Auslaugung von Na_2O , Fe_2O_3 (total), MnO, MgO , CaO, La, Ce und Eu kam. Als maßgebliche geochemische Prozesse sind hier die Chloritisierung von Hornblenden, Biotit und Granat sowie die Sericitisierung von Plagioklas zu nennen. K, Ba und Rb verhalten sich in der Schmelze hochmobil und bilden so möglicherweise diese apophyseninternen Anreicherungen. Der erhöhte Fluiddurchsatz wurde durch eine erhöhte Kluftpermeabilität im Gefolge einer intensiven hydraulischen Bruchbildung ermöglicht. Dies würde zwar der Forderung nach fluiduntersättigten Bedingungen während der friktionellen Ausschmelzung widersprechen, da Fluide Drucklösung (*pressure solution*) und hydrolytische Schwächung (*hydrolytic weakening*) verstärken und der Flüssigkeitspartialdruck die wirksame Normalspannung mindert (FRANCIS, 1972; SIBSON, 1977), es gibt aber eine Vielzahl von Argumenten, die für einen hohen Fluidanteil sprechen, wie

punkterniedrigung und die Bildung relativ niedrigviskoser Schmelzen (ERMANOVICS et al., 1972). Dies wurde von KENNEDY & SPRAY (1992) an künstlichen Gesteinsschmelzen in wasserreicher Umgebung experimentell bestätigt (siehe auch Kap. 7).

6.4.3.4. Zusammenfassung

Die Auswertung alterationsinsensitiver Elemente im Isoconendiagramm nach GRANT (1986) und die Interementverhältnisse nach KERRICH (1988) erbrachten folgende Ergebnisse:

1. Es kann von einem einheitlich zusammengesetzten Tonalit als Protolith ausgegangen werden.
2. Volumen- und Massenänderungen des Gesamtgesteines während der hydrothermalen Alteration sind gering. Bei den Kataklasten ergibt sich ein Volumen- bzw. Massenverlust von 0 bis 20 %, bei Pseudotachylit ein Volumen- bzw. Massengewinn bis 15 %.
3. Es kommt bei einer Reihe von Elementen zu Anreicherungen bzw. Verarmungen während Kataklaste und friktioneller Aufschmelzung; die Kataklaste schafft die Wegsamkeiten für alterierende Fluide. Auch in der Literatur häufig als immobil angesehene Elemente sind davon nicht ausgenommen. Es ergaben sich folgende Elementanreicherungen und -verarmungen:
 - Tonalitkataklastit (Schwendereck-Südhang):
Ba > K₂O > Sr > Rb > Na₂O > La > Ce > Dy > Y > Zn > Nd > Lu > Yb > Er > MgO > MnO > Sm > Al₂O₃ > SiO₂ > Eu > Fe₂O₃ > P₂O₅ > Gd > Zr > Nb > TiO₂ > CaO > Cr;
 - Tonalit-Ultrakataklastit (Seebachgraben):
Sr > Ba > K₂O > SiO₂ > Ce > La > Al₂O₃ > Yb > Er > Na₂O > Rb > Nd > Lu > Zn > Gd > Zr > CaO > Sm > Y > P₂O₅ > Dy > Fe₂O₃ > MgO > Eu > MnO > TiO₂ > Nb > Cr;
 - Pseudotachylit (Seebachgraben):
Na₂O > MgO > MnO > Ce > Fe₂O₃ > La > CaO > Eu > Nd > Sm > Co > Gd > Th > Zr > P₂O₅ > Er > Y > Yb > SiO₂ > Al₂O₃ > TiO₂ > Dy > Nb > Lu > Zn > Cr > Sr > Rb > K₂O > Ba.

Die als immobil anzusehenden Elemente sind mit Fettdruck gekennzeichnet. Sie definieren die Referenzisocone, welche die vorangehenden abgeführten Elemente von den nachfolgenden zugeführten Elementen trennt. Die Sortierung erfolgt nach dem Grad der relativen Elementverarmung bzw. -anreicherung.

6.4.4. Mobilitätsverhalten alterationsinsensitiver Spurenelemente während metasomatischer Alteration

Wenn Volumenverlust der einzige Prozeß wäre, der für eine relative Anreicherung der Residualkomponenten verantwortlich ist, wäre die Anreicherung für jedes Element in derselben Größenordnung. Da dies nicht der Fall ist, sprechen die Daten für ein unterschiedliches Mobilitätsverhalten einiger Elemente. Fraktionierungsfaktoren für einen Elementtransport unter hydrothermalen Bedingungen während bruchhafter Verformung sind jedoch bisher nicht bekannt (O'HARA & BLACKBURN, 1989).

Die geringe Löslichkeit von Elementen wie Ti, P, Zr und Y deutet darauf hin, daß die Anreicherung dieser Elemente eher auf eine physikalische Konzentration ihrer entsprechenden Wirtsminerale als auf eine Infiltration von Fluiden

zurückzuführen ist, welche mit diesen Elementen angereichert sind (O'HARA, 1988). Als alterationsresistente Wirtsminerale kommen für die analysierten Spurenelementgehalte des Lesachtal-Tonalits laut petrographischer Auswertung (Tab. 1) folgende Mineralphasen in Frage (Substituenten nach DEER et al., 1966, RÖSLER, 1981, und GRAUCH, 1989):

- Zirkon (Zr, Mn, Nb, P, Th, Ti, Y, REE),
- Titanit (Ti, Ba, Cr, Mn, Nb, Sr, Th, Y, REE),
- Apatit (P, Ba, Mn, Pb, Sr, Y, REE),
- Rutil (Ti, Cr, Nb, Sn),
- Granat (Mn, Ti, Y, REE),
- Epidot/Klinozoisit (Ce, La, Nd, Y, Mn, Sr, Th, Ti; vor allem als Sekundärmineralisation).

Bei einer Konzentration der Spurenelemente in alterationsresistenten Akzessorien ist eine geringere deformationsbedingte Mobilisierung zu erwarten als bei einer Konzentration in den Hauptmineralphasen. Entscheidend für das generelle Mobilitätsverhalten von Elementen sind Ionenradius, Ionenladung und lokale Parameter der zirkulierenden fluiden Phasen, wie Eh-Wert, pH-Wert, Zufluß und schließlich deren chemische Zusammensetzung (PRICE et al., 1991). So ist die REE-Mobilität durch die Anwesenheit von F⁻, CO₃²⁻ und OH⁻ in den Alterationsfluiden erhöht. Dies liegt einerseits daran, daß die REE mit F⁻, CO₃²⁻ und OH⁻ stabilere Komplexe bilden als mit Cl⁻, andererseits aber auch daran, daß die Bestandteile von REE-Wirtsmineralen wie Ti, Zr und P selbst in Fluoridlösungen mobil sind (ALDERTON et al., 1980; BAU, 1991). Da die absoluten REE-Gehalte hydrothermalen Lösungen in der Größenordnung 10⁻³ bis 10⁻⁶ ppm, die des Gesteines bei 10⁻¹ bis 10⁻³ ppm liegen, ist ein Verhältnis von Fluiden zu Gestein von 10² notwendig, um das REE-Muster während der hydrothermalen Alteration wesentlich zu verändern (MICHARD, 1989; BAU, 1991).

Die Frage der REE-Mobilität während Metamorphose, Diagenese und Verwitterung ist bisher nicht gelöst. Die REE-Verteilungskoeffizienten zwischen Gängen und Wirtsgestein, und damit auch die Mobilität der REE, nehmen bei steigendem Metamorphosegrad zu (GRAUCH, 1989). Die Untersuchungsergebnisse belegen einheitlich eine Mobilisierung der REE und anderer alterationsinsensitiver Komponenten während hydrothermalen und supergener Alteration. LREE werden bevorzugt während der Chloritisierung und Umwandlung in Tonminerale abgeführt. Eu entweicht vermutlich während der Saussuritisierung der Plagioklase. HREE werden bei der Chloritisierung mafischer Gemengteile mobil, wie z.B. Hornblende, Biotit und Granat (vgl. ALDERTON et al., 1980). Hohe relative Eu-Anreicherungen (vgl. 87091/87080) sind mit zirkulierenden hochtemperierten, chloridreichen Fluiden mit pH < 7 erklärbar (MICHARD, 1989).

Glasige oder feinkörnige Gesteine verarmen an REE, Y und Ba, während stark alterierte Gesteine diese Elemente zurückhalten, weil sie wahrscheinlich als Substituenten in Tonminerale Eingang finden, an Tonminerale adsorbiert werden oder weitere unlösliche Alterationsprodukte bilden (PRICE et al., 1991). Bei leichter Alteration im Frühstadium der Verwitterung treten extreme Änderungen der Ba-, Y- und REE-Konzentrationen auf. Die genannten Phänomene treffen exakt nur für den Tonalitkataklastit (87101) zu, bei Pseudotachylit (87087) und Tonalit-Ultrakataklastit (87091) treten sie nur bedingt in Erscheinung. So bleibt Y weitgehend immobil, und bei dem Pseudotachylit fällt gerade die Ba-Anreicherung auf.

6.4.5. Änderungen in der geochemischen Zusammensetzung und im Mineralbestand

Nachdem einige repräsentative Proben hinsichtlich ihrer geochemischen Veränderungen während der Kataklastik und friktionellen Aufschmelzung besprochen wurden, soll jetzt noch auf die beiden Profile durch den Lesachtal-Tonalit, aus denen die obigen Proben entnommen wurden, in ihrer Gesamtheit eingegangen werden. Zuerst werden Erkenntnisse behandelt, welche für beide Profile relevant sind. Im Anschluß wird auf die spezielle Problematik einzelner Scherzonen in den Profilen eingegangen.

6.4.5.1. Visuelle Abschätzung der Kataklastik

Visuelle Phänomene, wie Quarzdeformation oder Sericitisierungsgrad, erwiesen sich als quantitativ nicht faßbar bzw. lieferten keine verwertbaren Meßwerte. Lediglich der Kataklastizitätsgrad (*intensity of cataclasis*, KAT) ließ sich mit Einschränkungen als ordinalskaliertes Merkmal in die statistische Bearbeitung aufnehmen.

Für die Beurteilung der Kataklastik wurde folgendes Bewertungsschema zugrunde gelegt:

- 1 primär magmatisches Gefüge gut erhalten; kaum sichtbare Kataklastik; Quarz undulös;
- 2 primär magmatisches Gefüge gut erhalten; merkliche Kataklastik; Knickungen in Plagioklas; Quarz undulös;
- 3 deutlich ausgebildete Foliation; vereinzelt kataklastische Scherbänder, einzelne Spaltrisse in Plagioklas; Quarz duktil deformiert;
- 4 deutliche Foliation, kataklastische Scherbänder, z.T. netzartig; viele RIEDEL-Brüche in Plagioklas; Quarz duktil deformiert;
- 5 deutliche kataklastische Foliation, viele schmale Scherbänder, stark zerscherte Plagioklas, Quarz z.T. bruchhaft, überwiegend jedoch duktil deformiert;
- 6 deutliche kataklastische Foliation; Plagioklas in Bruchstücke zerglitten; kataklastischer Quarz;
- 7 überwiegend undeutliche kataklastische Foliation; bis zur Unkenntlichkeit zerscherte Plagioklasten, winzige Feldspatteilgefüge; Quarz kataklastisch, z.T. rekristallisiert; geringer Matrixanteil;
- 8 undeutliche kataklastische Foliation; größere eckige Klaster, geschonte Domänen; Matrixanteil ca. 30 bis 70 Vol.-%;
- 9 undeutliche kataklastische Foliation; sehr kleine Klaster; Matrixanteil ca. 90 Vol.-%;
- 10 Kataklastit; Pseudotachylitanteil bis 10 Vol.-%;
- 11 Ultrakataklastit; Pseudotachylitanteil bis 30 Vol.-%;
- 12 reiner Pseudotachylit.

Bei dieser Klassifikation handelt es sich um einen Lösungsversuch, nachdem sich keine eindeutigen verhältnisskalierten Merkmale für eine Quantifizierung spröder, alterationsrelevanter Deformationstrukturen finden ließen. Die duktile Deformation ist von dem Anstieg der Kataklastizität weitgehend unabhängig. Durch die Überlagerung duktiler und bruchhafter Gefügemerkmale konnte die Klassifizierung der einzelnen Proben nicht immer eindeutig vollzogen werden.

6.4.5.2. Interelementkorrelation der Haupt- und Spurenelemente und ihre Beziehung zur Kataklastizitätsintensität

Die Berechnung der Korrelationskoeffizienten erfolgte mit dem Statistikprogramm SPSS/PC+ auf IBM-kompatiblen PCs. In die Matrix der Korrelationskoeffizienten der geochemischen Analysen für den gesamten Lesachtal-

und Hollbruck-Tonalit fand auch ein visuell ermittelter Kataklastizitätsgrad Eingang. Es ergab sich eine Reihe signifikanter Interelementkorrelationen (siehe Anhang D.4). Diese waren einerseits bedingt durch die magmatische Differenzierung, wie z.B. die positiven Korrelationen von K/Rb, K/Ba, Fe_2O_3/TiO_2 und Y/REE oder die negativen Korrelationen von SiO_2/Al_2O_3 und SiO_2/Fe_2O_3 , andererseits ergaben sich auch alterationsbedingte signifikante Korrelationen zwischen relativ mobilen Elementen untereinander und mit der Kataklastizitätsintensität.

Generell liegt eine hohe negative Korrelation zwischen SiO_2 und den meisten Haupt- und Nebenelementen, mit Ausnahme der Alkalielemente, vor. Die Ursache für das konträre Verhalten der Alkalielemente ist deren starke Beteiligung an Stoffumsätzen. Sämtliche Haupt- und Nebenelemente sind untereinander signifikant positiv korreliert, abgesehen von den Alkalielementen, die untereinander als Folge der Diadochie signifikant negativ korreliert sind. Bei K_2O ist zusätzlich eine negative Korrelation zu Fe_2O_3 (total), MnO und CaO feststellbar.

Bei der Mehrzahl der Spurenelemente, wie Cr, Rb, Sr, Y, Zr und Nb treten hohe positive und negative Korrelationen zu Haupt- und Nebenelementen auf. Ba ist nur mit den Alkalielementen Na_2O (negativ) und K_2O (positiv) korreliert. Die Spurenelemente Co, Ni, Zn und Th sind sowohl mit den Haupt- und Nebenelementen als auch untereinander unkorreliert. Für die übrigen Spurenelemente untereinander ergibt sich eine Vielzahl signifikanter Korrelationen. Hier sind besonders die Elementgruppen Cr-Ni-Y-Nb, Zn-Rb-Sr-Ba und Zr-Th mit jeweils positiven Korrelationen zu nennen. Für die Spurenelementgruppe Cr-Ni-Y-Nb ergibt sich auch eine eindeutige Beziehung zum Glühverlust.

Interelementkorrelationen der Haupt- und Spurenelemente, mit denen sich Alterationsvorgänge bestätigen lassen sollten, wie beispielsweise Zr/TiO_2 oder Ca/Sr , zeigen keine auffällige Korrelation. Im Gegensatz dazu treten bemerkenswerte Korrelationen zu Tage, welche hinsichtlich der Kristallisationsdifferenzierung relevant sind (SCHROLL, 1976). Es handelt sich dabei um die Verhältnisse Ba/Rb, Ba/Sr, K/Rb und Rb/Sr, wie sie bereits in Kap. 6.1.4. näher erläutert wurden.

Bei den Beziehungen zwischen REE und den Haupt- bzw. Nebenelementen fällt nur die negative Korrelation von Eu mit SiO_2 und einer Reihe positiver Korrelationen zwischen Eu und Fe_2O_3 , MnO, MgO, CaO, TiO_2 und P_2O_5 auf. Zu den Spurenelementen ergeben sich für die REE allgemein nahezu einheitliche positive Korrelationen zu Cr, Ni, Y und Nb. Für Dy sind noch Abhängigkeiten zu TiO_2 , P_2O_5 und Ni zu ergänzen. Die REE sind untereinander signifikant positiv korreliert.

Der Glühverlust ist mit einer Reihe von Haupt- und Nebenelementen (Fe_2O_3 , MgO, TiO_2 und P_2O_5) signifikant positiv korreliert, mit SiO_2 negativ korreliert. Bei den Spurenelementen ergeben sich eindeutige Abhängigkeiten zu Cr, Ni, Y, Nb, sämtlichen LREE, Eu, Gd und Dy. Eine Bindung an Biotit, Titanit und Leukoxen wird für diese Elemente wahrscheinlich. Interessanterweise sind Al_2O_3 , Na_2O und K_2O unkorreliert, deren Gehalte offensichtlich überwiegend durch Feldspat kontrolliert werden. Geht man von einem höheren Hydratisierungsgrad des alterierten Gesteines gegenüber dem Protolith aus, müßte sich dies in einer positiven Korrelation zwischen LOI und Kataklastizitätsgrad niederschlagen. Diese Bedingung ist jedoch nicht vollständig erfüllt, was gegen eine einfache Beziehung zwischen LOI und kataklastizitätsinduzierter Metasomatose spricht.

Signifikante positive Korrelationen mit dem Kataklaste grad ergeben sich für K_2O , Cr, Rb und Ba. Die Hauptelemente Al_2O_3 und Na_2O sind negativ bis schwach negativ mit der Kataklasteintensität korreliert. Diese Beziehungen waren bei der Auswertung der Einzelproben (Kap. 6.4.3.) nicht ersichtlich. Unter der Annahme isovolumetrischer Verhältnisse ergibt sich für die positiv korrelierten Komponenten Elementzufuhr, für die negativ korrelierten Komponenten Elementabfuhr und für die unkorrelierten Komponenten ein relativ immobiles Verhalten. Ist keine Massen- bzw. Volumenkonstanz gegeben, muß diese einfache Beziehung eingeschränkt werden.

Man kann feststellen, daß die bruchhafte Deformation großmaßstäblich nur einen geringen Einfluß auf den Stoffbestand der Tonalite hatte. Dies schließt eine mögliche Stoffmobilisation innerhalb des geochemischen Streubereiches der untersuchten Tonalite genauso ein wie eine kleinräumige Mobilisation im Mesobereich. Dieses Ergebnis steht im Gegensatz zur Kataklaste mit Pseudotachylitbildung. Bei der beobachteten friktionellen Aufschmelzung der Tonalite kommt es zu erheblichen Änderungen des Stoffbestandes (siehe Kap. 6.4.3.3. und 6.4.5.3.).

Auf eine graphische Darstellung der Interelementkorrelationen wurde weitgehend verzichtet. Sofern sie doch dargestellt werden, ist zu erkennen, daß die Meßwerte in den Korrelationsdiagrammen üblicherweise stark streuen, was ebenfalls als Indiz für eine weitreichende Beeinflussung durch verschiedene fluide Phasen gedeutet werden kann (z.B. Abb. 80 und 83). Die beobachtete Streuung der Meßwerte liegt jedoch noch im Bereich der für diese Gesteine typischen Variation.

6.4.5.3. Geochemisches Profil im Seebach

Das Profil längs des Seebaches erschließt mit 14 Proben den gesamten Lesachtal-Tonalit (Abb. 17 und 85). Gut aufgeschlossen ist der stark bruchhaft überprägte Nordrand und, im südlichen Abschnitt, eine Kataklastezone mit foliationsparallelen Pseudotachylitintrusionen. Der Zentralbereich enthält auch geschonte Domänen mit reliktischem magmatischem Ausgangsgefüge (87082).

Die Kataklastezone am Nordrand zeichnet sich in nahezu allen Elementkonzentrationen ab (Tab. 29). Während bei SiO_2 und Al_2O_3 keine Konzentrationsänderungen erkennbar sind, fällt bei einer Reihe von Haupt- und Spurenelementen eine einschneidende Veränderung im Ge-

Tabelle 29.

Konzentrationsänderungen in den Kataklastezonen des Seebach-Tonalitprofils in Beziehung zum Nebengestein.
Concentration changes in the brittle shear zones of the Seebach tonalite profile in relation to surrounding rock.

| | Nördliche Kataklastezone | | | Pseudotachylitzone | | | | Südliche Kataklastezone | | |
|-------------------|--------------------------|---------------|-----------------------------------|--------------------|---------------|---------------|---------------------------------------|-------------------------|---------------|-----------------------------------|
| | C_i^{87091} | C_i^{87083} | $\frac{C_i^{87091}}{C_i^{87083}}$ | C_i^{87088} | C_i^{87087} | C_i^{87089} | $\frac{2C_i^{87}}{C_i^{88}+C_i^{89}}$ | C_i^{87084} | C_i^{87085} | $\frac{C_i^{87085}}{C_i^{87084}}$ |
| SiO_2 | 55.45 | 59.30 | 0.94 | 62.20 | 61.60 | 65.70 | 0.96 | 64.40 | 62.80 | 0.98 |
| Al_2O_3 | 16.75 | 17.60 | 0.95 | 16.00 | 17.29 | 15.40 | 1.10 | 15.50 | 15.85 | 1.02 |
| Fe_2O_3 (total) | 10.35 | 6.33 | 1.64 | 5.83 | 2.21 | 4.19 | 0.44 | 5.20 | 6.24 | 1.20 |
| MnO | 0.17 | 0.12 | 1.38 | 0.10 | 0.03 | 0.07 | 0.36 | 0.10 | 0.12 | 1.16 |
| MgO | 3.76 | 2.88 | 1.31 | 2.34 | 0.72 | 2.18 | 0.32 | 1.89 | 2.81 | 1.49 |
| CaO | 4.42 | 4.93 | 0.90 | 4.52 | 1.33 | 2.92 | 0.36 | 4.19 | 4.34 | 1.04 |
| Na_2O | 3.62 | 4.10 | 0.88 | 2.79 | 0.48 | 3.29 | 0.16 | 2.99 | 2.70 | 0.90 |
| K_2O | 1.98 | 1.72 | 1.15 | 2.78 | 12.60 | 2.94 | 4.41 | 2.49 | 2.97 | 1.19 |
| TiO_2 | 1.80 | 0.74 | 2.43 | 0.70 | 0.75 | 0.55 | 1.20 | 0.62 | 0.69 | 1.12 |
| P_2O_5 | 0.35 | 0.17 | 2.06 | 0.23 | 0.21 | 0.14 | 1.14 | 0.18 | 0.16 | 0.89 |
| LOI | 5.81 | 2.77 | 2.10 | 2.60 | 1.30 | 2.73 | 0.49 | 2.23 | 2.94 | 1.32 |
| Cr | 119 | 24 | 4.98 | 4 | 41 | 13 | 4.76 | 15 | 20 | 1.33 |
| Zn | 87 | 120 | 0.72 | 41 | 136 | 64 | 2.61 | 38 | 66 | 1.72 |
| Rb | 93 | 89 | 1.05 | 135 | 418 | 165 | 2.79 | 104 | 126 | 1.21 |
| Sr | 176 | 351 | 0.50 | 185 | 699 | 194 | 3.69 | 237 | 241 | 1.01 |
| Y | 35 | 16 | 2.15 | 22 | 23 | 26 | 0.95 | 22 | 30 | 1.39 |
| Zr | 290 | 165 | 1.76 | 229 | 199 | 193 | 0.94 | 230 | 199 | 0.87 |
| Nb | 32 | 12 | 2.63 | 12 | 13 | 13 | 1.04 | 11 | 17 | 1.55 |
| Ba | 327 | 322 | 1.01 | 643 | 3914 | 434 | 7.27 | 370 | 517 | 1.40 |
| La | 41.2 | 37.6 | 1.10 | 30.6 | 16.4 | 35.7 | 0.49 | 31.5 | 47.0 | 1.49 |
| Ce | 92.3 | 83.4 | 1.11 | 68.3 | 35.4 | 74.3 | 0.50 | 64.2 | 103.5 | 1.61 |
| Nd | 41.2 | 30.6 | 1.35 | 30.7 | 20.5 | 31.9 | 0.65 | 26.1 | 39.1 | 1.50 |
| Sm | 9.4 | 6.3 | 1.50 | 6.9 | 4.7 | 7.5 | 0.65 | 6.0 | 8.6 | 1.44 |
| Eu | 2.4 | 1.3 | 1.84 | 1.5 | 0.6 | 1.3 | 0.45 | 1.3 | 1.5 | 1.23 |
| Gd | 8.5 | 5.7 | 1.50 | 6.0 | 5.3 | 6.1 | 0.86 | 5.7 | 8.2 | 1.44 |
| Dy | 6.3 | 3.2 | 1.98 | 4.0 | 4.4 | 4.6 | 1.02 | 3.7 | 5.6 | 1.50 |
| Er | 3.0 | 1.7 | 1.79 | 1.8 | 2.5 | 2.5 | 1.14 | 2.2 | 3.2 | 1.46 |
| Yb | 2.9 | 1.7 | 1.66 | 1.9 | 2.7 | 2.5 | 1.23 | 2.2 | 3.2 | 1.42 |
| Lu | 0.4 | 0.2 | 1.91 | 0.3 | 0.4 | 0.4 | 1.18 | 0.3 | 0.3 | 0.84 |

Haupt- und Nebenelemente in Gew.-%, Spurenelemente in ppm; LOI Glühverlust über 110° C in Gew.-%.

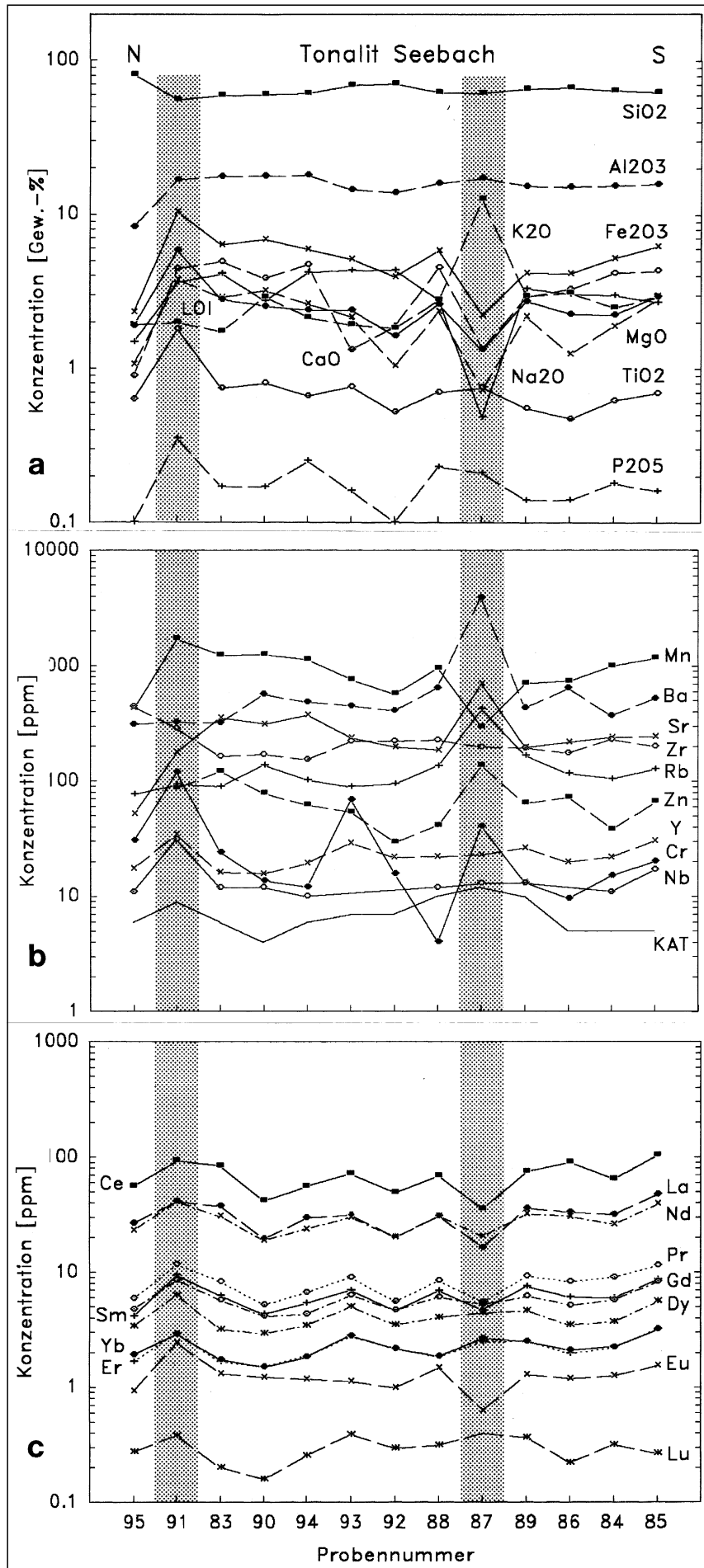


Abb. 85.

Geochemisches Profil durch den Lesachtalpluton im Seebachgraben.

a) Haupt-, Nebenelemente und LOI.

b) Spurenelemente und visueller Kataklysegrad (ordinalskaliert) und

c) REE.

Geochemical section through the Lesachtal pluton along the Seebach.

a) Major elements and LOI.

b) Trace elements and visual cataclasis (ordinal scale data).

c) Rare earth elements.

steinschemismus auf. Die Fe₂O₃-, MnO-, MgO-, TiO₂- und P₂O₅-Gehalte steigen zum Rand um 30 bis 140 Gew.-%, der Gehalt an volatilen Phasen (Glühverlust) um 110 Gew.-% an (Abb. 85a), was an der Zunahme der Phyllosilikate im Modalbestand liegt. Die Spurenelemente zeigen ein heterogenes Mobilitätsverhalten. So sind Zr ($C_{Zr}^{87091}/C_{Zr}^{87083} - 1 = +0.76$), Y (+1.15), Nb (+1.63) und Cr (+3,98) angereichert, Ba und Rb konstant, Zn (-0.28) und Sr (-0,50) verarmt (Abb. 85b). Ein bis zu 20 %-iger Volumen- und Massenverlust des Gesamtgesteines bezüglich konstanter Zr-Konzentrationen wurde bereits in Kap. 6.4.3 diskutiert. Dies bedeutet, daß SiO₂ und Al₂O₃ gleichermaßen abgeführt sein müssen, da deren Konzentrationen in den Analysen unverändert bleiben.

Die REE-Konzentrationen nehmen nahezu alle zum Rand hin zu, wobei die LREE zwischen 10 Gew.-% (La, Ce) und 50 Gew.-% (Eu), die HREE um 65 bis 100 Gew.-% angereichert sind (Abb. 85c). Die selektive Mobilisation kann sowohl aus dem Tonalit, als auch aus den angrenzenden, sprödeformierten Muscovitgneisen des Gailtalkristallins (87095) erfolgt sein. Besonders in den Gneisen wurden, abgesehen von SiO₂, für alle Elemente niedrigere Konzentrationen gemessen.

Am Südrand (87085) ist ein im Trend ähnlicher, in der Intensität jedoch geringerer Anstieg in der Spurenelementkonzentration feststellbar (Abb. 85b,c; Tab. 29), der wahrscheinlich ebenfalls auf die zunehmende, gegenüber dem Nordrand aber weniger intensive Kataklyse im Randbereich des Tonalits zurückzuführen ist. Die Haupt- und Nebenelemente verhalten sich weitgehend konstant, nur MgO (+49 Gew.-%), Fe₂O₃ sowie K₂O (+20 Gew.-%) sind etwas angereichert und LOI liegt bei +32 Gew.-%. Die Spurenelementanreicherungen bewegen sich zwischen 21 Gew.-% (Rb) und 72 Gew.-% (Zn), Zr ist geringfügig abgeführt (-13 Gew.-%). Speziell für die REE liegt die Anreicherung ziemlich gleichmäßig um 40 bis 50 Gew.-%.

Die Pseudotachylitzone innerhalb des Tonalitplutons zeichnet sich durch eine völlig andere Elementwanderung aus, abgeleitet aus dem Vergleich eines Pseudotachylits (87087) mit dem ultrakataklatisch deformierten Nebengestein (87088, 87089; Tab. 29). Eine wesentliche Voraussetzung für diesen Vergleich ist es, daß die Pseudotachylite Tonalitderivate sind. Neben einer Reihe von mikrostrukturellen Kriterien (siehe Kap. 7) liefert auch der REE-Vergleich einen zweifelsfreien Beweis für den Tonalit als Protolith (siehe Kap. 6.3.3). Für die anschließenden quantitativen Betrachtungen bleibt eine Zr-normierte geringe Massenzunahme von 17 % und Volumenzunahme von 12 % zu berücksichtigen (Kap. 6.4.3).

In dieser extrem kataklastischen Scherzone wird eine Reihe von Haupt- und Nebenelementen signifikant abgeführt (Fe_2O_3 -56, MnO -64, MgO -68, CaO -64 und Na_2O -84 Gew.-%). Der Glühverlust nimmt um die Hälfte ab, was nicht verwundert, da volatile Phasen aus Schmelzen leicht entweichen können. Al_2O_3 -, TiO_2 - und P_2O_5 -Gehalte (+10 bis +20 Gew.-%), aber auch die Spurenelemente Y, Zr und Nb (-6 bis +4 Gew.-%) bleiben nahezu konstant (vgl. Kap. 6.4.3). Dagegen sind K_2O (+341 Gew.-%), Cr (+376 Gew.-%), Zn (+161 Gew.-%), Rb (+179 Gew.-%), Sr (+269 Gew.-%) und Ba (+627 Gew.-%) stark angereichert. Bei den REE sind die LREE um etwa die Hälfte reduziert (La und Ce -50, Nd und Sm -35, Eu -55 Gew.-%), die HREE konstant bzw. etwas erhöht (Gd -14, Dy +2, Er +14, Yb +23 und Lu +18 Gew.-%). Diese Meßwerte indizieren eine Fraktionierung mit einer selektiven Abfuhr der LREE.

In der nördlichen Kataklasezone stehen die Elementanreicherungen und -verarmungen großenteils im Widerspruch zum vielfach in der Literatur postulierten Mobilitätsverhalten, während am Südrand die wichtigsten als immobil angesehenen Elemente (Al_2O_3 , TiO_2 und Zr) die Erwartungen erfüllen. Ausschlaggebend ist hierfür vermutlich die Intensität der Kataklase. So liegt in der nördlichen Kataklasezone der Matrixanteil der Kataklasite bei bis zu 90 Vol.-%, in der südlichen Kataklasezone ist ein Netz kataklastischer Scherbänder ausgebildet, der Matrixanteil übersteigt jedoch 10 Vol.-% nicht. Die Aufschmelzung führt zu einer Reihe von Stoffverschiebungen. Die Konzentrationen der als immobil geltenden Elemente bleiben alle nahezu konstant, d.h. die kurze Phase eines flüssigen Aggregatzustandes reicht nicht aus, die Konzentration immobilier Elemente wesentlich zu verändern, während besonders die Alkalielemente, aber auch eine Vielzahl anderer Elemente, starke Zu- und Abfuhr zeigen.

Das Mobilitätsverhalten der REE ist nicht in ein eindeutiges Schema zu pressen. So ist in den rein kataklastischen Scherzonen ohne Pseudotachylitgänge und -apophysen eine Anreicherung sämtlicher REE feststellbar, wobei die HREE-Konzentrationen am Nordrand selektiv erhöht sind. Die Untersuchungen von NESBITT (1979) belegen eine Fraktionierung zwischen LREE und HREE bei Alteration unter atmosphärischen Bedingungen. Kataklase und die damit in Zusammenhang stehende Bildung von Wegsamkeiten für fluide Phasen hat anscheinend eine ähnliche, wenn auch nicht exakt gleiche Auswirkung auf den REE-Bestand wie die Verwitterung.

Bei der friktionellen Aufschmelzung muß es sich dagegen um gänzlich andere Stoffwanderungsprozesse handeln. Die LREE sind gegenüber den HREE deutlich vermindert. Da es sich nur um kurze Zeiträume handeln kann, während denen Stoffwanderungen möglich waren, ist es einsichtig, daß die Elemente Al_2O_3 , TiO_2 , P_2O_5 , Y, Zr, Nb

und HREE nur geringe Konzentrationsänderungen erkennen lassen. Aus demselben Grund erwiesen sich nur hochvolatile Elemente, wie z.B. die Alkali- und Erdalkalielemente, genügend mobil, um sich mit signifikanten Änderungen im Gesamtgesteinschemismus niederzuschlagen.

Dies bringt deutlich zum Ausdruck, daß die friktionelle Aufschmelzung einen erheblichen Einfluß auf den Gesteinschemismus hat. Das Gestein wird partiell aufgeschmolzen und einzelne Phasen je nach deren Mobilität in der Schmelze unterschiedlich weit transportiert. Die plötzliche und unvollkommene Aufschmelzung läßt nur die Fraktionierung hochmobiler Elemente zu. Die plötzliche Abkühlung friert einen bestimmten Status zu- und abgeführter Elemente ein und verhindert damit eine Homogenisierung der Schmelze, die ansonsten z.B. durch das Bestreben, ein Konzentrationsgefälle auszugleichen, oder durch Konvektion stattfinden könnte. Die angereicherten Alkali- und Erdalkalielemente werden wahrscheinlich aus dem bevorzugt aufgeschmolzenen Biotit und Kalifeldspat mobilisiert. Bis auf diese K-Anreicherung ist z.B. bei den Pseudotachyliten in den Metabasiten und Metapeliten der Ivrea-Verbano-Zone ein völlig anderes Mobilisationsmuster erkennbar (vgl. TECHMER, 1989). Während bei der Pseudotachylitbildung die als relativ immobil angesehenen Elemente in ihren Konzentrationen nahezu unverändert bleiben (Massenkonstanz), ist während der Kataklase ohne Aufschmelzung ihre Mobilisation klar ersichtlich.

6.4.5.4. Geochemisches Profil am Schwendereck

Das Profil am Südrand des Schwenderecks setzt sich aus 15 Proben zusammen, die ebenfalls den gesamten Leisachal-Tonalit senkrecht zur Längserstreckung repräsentieren (Abb. 19 und 86). Im Graben nahe dem Tonalit-Südrand liegt eine durch starke Kornverkleinerung gekennzeichnete Kataklasezone (87100 und 87101). Außerdem kam es nahe des Nordrandes zu markanten Elementanreicherungen und -verarmungen innerhalb eines duktil deformierten und anschließend einheitlich von RIEDEL-Brüchen durchzogenen Bereiches, in dem meso- und mikroskopisch keine wesentlichen Änderungen im Mineralbestand erkennbar sind (87113 und 87114).

In der südlichen Kataklasezone wird in den beiden Proben 87100 und 87101 im Vergleich zum Nebengestein (87102, 87104) ein unterschiedliches Mobilitätsverhalten fast aller untersuchten Elemente deutlich (Tab. 30). Dies kommt auch in einem um 50 Gew.-% erhöhten Anteil volatiler Phasen zum Ausdruck. Geht man von konstanten Al_2O_3 -Konzentrationen aus (vgl. Kap. 6.4.3), so sind in Probe 87100 die Haupt- und Nebenelemente Fe_2O_3 , MnO und MgO um ca. 50 Gew.-%, TiO_2 um ca. 80 Gew.-% angereichert sowie K_2O und Na_2O um 20 bis 30 Gew.-% verarmt. Es handelt sich dabei um Residualphasen, die im wesentlichen aus dem Biotit- und Hornblendeabbau herühren. In Probe 87101 sind dagegen CaO um ca. 130 Gew.-% angereichert sowie K_2O um ca. 75 Gew.-% und Na_2O um ca. 50 Gew.-% reduziert, was mit einer Abfuhr von Ba (-74 Gew.-%), Rb und Sr (-56 bis -59 Gew.-%) einhergeht. Diese Verarmung an Alkali- und Erdalkalielementen beruht auf dem retrograden Zerfall der Plagioklase, der zur Anreicherung von Karbonat, Epidot und Klinoisit auf feinen Klüften führte.

Die REE-Konzentrationsänderungen sind nur bei Probe 87100 auffällig. So sind die LREE um 110 (La) bis 25 Gew.-% (Sm) erhöht, Eu konstant und die HREE um bis zu 55 Gew.-% (Lu) erniedrigt. Die für die Kataklase be-

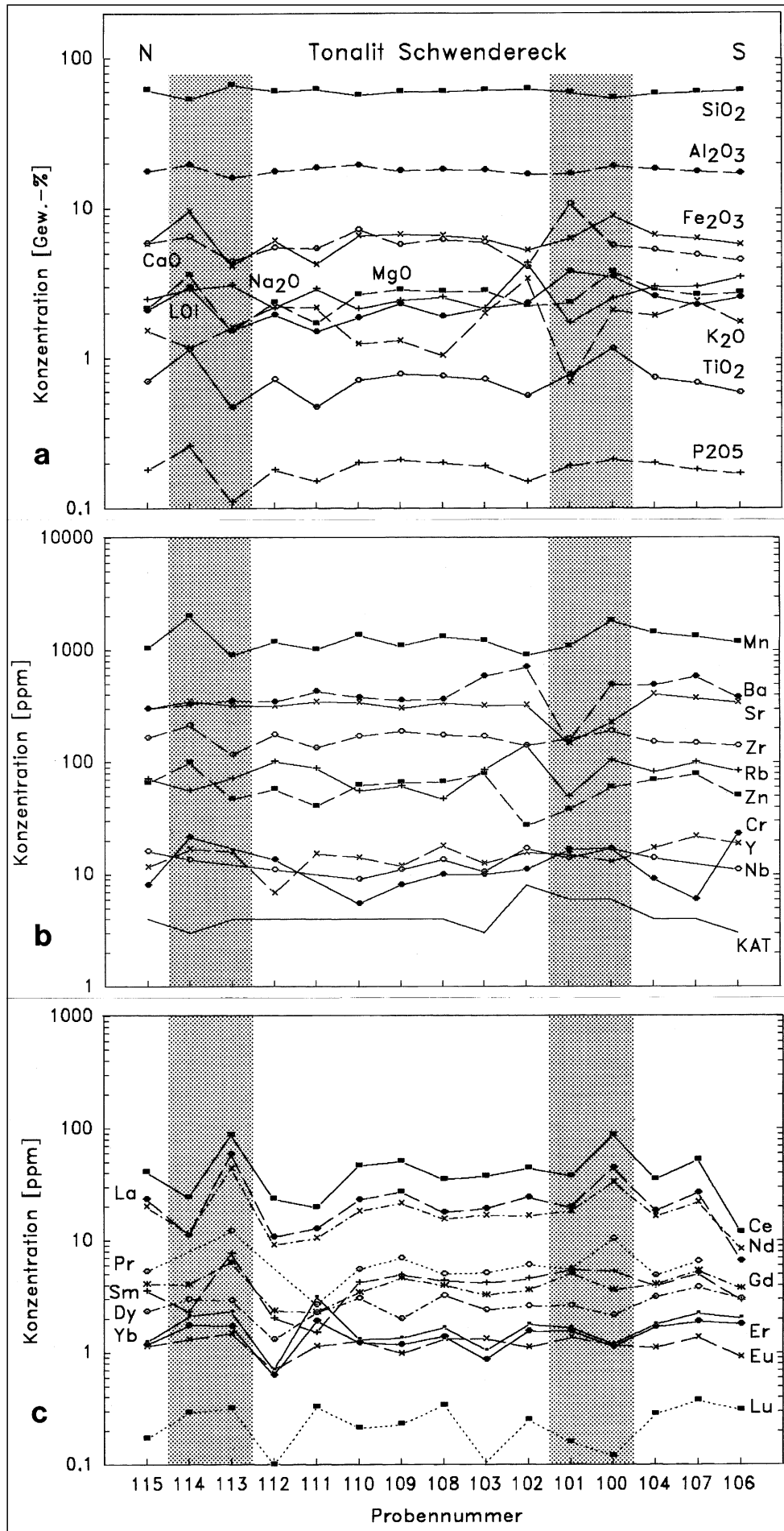


Abb. 86.
 Geochemisches Profil durch den Lesachtalpluton am Südhang des Schwenderecks.
 a) Haupt-, Nebenelemente und LOI.
 b) Spurenelemente und visueller Kataklysegrad (ordinalskaliert).
 c) REE.
 Geochemical cross section through the Lesachtal pluton at the southern slope of the Schwendereck.
 a) Major elements and LOI.
 b) Trace elements and visual cataclasis (ordinal scale data).
 c) Rare earth elements.

schriebenen Konzentrationsänderungen weisen eine analoge Tendenz auf, wie sie für Verwitterungsvorgänge angenommen werden (NESBITT, 1979; FLEET, 1984).

Die geochemische Anomalie im Nordabschnitt der Tonalitlamelle (87113 und 87114) läßt visuell keine Anzeichen einer jungen und intensiven kataklastischen Überprägung erkennen. Dennoch liegt bei den Haupt- und Nebenelementen für Probe 87114 eine Anreicherung der Elemente Fe_2O_3 , MgO und TiO_2 (+61 Gew.-%), MnO (+82 Gew.-%) und P_2O_5 (+44 Gew.-%) gegenüber den Referenzproben 87112 und 87115 vor. Die anderen Elementkonzentrationen liegen im Bereich der geochemischen Variation des Lesachtal-Tonalits. In Probe 87113 sind die Elemente Fe_2O_3 (-31 Gew.-%), MnO (-19 Gew.-%), MgO (-32 Gew.-%), TiO_2 (-34 Gew.-%) und P_2O_5 (-39 Gew.-%) reduziert. Da die Proben nur in einem Abstand von etwa 15 m entnommen wurden, ist auch ein Elementtransport von 87113 nach 87114 in Betracht zu ziehen. Wenn dieser Elementtransport allerdings mit dem heute feststellbaren Gefüge korrelierbar wäre, müßte es sich um einen diffusiven Transport senkrecht zur Foliation gehandelt haben. Da hierbei jedoch mit extrem niedrigen Diffusionsraten zu rechnen ist, müssen andere Mechanismen wirksam gewesen sein. Zwei Erklärungsmöglichkeiten stehen zur Auswahl:

Tabelle 30.

Konzentrationsänderungen in den Kataklastischen Zonen des Schwendereck-Tonalitprofils in Beziehung zum Nebengestein.
Concentration changes in brittle shear zones of the Schwendereck tonalite profile in relation to the surrounding rock.

| | Nördliche geochemische Anomalie | | | | | | Südliche Kataklastische Zone | | | | | |
|--|---------------------------------|---------------|---------------|---------------|--|--|------------------------------|---------------|---------------|---------------|--|--|
| | C_i^{87115} | C_i^{87114} | C_i^{87113} | C_i^{87112} | $\frac{2C_i^{114}}{C_i^{112}+C_i^{115}}$ | $\frac{2C_i^{113}}{C_i^{112}+C_i^{115}}$ | C_i^{87102} | C_i^{87101} | C_i^{87100} | C_i^{87104} | $\frac{2C_i^{101}}{C_i^{102}+C_i^{104}}$ | $\frac{2C_i^{100}}{C_i^{102}+C_i^{104}}$ |
| SiO ₂ | 61.50 | 53.30 | 66.10 | 60.20 | 0.88 | 1.09 | 62.50 | 59.30 | 54.50 | 58.20 | 0.98 | 0.90 |
| Al ₂ O ₃ | 17.70 | 19.60 | 16.00 | 17.70 | 1.11 | 0.90 | 16.90 | 17.00 | 19.10 | 18.29 | 0.97 | 1.09 |
| Fe ₂ O ₃ (total) | 5.80 | 9.60 | 4.11 | 6.09 | 1.61 | 0.69 | 5.26 | 6.29 | 8.92 | 6.64 | 1.06 | 1.50 |
| MnO | 0.10 | 0.20 | 0.09 | 0.12 | 1.82 | 0.81 | 0.09 | 0.11 | 0.18 | 0.14 | 0.93 | 1.56 |
| MgO | 2.13 | 3.59 | 1.51 | 2.34 | 1.61 | 0.68 | 2.24 | 2.33 | 3.76 | 2.87 | 0.91 | 1.47 |
| CaO | 5.82 | 6.49 | 4.41 | 5.45 | 1.15 | 0.78 | 4.07 | 10.70 | 5.63 | 5.30 | 2.28 | 1.20 |
| Na ₂ O | 2.47 | 2.88 | 3.07 | 2.17 | 1.24 | 1.32 | 4.33 | 1.72 | 2.51 | 3.00 | 0.47 | 0.68 |
| K ₂ O | 1.52 | 1.17 | 1.60 | 2.19 | 0.63 | 0.86 | 3.39 | 0.69 | 2.07 | 1.92 | 0.26 | 0.78 |
| TiO ₂ | 0.70 | 1.15 | 0.47 | 0.72 | 1.62 | 0.66 | 0.56 | 0.78 | 1.16 | 0.74 | 1.19 | 1.78 |
| P ₂ O ₅ | 0.18 | 0.26 | 0.11 | 0.18 | 1.44 | 0.61 | 0.15 | 0.19 | 0.21 | 0.20 | 1.09 | 1.20 |
| LOI | 2.07 | 2.99 | 1.53 | 1.95 | 1.49 | 0.76 | 2.32 | 3.78 | 3.50 | 2.59 | 1.54 | 1.42 |
| Cr | 8 | 22 | <4 | 14 | 2.00 | - | 11 | 17 | 17 | 9 | 1.65 | 1.70 |
| Zn | 65 | 99 | 47 | 57 | 1.62 | 0.77 | 27 | 38 | 60 | 69 | 0.79 | 1.24 |
| Rb | 71 | 56 | 72 | 101 | 0.65 | 0.84 | 142 | 50 | 104 | 82 | 0.44 | 0.93 |
| Sr | 299 | 349 | 321 | 318 | 1.13 | 1.04 | 324 | 148 | 227 | 405 | 0.41 | 0.62 |
| Y | 12 | 17 | 16 | 7 | 1.81 | 1.72 | 16 | 15 | 13 | 17 | 0.92 | 0.80 |
| Zr | 165 | 214 | 117 | 175 | 1.26 | 0.69 | 140 | 162 | 191 | 152 | 1.11 | 1.31 |
| Nb | 16 | 14 | <11 | 12 | 1.00 | - | 17 | 14 | 17 | 14 | 0.90 | 1.10 |
| Ba | 301 | 330 | 352 | 346 | 1.02 | 1.09 | 704 | 152 | 492 | 488 | 0.26 | 0.83 |
| La | 23.4 | 11.2 | 59.0 | 10.7 | 0.66 | 3.46 | 24.2 | 19.8 | 44.5 | 18.2 | 0.93 | 2.10 |
| Ce | 40.6 | 24.1 | 86.8 | 23.4 | 0.75 | 2.71 | 43.8 | 37.4 | 86.9 | 34.8 | 0.95 | 2.21 |
| Nd | 20.1 | 11.4 | 43.8 | 9.1 | 0.78 | 3.00 | 16.5 | 18.3 | 33.1 | 16.3 | 1.11 | 2.01 |
| Sm | 3.5 | 2.3 | 7.7 | 2.0 | 0.82 | 2.76 | 4.5 | 5.5 | 5.3 | 3.9 | 1.30 | 1.25 |
| Eu | 1.1 | 1.3 | 1.5 | 0.7 | 1.43 | 1.61 | 1.1 | 1.4 | 1.2 | 1.1 | 1.23 | 1.05 |
| Gd | 4.1 | 4.0 | 6.4 | 2.4 | 1.25 | 1.98 | 3.6 | 5.1 | 3.6 | 4.0 | 1.34 | 0.95 |
| Dy | 2.3 | 3.0 | 2.9 | 1.3 | 1.64 | 1.62 | 2.6 | 2.6 | 2.1 | 3.1 | 0.92 | 0.75 |
| Er | 1.2 | 1.7 | 1.7 | 0.6 | 1.94 | 1.91 | 1.5 | 1.6 | 1.1 | 1.7 | 0.97 | 0.70 |
| Yb | 1.2 | 2.1 | 2.3 | 0.7 | 2.16 | 2.38 | 1.8 | 1.7 | 1.2 | 1.8 | 0.94 | 0.67 |
| Lu | 0.2 | 0.3 | 0.3 | 0.1 | 2.16 | 2.35 | 0.3 | 0.2 | 0.1 | 0.3 | 0.60 | 0.45 |

Haupt- und Nebenelemente in Gew.-%, Spurenelemente in ppm; LOI Glühverlust über 110° C in Gew.-%.

1. Es handelt sich bei der geochemischen Anomalie um das Produkt einer früheren kataklaseinduzierten Metasomatose, welche aufgrund nachfolgender gefügeprägender Deformation nicht mehr nachvollziehbar ist.
2. Es fand während der Magmenkristallisation eine Konzentration mafischer Gemengteile mit gleichzeitiger Verarmung der näheren Umgebung an den entsprechenden Elementen statt.

Die durchgeführten Untersuchungen lassen keine klare Entscheidung zu.

Im Gegensatz zu den Spurenelementen, welche keine wesentlichen Konzentrationsänderungen erkennen lassen, zeigt Probe 87113 eine markante REE-Mobilisation. Es kommt hier zur relativen Anreicherung der LREE, wie La (+246 Gew.-%), Ce (+171 Gew.-%), Nd (+200 Gew.-%) und Sm (+176 Gew.-%), während diese Elemente in den benachbarten Proben 87112 und 87114 verarmt sind. Die HREE sind mit 98 Gew.-% für Gd, 62 Gew.-% für Dy, 91 Gew.-% für Er, 138 Gew.-% für Yb und 135 Gew.-% für Lu deutlich geringer angereichert. Die Konzentrationsänderungen der REE bestätigen den Trend, der bereits in der südlichen Scherzone beobachtet wurde.

Alles in allem sind Stoffverschiebungen nachweisbar, diese korrelieren jedoch nicht mit dem visuellen Kataklastizitätsgrad. Dies kann seine Ursache in der Vielphasigkeit der Deformationsereignisse haben, wobei fluiddurchsetzte Zonen später erneut versetzt und überprägt wurden.

Im Einflusbereich der kataklastischen Scherzone weist die Stoffmobilisation für unterschiedliche Elementgruppen eine gegenläufige Tendenz auf. Ferner kommt es zu keiner weitreichenden Mobilisation der REE, sie bleibt, wie im Bereich der Proben 87100 bis 87102, auf den Nahbereich (cm- bis m-Bereich) beschränkt. Die spezifischen Konzentrationsänderungen während der Kataklastizität sind Konzentrationsänderungen bei der Verwitterung von Granodioriten sehr ähnlich (vgl. NESBITT, 1979).

Die LREE werden sukzessive in den alterierten Proben angereichert. Wahrscheinlich werden die LREE dem System über die Brüche zugeführt, während die HREE-Konzentrationen weniger beeinflusst werden. Die Konzentrationsänderungen der REE beziehen sich auf Al₂O₃ als alterationsinsensitives Element. Stimmt man der Meinung zu, daß die REE von hydrothermalen Prozessen relativ unbeeinflusst sind (MCBIRNEY, 1984), so steht zur Diskussion,

ob nicht die anderen Elemente relativ zu den REE in entsprechendem Maße vermindert wurden und es demzufolge zu einer passiven REE-Anreicherung kam.

6.4.6. Diskussion und Schlußfolgerungen

Wie anhand der Haupt-, Neben- und Spurenelementkonzentrationen in den Tonalitprofilen gezeigt werden konnte, fand die Sprödverformung der Tonalite praktisch unter konstanten Volumenbedingungen statt ($\Delta V < 10$ Vol.-%). Trotzdem wurde der Mineral- und Stoffbestand während der Verformung erheblich verändert. Die Identifikation eines primär magmatischen Chemismus gegenüber überlagernden Sekundäreffekten war auf der Basis petrographischer Untersuchungen und der Gegenüberstellung alterationsresistenter Elemente möglich.

In den beiden Profilen können Bereiche mit unterschiedlichen Mobilitätsreaktionen charakterisiert werden:

1. Kataklysezonen mit extremer Korngrößenreduktion;
2. Pseudotachylitzone (nur im Seebachprofil).

Die geochemische Anomalie im Nordabschnitt des Schwendereckprofils ist eher durch eine primäre Variation im Gesteinschemismus bedingt und bleibt deshalb hier unberücksichtigt.

Ein wesentlicher Unterschied zwischen dem Seebach- und Schwendereck-Tonalit ist allgemein der höhere Anteil duktil deformierter Quarzdomänen im Schwendereckprofil. Dies könnte, unabhängig von dem allgemein wirksamen Deformationsregime, neben einem unterschiedlichen Fluidpartialdruck auch in einer Differenz in der Verformungsrate begründet liegen. Bei der duktilen Verformung des Tonalits werden grüne Hornblende und Biotit durch Chlorit und Erzphasen ersetzt, begleitet von einer Zunahme des Quarzanteiles. Die sukzessive Abnahme von Plagioklas resultiert aus einer Zunahme von Epidot, Karbonat und Sericit (Saussuritisierung und Sericitisierung; vgl. Kap. 2.4.1.).

Als Transportmedium für die Stoffaustauschvorgänge dienten fluide Phasen. Über die Zusammensetzung der beteiligten Fluide können nur Vermutungen angestellt werden (siehe auch Kap. 6.4.4). Für die Anwesenheit von Cl⁻ in den Fluiden sprechen die größeren transportierten Anteile von Na₂O und K₂O und die signifikanten Zu- und Abfuhr von in reinem Wasser nahezu immobilen Elementen Fe₂O₃, MnO, MgO, CaO, Ba und Sr (BEACH, 1976). Für die Anwesenheit von F⁻, CO₃²⁻ und OH⁻ spricht die erhöhte Mobilität der REE und der Elemente TiO₂, P₂O₅ und Zr.

In den häufigen Kataklysezonen (Typ 1) sind im Vergleich mit dem gering deformierten Nebengestein konstante Elementkonzentrationen von SiO₂ und Al₂O₃, erhöhte Konzentrationen von Fe₂O₃, MnO, MgO, TiO₂, P₂O₅ und LOI, erhöhte bis konstante Konzentrationen von CaO sowie konstante bis verringerte Konzentrationen von Na₂O und K₂O zu verzeichnen. Diese Trends sind nach KERRICH (1988) als Anzeichen für die Bildung von Chlorit und Fe- und Mn-Oxiden zu werten. Die gleichzeitige Na- und K-Abnahme spiegelt die Hydrolyse der Plagioklase und Kalifeldspäte während der Chloritisierung des Tonalits wider. Die entsprechenden positiven Interelementkorrelationen von Fe₂O₃, MnO, MgO, TiO₂, P₂O₅ und LOI sowie Na₂O und K₂O sind für den gesamten Lesachtal-Tonalit relevant (siehe Kap. 6.4.5.2). Bei den Spurenelementen ist das Mobilitätsverhalten sehr unterschiedlich (siehe Tab. 29 und 30). Bei den REE reicht das Spektrum von einer selektiven Anreicherung der HREE in der nördlichen Kataklysezone und einer gleichmäßigen Anreicherung aller REE in der südlichen Kataklysezone im See-

bachgraben bis zu einer selektiven Anreicherung der LREE. Diese nicht zu generalisierenden Erscheinungen sind offensichtlich stark von lokalen physikochemischen Bedingungen kontrolliert.

In der Pseudotachylitzone (Typ 2) im Seebachgraben sind, abgesehen von den nahezu unveränderten SiO₂-, Al₂O₃-, TiO₂ und P₂O₅-Konzentrationen, die Haupt- und Nebenelemente sowie die volatilen Bestandteile (LOI) stark abgeführt. Die sekundäre Anreicherung von K geht einher mit einer Anreicherung von Elementen mit großen Ionenradien (*large ion lithophile elements*; LIL), wie Ba, Rb, Sr und Th, in Verbindung mit erhöhten Gehalten an Cr, Ni und Zn. Von diesen LIL-Elementen sind Th und die HREE, verglichen mit Ba, Rb, Sr und K, relativ immobil. Im Gegensatz zu den geringfügig angereicherten HREE sind überraschenderweise die LREE erheblich reduziert (siehe Abb. 81c). Letzteres spricht für eine starke Alteration der REE-Wirtsminerale, wie der Sericitisierung von Plagioklas und der Chloritisierung von Hornblende, Biotit oder Granat sowie einem Elementabtransport aus der Kataklysezone über Mikro- und Makrorisse. Die Vorstellung, daß diese Abfuhr innerhalb von Sekunden während eines oder mehrerer seismischer Ereignisse vor sich gegangen sein soll, bereitet Schwierigkeiten. Vermutlich fand die Abfuhr bereits vor der Aufschmelzung und Intrusion des Pseudotachylits in der Kataklysezone statt. Hierfür mögen die HREE-Konzentrationsänderungen sprechen, die extreme K-Zufuhr und starke Abfuhr von Fe₂O₃, MnO, MgO, CaO und Na₂O kann so nicht erklärt werden, vergleicht man das Elementverhalten in den Kataklysezonen ohne friktionelle Aufschmelzung (siehe auch Tab. 24). Es muß bei dieser intensiven K-Anreicherung eine externe Zufuhr oder interne Differentiation angenommen werden.

KERRICH (1988) schlägt drei mögliche Prozesse für eine K-Anreicherung vor:

1. K wurde bei der Dehydratation während der isothermalen Druckentlastung der unterlagernden Platte in einer Extensionsphase freigesetzt; die Dehydratation und Dekarbonatisierung wurden entweder durch einen Wärmedom oder durch die tektonische Überlagerung alter, heißerer Kruste durch jüngere, kältere Einheiten ausgelöst. Die volatilen Phasen wurden durch die Dekompression des Magmas freigesetzt. Ein vorwiegend magmatischer Ursprung der volatilen Phasen und von K erscheint jedoch unwahrscheinlich, betrachtet man die K/Rb-Verhältnisse (Tab. 24; vgl. KERRICH, 1988). Das spätmagmatische Stadium ist durch einen Trend zu niedrigeren K/Rb- und erhöhten K/Ba-Verhältnissen charakterisiert.
2. K wurde von im Kontaktbereich liegenden Chloritbrekzien zugeführt, die sich durch eine Verarmung an K gegenüber dem Ausgangsgestein auszeichnen.
3. Niedrigtemperierte hydrothermale Alteration beeinflusst die tonalitinterne Neuverteilung von K.

Da im chloritisierten Nebengestein keine wesentliche K-Abfuhr nachgewiesen werden konnte, scheidet Prozeß 2 aus. Die Prozesse 1 und 3 kommen beide als Erklärung der K-Anreicherung in Betracht, wobei die friktionelle Aufschmelzung während seismischer Phasen eine besondere Situation schafft. Die plötzliche Aufschmelzung führte zur Druckentlastung und folglich vermutlich zur Dehydratation und Dekarbonatisierung des Gesteines. So ist wohl Prozeß 1 in einer speziellen Variante maßgeblich für die K-Anreicherung.

Für die geochemische Anomalie am oberen Schwendereck-Südhang kommen für den abweichenden

Chemismus zwei Möglichkeiten in Frage. Entweder liegt eine primär unterschiedliche Zusammensetzung vor, oder es handelt sich um eine alte Scherzone, deren Diskontinuitätsflächen wieder verheilt sind. Qualität und Größenordnung der Elementverschiebungen liegen zwar durchaus im Bereich der zuvor beschriebenen kataklasebedingten Mobilisationen (vgl. Tab. 30), aber die Datenbasis ist zu gering, um eine eindeutige Entscheidung zu treffen.

Es deuten sich gewisse Unregelmäßigkeiten im Gesteinschemismus an, die am einfachsten mit primär magmatischer Anreicherung bzw. Verarmung erklärbar sind. So gelten z. B. in Probe 87114 für die Haupt- und Nebenelemente (einschließlich CaO) die bereits für Kataklasezonen beschriebenen Interelementkorrelationen, während sich Probe 87113 im Mobilisationsverhalten konträr verhält. Von den Spurenelementen sind nur die REE bezüglich Trendaussagen verwertbar. Auch hier muß wieder zwischen den Proben 87113 und 87114 differenziert werden. So liegt zwar bei den HREE für beide Proben ein ähnliches Anreicherungsverhalten vor, die LREE sind im Unterschied in Probe 87114 deutlich verarmt und in Probe 87113 angereichert.

Die REE werden im allgemeinen in intrakrustaler Umgebung als resistent gegenüber Fraktionierung angesehen (NANCE & TAYLOR, 1977). Erst während der Verwitterung an der Erdoberfläche kommt es zu Mobilisierung und Fraktionierung. Die Mobilisierung ist wahrscheinlich das Ergeb-

nis einer pH-Änderung im Boden und Grundwasser, während die Fraktionierung durch die mineralogische Zusammensetzung kontrolliert wird (NESBITT, 1979). Die REE tendieren im Untersuchungsgebiet ebenfalls zu einer Fraktionierung. So sind besonders in der Pseudotachylitzone und teilweise in der Zone erhöhter duktiler Verformung die HREE selektiv angereichert. Nach NESBITT (1979) ist die HREE-Anreicherung typisch für leicht bis mäßig alterierte Gesteine, während in extrem alterierten Residualgesteinen die HREE verarmt sind.

Obwohl auf den beprobten Tonaliten eine Bodenbildung ausgeschlossen werden kann, setzt bevorzugt im Bereich der eng geklüfteten Kataklasezonen, wo die Zirkulation fluider Phasen begünstigt ist, erwartungsgemäß eine mehr oder weniger tiefgründige Verwitterung an. Aus diesem Grund erscheint der Vergleich zwischen Kataklasiten und überwiegend chemisch verwitterten Gesteinen sinnvoll.

Generell fand die Kataklase der Tonalitlamelle unter niedrigstgradigen p-T-Bedingungen statt (siehe Kap. 2.6.4). Der Prozeß verlief im wesentlichen isovolumetrisch, jedoch keinesfalls isochemisch. Die beobachteten Stoffwanderungsprozesse sind eine Folge tiefgreifender Alteration durch zirkulierende fluide Phasen auf einem dichten Netzwerk von Brüchen. Dies gilt für alle untersuchten bruchhaften Scherzonen, auch für die extrem deformierte, mit Pseudotachyliten besetzte Bruchzone.

7. Pseudotachylite

Pseudotachylite treten in mehreren Aufschlüssen und in verschiedenen Gesteinen entlang des Periadriatischen Lineamentes im Lesachtal und Pustertal auf. Die Pseudotachylite treten als einzelne geringmächtige Gänge und Apophysen oder als komplexes Netzwerk in Kataklasezonen auf. Die Pseudotachylite im Lesachtal wurden erstmals von HEINISCH & SPRENGER (1988) erwähnt.

In der Literatur wurde der Begriff „Pseudotachylit“ erstmals von SHAND (1916) für Impaktgesteine aus der Parijs-Region des Vredefort-Domes in Südafrika verwendet. Pseudotachylite als Produkt friktioneller Aufschmelzung während seismischer Ereignisse wurden anfänglich von PHILPOTTS (1964), HIGGINS (1971), FRANCIS (1972) und MASCH (1974) beschrieben. Seitdem ist eine große Anzahl von Arbeiten veröffentlicht worden, die sich eingehend mit deren petrographischer Bearbeitung, insbesondere REM- und TEM-Untersuchungen, befaßten (z. B. WENK, 1978; MACAUDIÈRE et al., 1985; KOCH & MASCH, 1992; TECHMER et al., 1992).

In dieser Arbeit wurden die Pseudotachylite und deren Nebengesteine (Tonalit, Grödener Sandstein, Amphibolit) folgenden Untersuchungen unterzogen:

- geochemische Gesamtgesteinsanalysen mit WDRFA (Haupt- und Spurenelemente) und ICP-AES (REE);
- Polarisationsmikroskopie des Pseudotachylitmikrogefüges;
- REM-Photographie und EDX-Analysen von Porphyroklasten und Matrix;
- TEM-Photographie von Kristallinternstrukturen.

Die geochemischen Gesamtgesteinsanalysen dienten dazu, den Protolith der Pseudotachylite einzugrenzen (siehe Kap. 6.3.). In Betracht kamen neben Tonaliten, Grödener Sandsteinen und Amphiboliten auch Phyllite

des südalpinen Paläozoikums und Gneise des Gailtalkristallins, welche in direkter Nachbarschaft zu den Pseudotachylitgängen entnommen wurden.

7.1. Grundlagen

Die Entwicklung von bruchhaften Scherzonen wurde bereits in einer Vielzahl von Deformationsexperimenten unter Verwendung verschiedener Materialien wie Ton (RIEDEL, 1929; HARRIS & COBBOLD, 1985), Sand (NAYLOR et al., 1986), Gesteinsmehl (FRIEDMAN et al., 1974; BYERLEE et al., 1978) oder Festgestein (DONATH, 1961; BARTLETT et al., 1981) simuliert. Die Experimente konzentrierten sich auf die Orientierung und Kinematik kleinerer Scher- und Dehnungsbrüche während der Deformation. Laborexperimente zur friktionellen Aufschmelzung haben erst in den letzten Jahren Eingang in die Literatur gefunden. Hier sind exemplarisch die experimentellen Arbeiten von LOGAN (1990) an Quarzsandstein und von SPRAY (1987) an Metadolerit zu nennen. Daneben können auch die Beschreibungen künstlich entstandener Gesteinsschmelzen im Bohrklein (*rock cuttings*) aus Hochgeschwindigkeitsbohrungen (*high-speed diamond drilling*) Aufschluß über die p-T-Bedingungen bei friktioneller Aufschmelzung geben (siehe KENNEDY & SPRAY, 1992).

Die Versuchsbedingungen beider Deformationsexperimente lagen in der Größenordnung natürlicher seismischer Ereignisse. Sowohl bei triaxialer Kompression (LOGAN, 1990), als auch bei dem Reibungsschmelzapparat von SPRAY (1987) wurde mit Versetzungsraten (*displacement rates*) von 0.1 bis 0.5 m s⁻¹ oder höher operiert, welche aus Scherspannungen (*shear stresses*) von $\tau = 10$ bis 100 MPa resultierten, die für 1 bis 10 s wirksam waren. Im

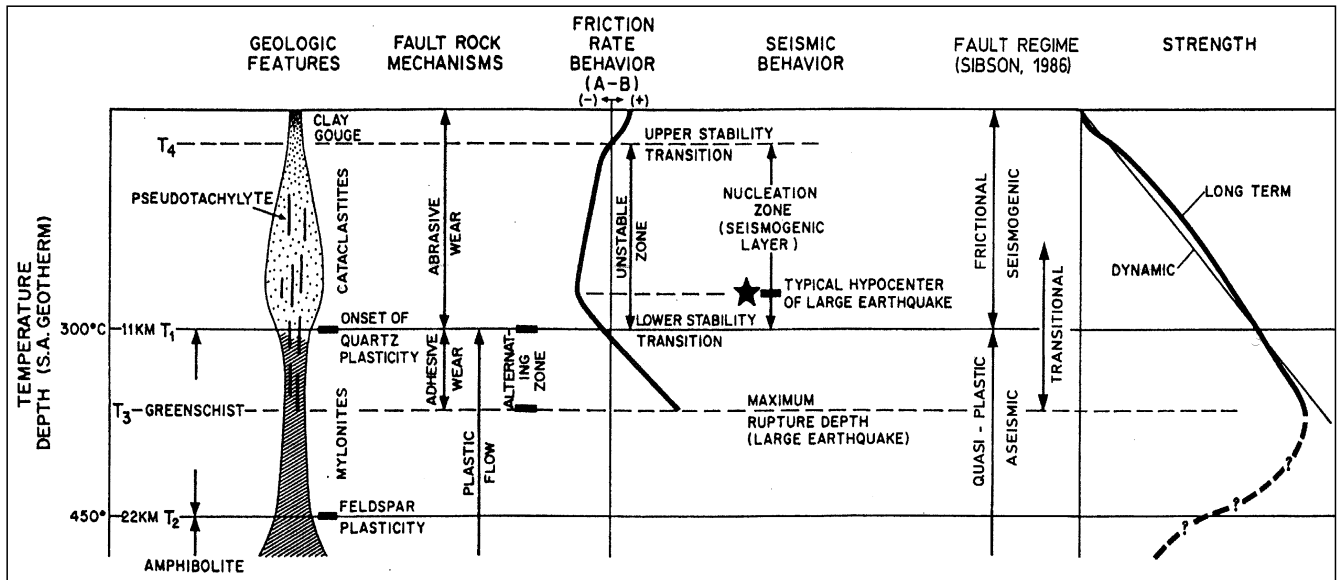


Abb. 87.

Synoptisches Modell einer Scherzone mit den wichtigsten geologischen und seismologischen Charakteristika in Abhängigkeit von Druck und Temperatur (nach SCHOLZ, 1988).

Der geothermische Gradient basiert auf Wärmeflussmessungen am San-Andreas-Störungssystem von LACHENBRUCH & SASS (1980). Mit abnehmender Tiefe ändert sich das Deformationsverhalten von duktil (QP regime; unter 300°C) über spröde/duktil (F/QP transition; 250-350°C, um 3 kb) zu spröde (F regime, über 300°C; SIBSON, 1986).

Synoptic shear zone model with the major geologic and seismological characteristics depending on pressure and temperature (after SCHOLZ, 1988).

The geothermic gradient is based on heat-flow measurements at the San Andreas fault system from LACHENBRUCH & SASS (1980). With decreasing depth the deformational behaviour changes from ductile (quasiplastic, QP regime; below 300°C) over brittle/ductile (F/QP transition; 250-350°C, about 3 kb) to brittle (frictional, F regime; above 300°C; SIBSON, 1986).

Vergleich dazu liegen seismische Scherverformungsraten (*seismic shear strain rates*) um $\dot{\epsilon} = 10^{-4}$ bis 10^{-5} s^{-1} , seismische Gleitraten (*seismic slip rates*) bzw. Gleitgeschwindigkeiten (*slip velocities*) in der Größenordnung von $v = 0.1$ bis 2 m s^{-1} ; sie werden ebenfalls nur wenige Sekunden wirksam, allerdings mit einem Wiederholungsintervall von 10^2 bis 10^4 a (SIBSON, 1986). Beide Simulationen bewirkten eindeutige friktionelle Aufschmelzung entlang der Gleitflächen. Die Schmelzbildung ist jedoch je nach Umgebungstemperatur (25 bis 250°C bei LOGAN, 1990) und Wassersättigung auf kleine Bereiche der Gleitfläche beschränkt oder bedeckt die gesamte Oberfläche gleichmäßig mit einem einige μm mächtigen Film.

Die experimentellen Befunde bestätigen die Annahme, daß Pseudotachylite durch friktionelle Aufschmelzung während seismisch bedingter Scherbewegungen (*coseismic slip*) in einer Krustentiefe von 2 bis maximal 15 km und hohen Schergeschwindigkeiten von 0.1 bis 2.0 m s^{-1} gebildet werden (PHILPOTTS, 1964; CARDWELL et al., 1978; ALLEN, 1979; MADDOCK, 1983; SPRAY, 1987, 1992). Damit reicht die Zone friktioneller Aufschmelzung bis in den Bereich der beginnenden Quarzduktilität in der oberen Grünschieferfazies. Die Hypozentren der tiefsten Erdbeben, bei denen die akkumulierten Spannungen durch spröde Scherbewegungen abgebaut werden, liegen in 15 km Tiefe (*maximum rupture depth*, SCHOLZ, 1988; siehe Abb. 87).

Neben der Entstehung als Gesteinsschmelze in der seismogenetischen Zone (*seismogenic zone*; SIBSON, 1975; PASSCHIER, 1982) wird jedoch auch eine Bildung dieses Gesteinstyps ausschließlich durch extreme mechanische Kornverkleinerung (Ultrakataklase) diskutiert (WENK, 1978). Die Entscheidung wird durch den Umstand erschwert, daß Ultrakataklase und Pseudotachylite generell eng vergesellschaftet auftreten (PHILPOTTS, 1964; MACAUDIÈRE & BROWN, 1989; MAGLOUGHLIN, 1989) und ober-

flächlich betrachtet eine große Ähnlichkeit aufweisen. Aus diesem Grund wurden von vielen Bearbeitern REM- und TEM-Untersuchungen an Pseudotachyliten durchgeführt, um Anhaltspunkte für einen schmelzflüssigen Aggregatzustand während der Deformation zu finden. Petrologische Untersuchungen müssen sowohl kataklastische Prozesse als auch plötzliche Aufschmelzung und anschließende Erstarrung in einem geschlossenen System berücksichtigen, um eine Erklärung für die beobachteten Ähnlichkeiten und Unterschiede in der chemischen Zusammensetzung zwischen Pseudotachyliten und dem Nebengestein zu finden (MADDOCK, 1992; siehe auch Kap. 6.3.).

Nach WENK & WEISS (1982) können Mylonite und Pseudotachylite simultan in demselben Gestein entstehen. Nach der Meinung von MACAUDIÈRE et al. (1985) werden Mylonite während langsamer, Pseudotachylite während plötzlicher Relaxation gebildet, d.h. die Mylonite wurden vermutlich im tieferen Krustenniveau gebildet und im flacheren Krustenniveau von spröden Scherzonen mit Pseudotachyliten durchschnitten. Man kann sich auch einen kontinuierlichen Übergang von duktiler zu spröder Verformung mit Pseudotachylitbildung vorstellen. Ein plausibler Entstehungsmechanismus wäre, daß die Scherbewegung infolge einer fortschreitenden Erhöhung der Verformungsrate und/oder einer Erniedrigung der Umgebungstemperatur bzw. des Fluidpartialdruckes während der Krustenhebung nicht mehr durch duktile Verformung kompensiert werden kann. Es kommt zur Verformungshärtung und anschließend zum Bruch, bei genügend hoher Scherverformungsrate auch zur friktionellen Aufschmelzung. Dieser Mechanismus kommt besonders bei großräumigen Blattverschiebungen im flachen Krustenniveau zum Tragen. In der spröde-duktilen Übergangszone (*F/QP transitional regime*; SIBSON, 1986) kann man, als Folge veränderlicher Rahmenbedingungen, einen räumlich und

zeitlich engen Wechsel duktiler und spröder Verformung (einschließlich der Bildung von Pseudotachyliten) annehmen. Die Mehrzahl der Pseudotachylite ist aber wahrscheinlich erst während der kollisionsbedingten Krustenhebung im flacheren Krustenniveau entstanden (vgl. GOODE, 1979).

Allgemein kann man feststellen, daß Pseudotachylite in der Nähe magmatischer Intrusionen auftreten und die Gesteinsdeformation bei Temperaturen über 400°C stattfand. Der Intrusionszeitpunkt des Magmenkörpers liegt in der Regel dem Zeitpunkt der Anlage der Scherflächen und der Bildung der Pseudotachylite sehr nahe (HIGGINS, 1971). Das Pseudotachylitmaterial wird von der Scherfläche in die konjugierten Brüche verdrängt und beginnt sich abzukühlen. Während des Transportes differenziert die Pseudotachylitschmelze, und die niedrigschmelzende Fraktion wird zunehmend angereichert (PHILPOTTS, 1964).

Hinsichtlich der Anfälligkeit zur friktionellen Aufschmelzung kann bei der chemischen Gesteinszusammensetzung von folgender Reihenfolge ausgegangen werden: mafisch > intermediär > felsisch. Diese Reihenfolge spiegelt den günstigen Einfluß der wasserhaltigen Mineralphasen (vor allem Glimmer und Amphibole) auf die friktionelle Aufschmelzung wider (MADDOCK, 1992). Freigesetztes H₂O und OH⁻ setzt die kritische Schmelztemperatur herab, reduziert die Viskosität der resultierenden Schmelzen und dient als Katalysator für die Aufschmelzung. Nach SPRAY (1992) gilt folgende Präferenz für die friktionelle Aufschmelzung der einzelnen Mineralphasen: Glimmer > Amphibole > Pyroxene > Plagioklas > Kalifeldspat > Quarz. Aus diesem Grund überwiegen im Spektrum der residuellen Porphyroklasten Quarz und Kalifeldspat sehr deutlich.

7.2. Petrographie und Verbreitung der Pseudotachylite

Pseudotachylite wurden in Gesteinen verschiedenen Alters und verschiedener Rheologie im Einflußbereich des Periadriatischen Lineamentes sensu stricto beobachtet (vgl. Abb. 6):

- in Tonaliten und Granodioriten aus dem Oligozän (Hollbruck, Seebach, Liesinger Hochwald);
- in Grödener Sandsteinen des Permoskyths (Liesinger Hochwald);
- in Tonschiefern und Vulkanitschiefern des südalpinen Paläozoikums der Karnischen Alpen (Hollbruck, Leiten, Obergailbach, Liesinger Hochwald);
- in quarzitischen Gneisen des polymetamorphen Gailtalkristallins (Seebach);
- in Amphiboliten des polymetamorphen Gailtalkristallins (Liesinger Hochwald).

Die wichtigsten Vorkommen sind:

Hollbruck und Leiten

Bei dem Vorkommen nahe Hollbruck handelt es sich um eine mindestens 30 m mächtige Kataklastenzone im Kontaktbereich zwischen Tonalitlamelle und südalpinen Tonschiefern (Abb. 15). Bei Leiten ist eine mindestens 12 m mächtige, W-E streichende Kataklastenzone auf einer Länge von 130 m aufgeschlossen, in die nach den geochemischen Untersuchungen (Kap. 6.3.2.) auch Tonalitmaterial eingeschuppt und anschließend bevorzugt friktionell aufgeschmolzen wurde. In beiden Aufschlüssen ist das Gestein von einem dichten Netz mehrphasiger Pseudotachylitintrusionen durchsetzt, die sich mesoskopisch

im Grauton unterscheiden und zeitlich verschiedenen Deformationsereignissen zuzuordnen sind. Der Pseudotachylitanteil liegt nach der Abschätzung aus einer Reihe von Dünnschliffen bei 30 Prozent. Die Matrix des Pseudotachylits im Dünnschliff ist hellbraun und schwach anisotrop. Die Porphyroklasten bestehen aus Quarz und Feldspat. Im Zuge der Entglasung kam es zu Sericitneusprossung in einem koaxialen Spannungsfeld.

Seebach

Ein 120 m mächtiger Tonalitkörper wird von einer Vielzahl winziger hellgrauer bis grauschwarzer, zonierter Pseudotachylitgänge und -apophysen (*injection veins*) durchsetzt. Auffälligste Erscheinung ist ein ca. 7 cm mächtiger Pseudotachylit, der einer E-W streichenden und steil nach Süden einfallenden Scherfläche folgt (*fault vein*, SIBSON, 1975; Abb. 88a). Für den Tonalit in der Nähe zu Pseudotachyliten ist das Auftreten dünner kataklastischer Zonen (<1 mm) und daraus resultierend eine Bleichung (*whitening*) des Nebengesteines typisch (vgl. MACAUDIÈRE & BROWN, 1982). Der Pseudotachylitgang selbst wird an einer Vielzahl N-S orientierter postintrusiver Vertikalstörungen versetzt.

Unter dem Mikroskop erscheint die Matrix des Pseudotachylits hellbraun, klar und optisch isotrop (Abb. 88b). Der Kontakt zum Nebengestein ist sehr scharf, Fluidaltexturen sind sowohl randlich als auch intern gut zu beobachten (Abb. 88d, e). Als Einsprenglinge enthält der Pseudotachylit nur sporadisch größere eckige und gerundete Klasten aus Quarz und Feldspat (bis 0.4 mm Durchmesser, Abb. 88c). Unter den reliktschen Einzelmineralen sind fast ausschließlich leukokrate Bestandteile wie Quarz und Feldspat vertreten. Außerdem enthält der Pseudotachylit Bruchstücke einer früheren Pseudotachylitgeneration (bis 0.8 mm), die optisch isotrop sind und wiederum winzige Klasten enthalten. Die Klasten variieren in Größe (vorwiegend unter 15 µm) und Form, sind splittrig-eckig oder gerundet. Plagioklasten sind saussuritisiert und sericitisiert, Quarz zeigt undulöse Auslöschung. Auffällig ist eine Vielzahl winziger Körner mit einem hohen Relief (*granules*; MACAUDIÈRE et al., 1985), zu klein für die mikroskopische Bestimmung (1 bis 10 µm). Nur sehr untergeordnet ist Rekristallisation feststellbar, Mikrolithe wurden nicht beobachtet. Wahrscheinlich handelt es sich bei diesem Gang um eine sehr junge Bildung.

Archerlebach

Hier liegen mehrere zonierte Pseudotachylitgänge innerhalb einer Grödener Sandsteinlamelle. Sie sind bis 5 cm breit, graublau mit einem grünlich grauen Rand und umgeben von einer rotbraunen Kataklastenzone mit starker Hämatitanreicherung (Abb. 89a). Die Kontaktzone zwischen Kataklastit und Pseudotachylit ist sehr scharf (0.3 mm mächtig). Der Kontaktsaum ist im Übergang zum Pseudotachylit schwarz (Magnetit), im Übergang zum Kataklastit rotbraun (Hämatit). Das Erz ist wahrscheinlich aus dem Nebengestein (eisenschüssiger Sandstein) mobilisiert (Abb. 89b).

Der Pseudotachylit ist nahezu vollständig entglast und in der hellbraunen Matrix sind häufig Fluidaltexturen um kataklastische Fragmente feststellbar. Lokal sind Sphärolithe aus Muscovit ausgebildet. Es ist eine Wanderung von Fe aus den Sphärolithen in Magnetit und/oder Hämatit zu beobachten. Die Matrix enthält zahlreiche winzige, teilweise angeschmolzene Bruchstücke oder Relikte von Mineralen des Nebengesteines, wie Quarz, Plagioklas und Zirkon. Quarz zeigt undulöse Auslöschung und vereinzelt statische Lösungserscheinungen, wie Korrosionsbuch-

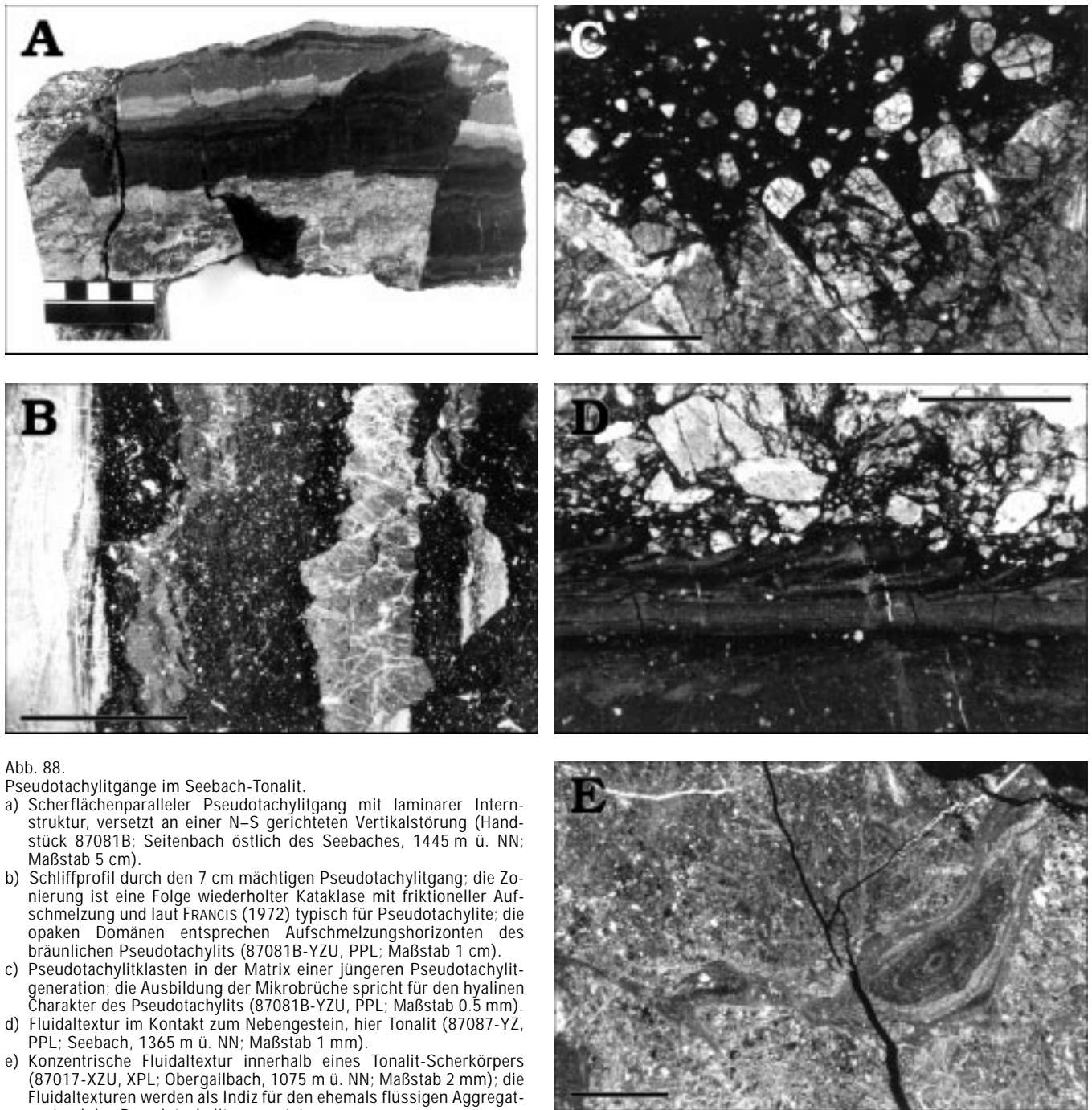


Abb. 88.

Pseudotachylitgänge im Seebach-Tonalit.

- Scherflächenparalleler Pseudotachylitgang mit laminarer Internstruktur, versetzt an einer N-S gerichteten Vertikalstörung (Handstück 87081B; Seitenbach östlich des Seebaches, 1445 m ü. NN; Maßstab 5 cm).
- Schliffprofil durch den 7 cm mächtigen Pseudotachylitgang; die Zonierung ist eine Folge wiederholter Katakklase mit friktioneller Aufschmelzung und laut FRANCIS (1972) typisch für Pseudotachylite; die opaken Domänen entsprechen Aufschmelzungshorizonten des bräunlichen Pseudotachylits (87081B-YZU, PPL; Maßstab 1 cm).
- Pseudotachylitklasten in der Matrix einer jüngeren Pseudotachylitgeneration; die Ausbildung der Mikrobrüche spricht für den hyallinen Charakter des Pseudotachylits (87081B-YZU, PPL; Maßstab 0.5 mm).
- Fluidaltextur im Kontakt zum Nebengestein, hier Tonalit (87087-YZ, PPL; Seebach, 1365 m ü. NN; Maßstab 1 mm).
- Konzentrische Fluidaltextur innerhalb eines Tonalit-Scherkörpers (87017-XZU, XPL; Obergailbach, 1075 m ü. NN; Maßstab 2 mm); die Fluidalstrukturen werden als Indiz für den ehemals flüssigen Aggregatzustand des Pseudotachylits gewertet.

Pseudotachylite veins in the Seebach tonalite.

- Pseudotachylite fault vein with laminar internal structure, displaced by a N-S directed normal fault (hand specimen 87081B; subsidiary brook east of the Seebach, 1445 m; scale bar 5 cm).*
- Thin section through the 7 cm thick pseudotachylite fault vein; the zoning is a consequence of repeated cataclasis with frictional melting and according to FRANCIS (1972) a typical feature for pseudotachylites; the opaque domains correspond to melted horizons of brownish pseudotachylite (87081B-YZU, PPL; scale bar 1 cm).*
- Pseudotachylite clasts in the matrix of a younger pseudotachylite generation; the development of the microcracks suggests a hyaline character of the pseudotachylite (87081B-YZU, PPL; scale bar 0.5 mm).*
- Flow structure in the contact to the host rock (tonalite) giving evidence for a melt origin of the pseudotachylite (87087-YZ, PPL; Seebach, 1365 m; scale bar 1 mm).*
- Concentric flow structure within a tonalite pod (87017-XZU, XPL; Obergailbach, 1075 m; scale bar 2 mm); the flow structures suggest a former liquid state of the pseudotachylite veins.*

ten. Um melanokrate Porphyroklasten kam es zur Neukristallisation von Biotit.

Liesinger Hochwald

Ein intensiv sprödeformierter und von Quarzmobilisaten durchsetzter Amphibolit aus dem Gailtalkristallin wird von einem schwarzen Pseudotachylit intrudiert, wie er ty-

pisch auch von MASCH (1970, 1974) für Amphibolite der Silvretta beschrieben wurde (Abb. 90). Der Pseudotachylit ist feinkristallin und komplett mit feinverteilter Erzphase (?Magnetit) pigmentiert. Randlich zeigen die Gänge im Kontakt zu Hornblende und sericitisiertem Plagioklas Anzeichen plastischer Deformation, im Kontakt zu Quarz bruchhafte Deformation. An Klasten kommt neben Quarz

Abb. 89.

Pseudotachylitgang in Grödener Sandstein (Archerlebach, 1065 m ü. NN).

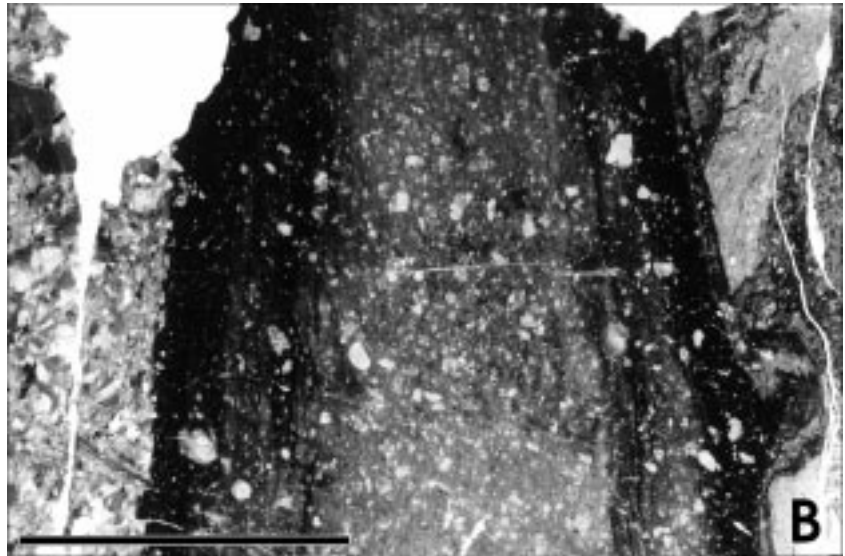
a) Pseudotachylitapophyse (Handstück 86001; Maßstab 5 cm).

b) Abkühlungsränder mit einer selektiven Anreicherung von Hämatit im Kontakt zum Nebengestein (86001, PPL; Maßstab 1 cm); bei dem Pseudotachylitgang handelt es sich wahrscheinlich um aufgeschmolzenes und intrudiertes Tonalitmaterial (Siehe Kap. 6.3.4).

Pseudotachylyte injection vein in Gröden sandstone (Archerlebach, 1065 m).

a) *Pseudotachylyte injection vein (hand specimen 86001; scale bar 5 cm).*

b) *Chilled margins with a selective enrichment of haematite in contact to the host rock (86001, PPL; scale bar 1 cm); the pseudotachylyte vein probably consists of melted and intruded tonalite material (see chapter 6.3.4).*



und Feldspat auch Epidot vor. Eine große Anzahl von Porphyroklasten, nicht ausschließlich die melanokraten Komponenten, sind selektiv verändert und angeschmolzen. Mehrfach wurden ausgehängte Klasten und/oder Blasen beobachtet, die eine Fluidaltextur nachzeichnen oder in der Endphase der Abkühlung duktil deformiert wurden. Kreisförmige bis ovale Aggregate mit einem einheitlich auslöschenden, streißfreien Quarzkristall im Zentrum und einem Kranz von Kristalliten werden als ehemalige Blasenfüllungen interpretiert.

Von der Ausbildung her ähnlich sind die Pseudotachylitgächchen und -apophysen in den Vulkanitschiefern des südalpinen Paläozoikums im oberen Archerlebach. Der Pseudotachylit ist hier auf Brüchen intrudiert, die nach MACAUDIÈRE & BROWN (1982) RIEDEL-Brüchen bezüglich Winkelbeziehung und Schersinn ähneln. Nach GROCOTT (1981) läßt sich aufgrund der Anordnung der Pseudotachylitapophysen der Schersinn ablesen. In diesem Fall ergibt sich für die schieferungsparelle Gleitfläche ein sinistraler Schersinn (Abb. 91).

7.3. Elektronenoptische Untersuchung der Pseudotachylite

Die Pseudotachylitproben 86001 aus dem Grödener Sandstein (Archerlebach, 1065 m ü. NN) und 87087 aus dem Tonalit (Seebach, 1365 m ü. NN) wurden mit Rasterelektronenmikroskop (REM) und Transmissionselektronenmikroskop (TEM) untersucht, die Probe 87023 aus dem Amphibolit (Liesinger Hochwald,

mittlerer Bach, 950 m ü. NN) nur mit dem Rasterelektronenmikroskop.

Der Modalbestand der zugehörigen Nebengesteine der drei untersuchten Pseudotachylitgänge ist aus Tab. 31, das Spektrum der klastischen Komponenten aus Tab. 32 ersichtlich.

Abb. 90.

Pseudotachylitgang in Amphibolit.

Schwarze Pseudotachylitapophysen im unteren Bildabschnitt, zerscherzte mobilisierte Quarzlagen darüber (Liesinger Hochwald, mittlerer Bach, 1050 m ü. NN).

Pseudotachylyte vein in amphibolite.

Black pseudotachylyte injection veins at the bottom of the photograph, sheared quartz rods above (Liesinger Hochwald, central brook, 1050 m).

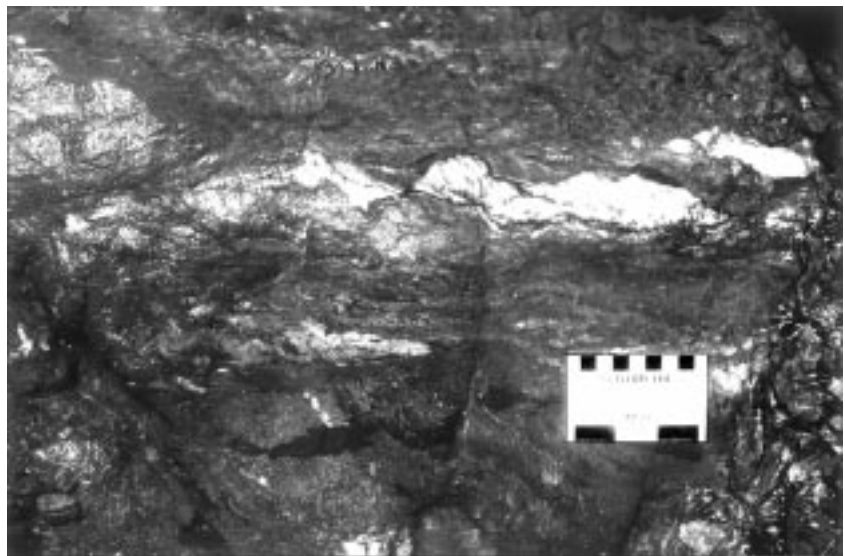


Tabelle 31.
Modalbestand der Pseudotachylit-Nebengesteine (in Vol.-%).
Mineral content of pseudotachylyte host rocks (in volume percent).

| Pseudotachylit | 86001 | 87023 | 87087 | |
|---------------------|-------|-------|-------|-------|
| Nebengestein | 87027 | 87023 | 87036 | 87082 |
| Quarz | 35.6 | 0.8 | 1.3 | 8.6 |
| Plagioklas | 4.5 | 45.8 | 31.1 | |
| sericit. Plagioklas | 7.7 | | | 55.8 |
| Kalifeldspat | 1.0 | | | |
| Hornblende | 0.1 | | 7.9 | 15.4 |
| Aktinolith | | | 4.8 | |
| Biotit | | | 11.1 | |
| Hellglimmer | 0.4 | | 14.6 | 1.5 |
| Sericit | 15.0 | | | |
| Chlorit | | 16.5 | 11.6 | 12.5 |
| Epidot | | 9.6 | 6.0 | 1.3 |
| Klinozoisit | | 0.3 | 1.5 | |
| Karbonat | 4.9 | 9.4 | 2.3 | |
| Apatit | | | 0.6 | 0.9 |
| Turmalin | 0.1 | | | |
| Rutil | 0.1 | 3.3 | | |
| Titanit | 0.1 | | | |
| Leukoxen | | 4.0 | | 1.5 |
| Opakerz | 0.9 | 10.3 | 7.2 | 2.5 |
| Matrix | 29.6 | | | |

86001 Pseudotachylit im Grödener Sandstein, Archerlebach, 1065m ü. NN; 87023 chloritisierter Amphibolit mit Pseudotachylit, Liesinger Hochwald, 950 m ü. NN; 87027 Grödener Sandstein, Archerlebach, 1065 m ü. NN; 87036 Amphibolit, Archerlebach, 955 m ü. NN; 87082 Tonalit, Seitenbach östlich des Seebaches, 1405 m ü. NN; 87087 Tonalit, Seebach, 1365 m ü. NN.

7.3.1. Methodik

Die Aufnahmen am Rasterelektronenmikroskop (*back-scattered electron microscopy*) wurden zusammen mit K. TECHMER am Institut für Geologie und Dynamik der Lithosphäre (IGDL) der Universität Göttingen, durchgeführt. Die Präparation (Polieren und Bedampfung) der drei ausgewählten Dünnschliffe wurde ebenfalls am IGDL vorgenommen. Die Untersuchungen erfolgten mit dem CAMBRIDGE Stereoscan MK 253 mit angeschlossenem EDX-System (*energy dispersive X-ray spectrometry*; Anwenderprogramm AN 10.000) und Kathodolumineszenz-Zusatzeinrichtung (*cathodoluminescence accessory unit*). Die EDX-Analysen wurden zur Identifizierung und qualitativen Bewertung der Mineralphasen in Fragmenten und Matrix herangezogen. Die Kathodolumineszenz-Zusatzeinrichtung bot die Möglichkeit, die optische Auflösung zu erhöhen und so die Reaktionssäume an Fragmenten oder Brüche in Fragmenten und im Nebengestein sichtbar zu machen. Dabei wurde die Intensität der Lumineszenz in Graustufen dargestellt.

Die Folien für die Transmissionselektronenmikroskopie (*transmission electron microscopy*) und die TEM-Aufnahmen selbst wurden zusammen mit N. KOCH am Mineralogisch-Petrographischen Institut der Universität München hergestellt. Von zwei Gesteinsproben (Dünnschliffen) wurden ca. 20 Folien präpariert. Die Folien wurden in der Ionendünnschnittanlage TECHNICS MIM 4 mit zwei Ionenstrahlen (4–6 kV) gedünnt. Die Betrachtung und Photographie der Folien erfolgt mit dem TEM JEOL JEM200A bei einer einheitlichen Spannung von 150 kV. Um die Informationen über das beobachtete Objekt, speziell die exak-

Tabelle 32.
REM-Analyse der Pseudotachylite (einschließlich EDX-Analyse).
REM analysis of the pseudotachylytes (including EDX analysis).

| Pseudotachylit | 86001 | 87087 | 87023 | |
|------------------|-----------|---------|------------|---|
| Nebengestein | Sandstein | Tonalit | Amphibolit | |
| Fragmente | | | | |
| Kalifeldspat | • | • | | |
| Plagioklas | | | | • |
| Quarz | • | • | | |
| Apatit | | • | | |
| Chlorit | | • | | • |
| Epidot | | | | • |
| Rutil | • | | | • |
| Titanit | | • | | • |
| Zirkon | • | • | | |
| Erz | | | | |
| Chalkopyrit | • | • | | |
| Hämatit | • | | | • |
| Ilmenit | | | | • |
| Sphalerit | • | • | | |
| Pyrit | • | | | |
| Pyrrhotin | • | • | | |
| Pyrolusit | | | | • |
| Pyrophanit | | | | • |
| Gefüge | | | | |
| Amygdale | | • | | • |
| Erztröpfchen | • | | | • |
| Fluidalgefüge | • | | | • |
| Sphärolithe | • | | | • |
| korr. Klaster | • | • | | • |

te Position auf der Folie, zu erhalten, wurden Photographien der Folien unter dem Polarisationsmikroskop hergestellt und bei den anschließenden TEM-Aufnahmen zum Vergleich herangezogen.

7.3.2. Ergebnisse der REM-Untersuchungen und EDX-Analysen

Bei den REM-Untersuchungen an Pseudotachylitgängen aus dem Grödener Sandstein (86001), Seebach-Tonalit (87087) und Amphibolit (87023) wurde eine Reihe von EDX-Analysen ergänzt. Damit war es möglich, die chemische Zusammensetzung der Fragmente, Mineralneubildungen und Matrixminerale zu bestimmen und daraus resultierend die mineralogische Zusammensetzung näher einzuzugrenzen.

7.3.2.1. Pseudotachylite im Grödener Sandstein und Tonalit

Die Pseudotachylite im Grödener Sandstein ähneln nach dem Mikrogefüge stark den Pseudotachyliten im Seebach-Tonalit (vgl. Abb. 92a, b). Bei den Pseudotachylitgängen und -apophysen handelt es sich wahrscheinlich um aufgeschmolzenes und intrudiertes Tonalitmaterial (vgl. Kap. 6.3.4.). Sowohl im Grödener Sandstein (86001) als auch im Seebach-Tonalit (87087) handelte es sich bei der Mehrzahl der Fragmente um bis 200 µm große heterogene, vorwiegend aus Kalifeldspat bestehende Klaster (Abb. 92a) und Quarzklaster (Abb. 92c). Ansonsten war das übliche Schwermineralspektrum vertreten (Apatit, Zirkon, Rutil). Die gesamte Vielfalt der klastischen Komponenten ist Tab. 32 zu entnehmen.

Abb. 91.

Pseudotachylit im paläozoischen Grünschiefer der Karnischen Alpen.

Der Pseudotachylit ist hier auf Flächen intrudiert, die nach MACAUDIÈRE & BROWN (1982) als RIEDEL-Brüche zu deuten sind. Aus der geometrischen Anordnung der Pseudotachylitapophysen ist nach GROCOTT (1981) für die schieferungsparallele Gleitfläche eine sinistrale Scherbewegung abzuleiten (Liesinger Hochwald, Archerlebach, 1120 m ü. NN; Dünnschliff 87030-XZU, XPL).

Pseudotachylyte in paleozoic greenschist of the Carnian Alps.

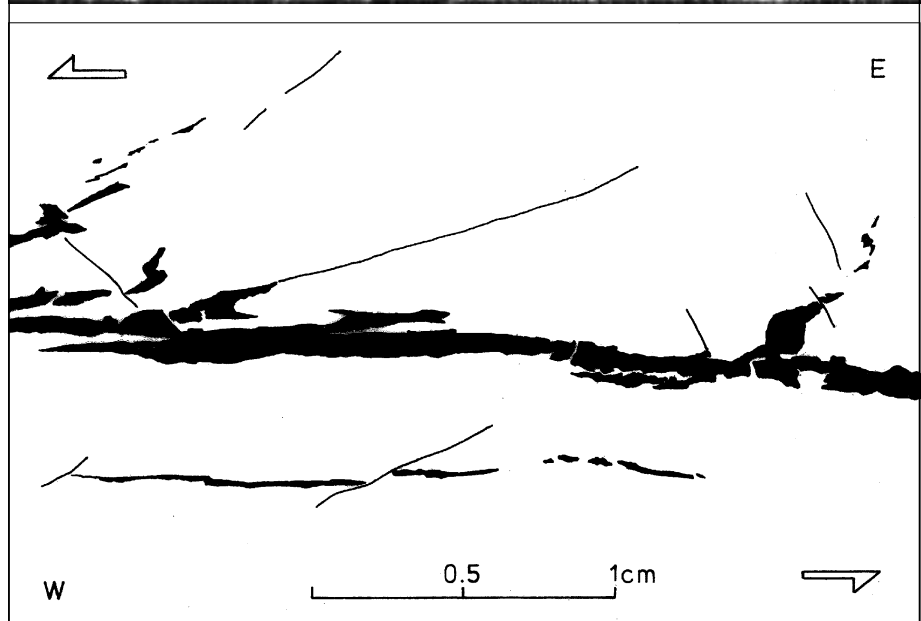
The pseudotachylyte intruded into fractures interpreted as RIEDEL fractures after MACAUDIÈRE & BROWN (1982). The geometric arrangement of the pseudotachylyte injection veins suggests a sinistral displacement after GROCOTT (1981) for the foliation-parallel slip surface (Liesinger Hochwald, Archerlebach, 1120 m; thin section 87030-XZU, XPL).



Die überwiegend gerundeten Fragmente können als Anzeichen für einen größeren Transportweg während der Kataklyse und friktionellen Aufschmelzung gewertet werden, wobei der Rundungsgrad im Pseudotachylit aus dem Grödener Sandstein höher ist als im Pseudotachylit aus dem Tonalit (Abb. 92a, b). Diese stark korrodierten, gut gerundeten Klusten, die teilweise von feinkristallinem Pseudotachylit aufgebrochen sind, werden allgemein als typisches Merkmal von Pseudotachyliten angesehen (MACAUDIÈRE et al., 1985). Für friktionelle Aufschmelzung als Bildungsmechanismus spricht auch der extrem hohe Anteil einer gleichmäßig verteilten, neugebildeten, ultrafeinkörnigen Erzphase, die wahrscheinlich durch plötzliche Abschreckung entstand (*quenched sulfide droplets*; MAGLOUGHLIN, 1992; Abb. 92d). Es handelt sich dabei um μm große Pyrit- und Pyrrhotinkristallite, wozu sich, speziell im Kontakt zum Nebengestein, Hämatit gesellt (siehe auch Kap. 7.3.3.). Außerdem sind die Erzphasen, vor allem Sphalerit und Chalkopyrit, zusammen mit Quarz auf Rissen angereichert. Dendritische Neubildungen, wie sie von TECHMER (1989) für Pseudotachylite der Ivrea-Zone als typisch beschrieben wurden, konnten nicht gefunden werden. Hingegen fanden sich in Probe 87087 als weiteres Anzeichen für den ehemals flüssigen Aggregatzustand Reste von Gasblasen (*amygdales*; Abb. 92e).

7.3.2.2. Pseudotachylite im Amphibolit

Bei dem Nebengestein handelt es sich um einen mittelkörnigen, stark kataklastisch überprägten verschieferten Amphibolit. Er besteht, ähnlich wie die Matrix des Pseudotachylitganges, überwiegend aus den für die Grünschieferfazies typischen Mineralen Chlorit, Albit, Epidot und Opakerzphasen (Tab. 31). Die progressive Diaphthoresis führte zur vollständigen Chloritisierung des Gesteines. Danach kam es erst zur friktionellen Aufschmelzung



und in deren Folge zur Korrosion, was beispielsweise durch abgerundete und hydraulisch aufgebrochene Fragmente bis $100\ \mu\text{m}$ Durchmesser aus Quarz, Feldspat, Chlorit, Albit und Erzphasen belegt wird. Der Klustenanteil ist im Vergleich zu den vorangegangenen Proben deutlich geringer.

Nach der Aufschmelzung erfolgte im Randbereich der Klusten, vor allem von Quarz und albitreichen Plagioklassen, die Bildung bzw. Anlagerung von Epidot und Chlorit. Die Mineralbildung im Pseudotachylit und im umgebenden Gestein fand unter denselben p-T-Bedingungen statt. Der Pseudotachylitgang wird infolge hydraulischer Bruchbildung von einem dichten Netz feiner Risse durchsetzt. Größere Risse, welche den Pseudotachylit vertikal zur Ausdehnungsrichtung versetzen, sind mit Chlorit und Calcit gefüllt; entlang kleinerer Risse ist das Nebengestein chloritisiert (Abb. 92g, h).

Die Erzphasen sind einerseits als mehrere $10\ \mu\text{m}$ große Verwachsungen von Rutil, Pyrolusit, Ilmenit und Pyrophanit oder Ilmenit mit Titanit vertreten, andererseits wieder als disperse Erzphase aus μm -großen Kristalliten in der Matrix verteilt.

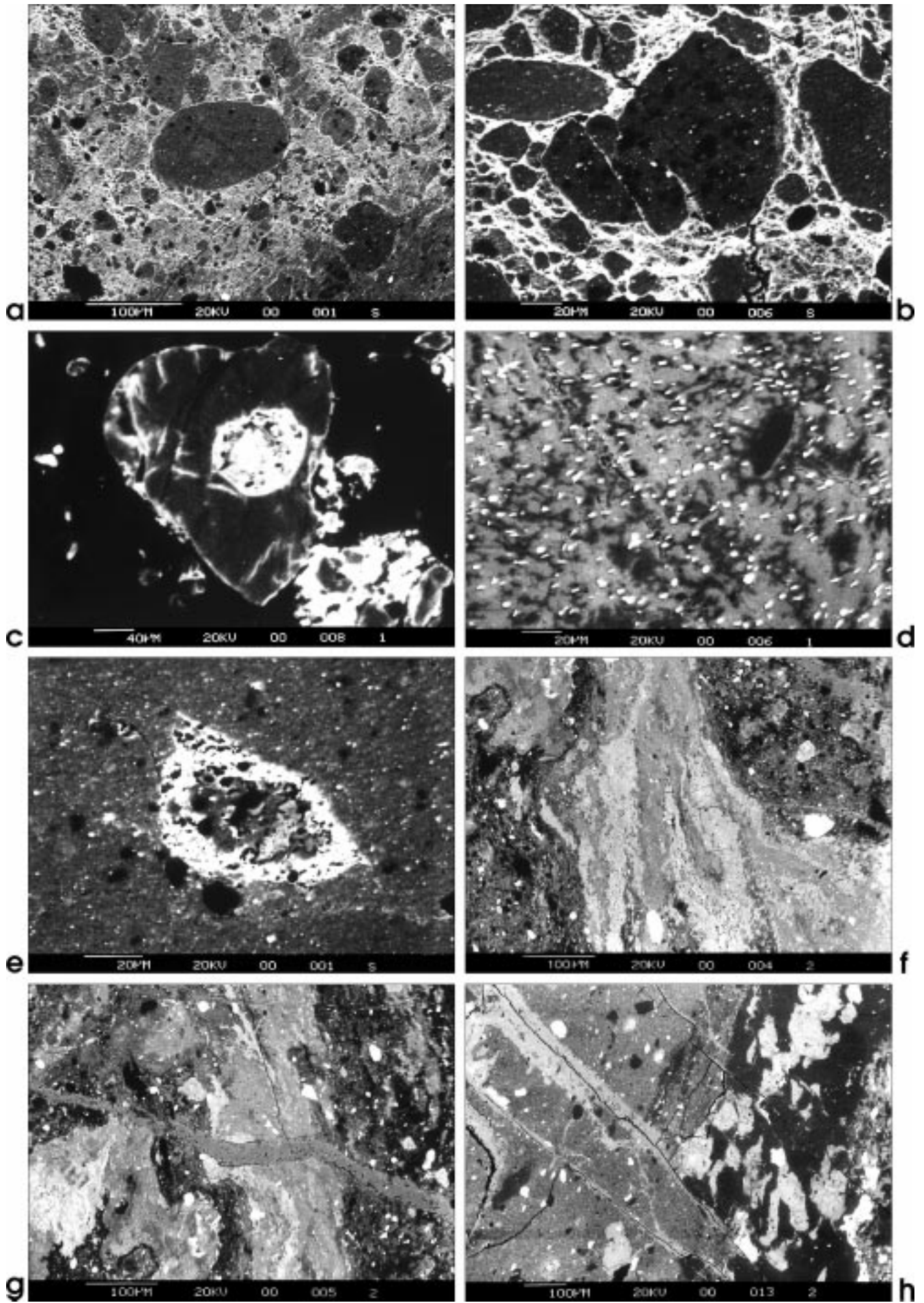


Abb. 92.



REM-Aufnahmen der Pseudotachylite im Grödener Sandstein (86001, Archerlebach), Tonalit (87087, Seebach) und Amphibolit (87023, Liesinger Hochwald).

- Gerundete Fragmente in der Pseudotachylitmatrix (Grödener Sandstein; 86001).
- Kantengerundete, teilweise nachträglich zerbrochene Fragmente in der Pseudotachylitmatrix (Tonalit; 87087).
- Zonar aufgebaute, randlich korrodierter Quarzklast (Kathodolumineszenzaufnahme; 86001).
- Fein verteilte Erzphasen (Pyrit, Pyrrhotin) in der Pseudotachylitmatrix (86001), vergleichbar mit plötzlich abgekühlten Sulfidtröpfchen, beschrieben von MAGLOUGHLIN (1992).
- Amygdale als Indiz für den ehemals flüssigen Aggregatzustand des Pseudotachylits (87087).
- Fließgefüge mit einer Differentiation zwischen feldspatreichen (hellen) und biotitreichen (dunklen) Schlieren (87023).
- Calcitgang durchsetzt einen Pseudotachylitgang mit Fluidaltextur (87023).
- Pseudotachylit im Kontakt zum Nebengestein (Amphibolit; 87023; im Bild rechts) mit beginnender Alteration auf Rissen senkrecht zur Apophyse. REM micrographs of the pseudotachylytes in the Gröden sandstone (86001, Archerlebach), tonalite (87087, Seebach), and amphibolite (87023, Liesinger Hochwald).

- Rounded fragments in pseudotachylyte matrix (Gröden sandstone; 86001).
- Fragments with rounded edges, partially fractured, in pseudotachylyte matrix (tonalite; 87087).
- Quartz clast with zoning and corroded rims (cathodoluminescence micrograph; 86001).
- Disperse ore phases (pyrite, pyrrhotite) in the pseudotachylyte matrix (86001) similar to quenched sulfide droplets described by MAGLOUGHLIN (1992).
- Amygdales indicating a melt origin of the pseudotachylyte (87087).
- Flow structure with contrasting feldspar-rich and biotite-rich schlieren (87023).
- Calcite vein intersecting a pseudotachylyte vein with flow structure (87023).
- Pseudotachylyte in contact to the host rock (amphibolite; 87023; on the right) with beginning alteration on joints perpendicular to the injection vein.

Ebenfalls bemerkenswert für die genetische Klassifizierung als Pseudotachylit ist die lokale Ausbildung einer Fluidaltextur mit einer Differentiation zwischen feldspatreichen und biotitreichen Schlieren (Abb. 92f). Andeutungsweise zeichnet sich ein radialstrahliges Wachstum in den dunkel pigmentierten Domänen der ultrafeinkörnigen Matrix ab (vgl. TECHMER, 1989). Im Kontakt zum Nebengestein und zwischen einzelnen Pseudotachylitphasen sind Abkühlungsränder (*chilled margins*) mit einer Mächtigkeit unter 1 μm entwickelt.

7.3.3. Ergebnisse der TEM-Untersuchungen

Bei den TEM-Untersuchungen zeigen die Pseudotachylitintrusionen und der Grödener Sandstein selbst Mikro-

Abb. 93.

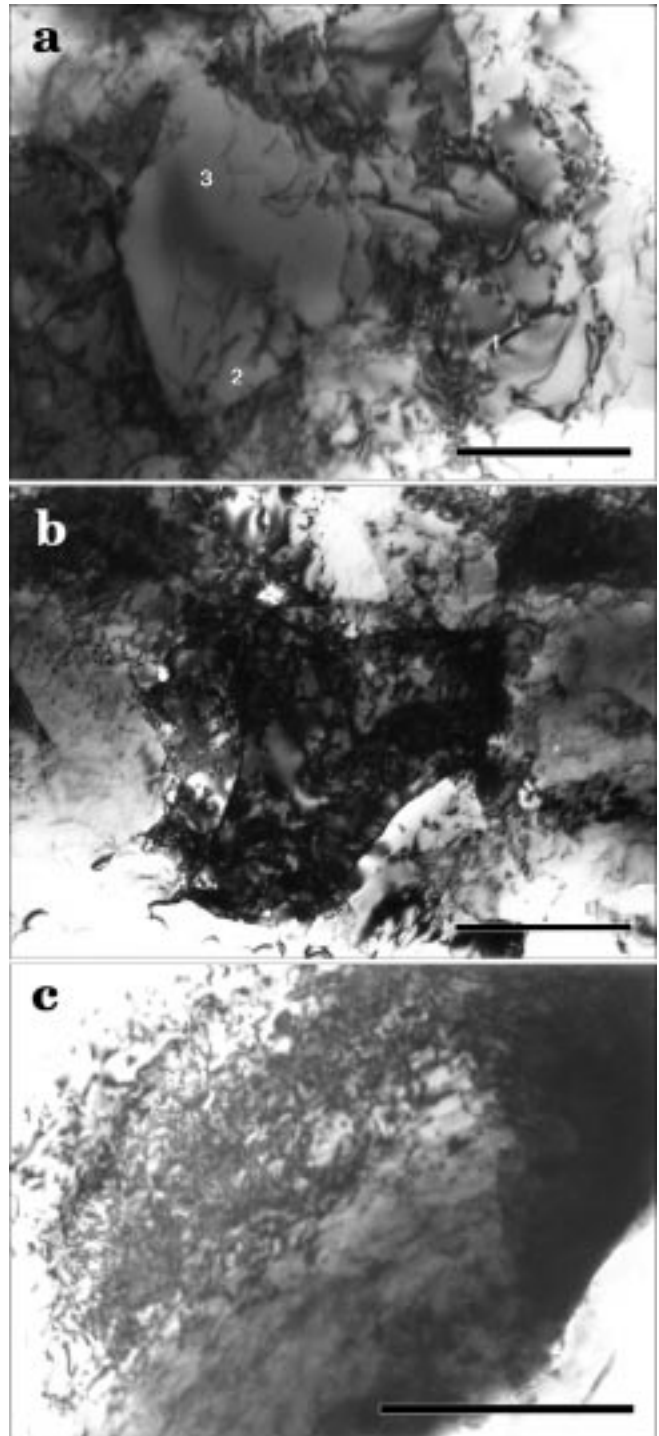


TEM-Aufnahmen eines Pseudotachylitganges und dessen Nebengesteines (86001, Grödener Sandstein, Archerlebach).

- Versetzungsknäuel (1) um geringdeformiertes Rekristallisationskorn; im Innern des Quarzkornes sind nur weitmaschige, schwach vernetzte Versetzungen (2) und freie Versetzungen mit gekrümmtem und geradem Verlauf (3) ausgebildet; die Versetzungsknäuel setzen bevorzugt an Großwinkelkorngrenzen an; die Versetzungen in den Körnern konzentrieren sich an den Korngrenzen (Maßstab 1 μm).
- Quarzkörner (eventuell Rekristallisationskörner) des Nebengesteines mit sehr unterschiedlicher Versetzungsdichte; versetzungsärmere, gering deformierte Quarzkörner bilden im Kontakt zu versetzungsreicheren, hochdeformierten Körnern konvexe Korngrenzen aus; das versetzungsreiche, stark deformierte Quarzkorn in der Bildmitte zeigt keinerlei Erholungsstrukturen, wie z.B. Subkornbau (Maßstab 1 μm).
- Trotz hoher Vergrößerung nicht auflösbare Anhäufung von Versetzungsknäueln in einem Quarzklast als Hinweis auf extreme Verformungshärtung (Maßstab 0.5 μm ; alle Aufnahmen bei 150 kV).

TEM micrographs of a pseudotachylyte vein and its host rock (86001, Gröden sandstone, Archerlebach).

- Dislocation tangles (1) around less deformed recrystallized grains; inside the quartz grain only wide-meshed low-density dislocation networks (2) and free dislocations with curved and straight traces (3) developed; the dislocation tangles preferentially start at high-angle boundaries; the dislocations in the grains accumulate at the grain boundaries (scale bar 1 μm).
- Quartz grains (perhaps recrystallized grains) of the host rock with varying dislocation density; slightly deformed quartz grains with low dislocation densities display convex boundaries in contact with highly deformed high-density grains; the highly deformed quartz grain with high dislocation density in the centre of the photograph displays no recovery structures (e.g. subgrains; (scale bar 1 μm).
- Even under high magnification not resolvable accumulation of dislocation tangles in a quartz clast referring to extreme strain hardening (scale bar 0.5 μm ; all micrographs at 150 kV).



strukturen, welche für extreme Spröddeformation als Bildungsmechanismus sprechen. Abgesehen von lokalen Gleichgewichtskorngefügen sind in den Quarzklasten eine Vielzahl von Versetzungsknäueln (*dislocation tangles*) ausgebildet, welche sich lichtoptisch als undulös auslöschende Kornbereiche abzeichnen und einen direkten Hinweis auf Kaltdeformation liefern (HAASEN, 1974). Die Versetzungsknäuel sind besonders nahe Großwinkelkornengrenzen zu finden (Abb. 93a; vgl. KOCH & MASCH, 1992). Quarz bildet nur andeutungsweise Versetzungsnetzwerke (*dislocation networks*) aus, welche lichtoptisch als Subkornwände erkennbar sind.

In Körnern, welche im Kontakt zum Pseudotachylit liegen, sind die Versetzungsknäuel besonders häufig. Auch Rekrystallisationskörner aus der direkten Umgebung der Pseudotachylite zeigen eine einheitlich hohe Dichte freier Versetzungen bzw. sind mit Versetzungsknäueln gefüllt (Abb. 93b). Die Nachbarschaft versetzungsarmer, gering deformierter und versetzungsreicher, hochdeformierter Rekrystallisationskörner sind ein Hinweis auf dynamische Rekrystallisation (MASCH & KOCH, 1988). Bemerkenswert ist die weitgehende Abwesenheit gut geordneter Versetzungsnetzwerke in Rekrystallisationskörnern nahe den Pseudotachylitgängen. Die Versetzungen im Kontakt zum Pseudotachylit und in den pseudotachylitinternen Klasten sind so engständig, daß sie mit den zur Verfügung stehenden Mitteln nicht mehr klar aufzulösen waren (Abb. 93c).

Im Nebengestein (Grödener Sandstein) sind unregelmäßig angeordnete Versetzungen in Quarz zu beobachten. Die Versetzungsdichte ist sehr hoch. Undulös auslöschende Kornbereiche korrespondieren mit Domänen gehäufte Versetzungsknäuel. Die Versetzungen sind kaum zu Subkornwänden (Erholungsgefüge) formiert. Die Versetzungen stauen sich an Rekrystallisationskornengrenzen oder hängen an optischen Deformationslamellen. An den Kornengrenzen sind kurze Versetzungen und feine Flüssigkeitseinschlüsse zu beobachten. Bei einem Teil der Versetzungen könnte es sich um ein präsedimentäres Phänomen handeln.

Der Nachweis eines hyalinen Gefüges und damit der direkte Beweis für die Pseudotachylitgenese war im Rahmen der TEM-Untersuchungen nicht zu erwarten. So ist z.B. auch bei den Pseudotachyliten aus der Ivrea-Zone die Matrix komplett rekrystallisiert und besteht aus bis zu 100 Å großen Mikrolithen (vgl. TECHMER, 1989). Es konnte jedoch gezeigt werden, daß im Kontaktbereich zwischen Nebengestein und Pseudotachylit sowie in den pseudotachylitinternen Klasten Hinweise auf eine extreme Kataklase erhalten sind. Aus der einheitlich hohen Versetzungsdichte in diesen Bereichen kann geschlossen werden, daß die anfängliche, nur kurzzeitig wirksame Verformungsschwächung zum Stillstand kam und Verformungshärtung dominierte. Die Verformungshärtung resultiert aus einer starken Zunahme und gegenseitigen Blockade der Versetzungen (vgl. KOCH & MASCH, 1992). Es bildeten sich mehr Versetzungen, als durch Erholung abgebaut werden konnten, und letztlich entstanden die Versetzungsknäuel. Dies spricht für bruchhafte Verformung und damit einhergegangene friktionelle Aufschmelzung, insbesondere in Anbetracht der hohen Versatzbeträge und demzufolge hohen Scherverformungsrate am Periadriatischen Lineament.

7.4. Hinweise zur Genese

Die enge genetische Beziehung zwischen Pseudotachyliten und Ultrakataklasiten in spröden bis spröd-duktilen

len Scherzonen und deren lückenloser Übergang komplizieren die Abgrenzung. Die Untersuchungen an den Pseudotachyliten erbrachten jedoch eine Vielzahl signifikanter Gefügemerkmale, die für eine friktionelle Aufschmelzung auf schicht- bzw. foliationsparallelen Störungsflächen sprechen. Die Aufschmelzung wird auf plötzlich einsetzende Gleitvorgänge im Zuge paläoseismischer Ereignisse in Blattverschiebungszonen (*strike-slip seismogenic zone*) zurückgeführt. Typisch für Reibungsschmelzen sind Gänge und Apophysen senkrecht zur eigentlichen Gleitfläche. Die Ausdehnung des Materials bei der Aufschmelzung führt während des Gleitvorganges vorübergehend zu einem hohen Fluidpartialdruck und damit zu einem hydraulischen Aufbrechen des Nebengesteines und zur Injektion der Reibungsschmelze (SWANSON, 1992).

Die Pseudotachylite dieser paläoseismischen Störungszonen zeigen Entglasungsstrukturen, den Einfluß einer nachträglichen Diaphthorese und Verwitterungsphänomene. Dies erschwert zusätzlich die Abgrenzung von Ultrakataklasiten und damit die exakte Identifikation als Pseudotachylit.

Folgende Kriterien sprechen für einen ehemals liquiden Zustand der untersuchten Pseudotachylite:

- Fluidalt Texturen (*flow structures*), intern und im Kontakt zum Nebengestein (Abb. 88d, e);
- thermische Abschreckungshorizonte (*chilled margins*) im Kontakt zum Nebengestein (Abb. 89); sie zeichnen sich durch eine selektive Anreicherung feinkörniger Mineralneubildungen und Fragmente aus (PASSCHIER, 1982; MACAUDIÈRE et al., 1985);
- Anschmelzungseffekte (*melting effects*) an Klasten in der Pseudotachylitmatrix (MAGLOUGHLIN, 1992; Abb. 92c);
- Erztröpfchen (*sulfide droplets*, MAGLOUGHLIN, 1992; Abb. 92d);
- sphärolithische Entglasungsstrukturen (*spherulites*), z.B. aus Muscovit (MASCH, 1970, 1974);
- mandelförmige Hohlräume als Relikte von Gasblasen (*amygdalae, vesicles*), bevorzugt in mafischen Gesteinen (MADDOCK et al., 1987), hier in Tonalit und Amphibolit (Abb. 92e);
- optische Isotropie des ehemals hyalinen Mikrogefüges, allerdings auch bei den jüngsten Pseudotachylitintrusionen nicht mit letzter Sicherheit verwirklicht;
- Porphyroklasten nahezu ausschließlich aus hellen Gemengteilen, hauptsächlich Quarz und Kalifeldspat (MASCH, 1974);
- Zonierung als Folge wiederholter Episoden von Kataklase und Aufschmelzung (FRANCIS, 1972; Abb. 88b);
- Apophysen im Nebengestein (*injection veins*; Abb. 90 und 91);
- überwiegendes Auftreten von Pseudotachyliten in Gesteinen hoher Rigidität (FRANCIS, 1972), hier vor allem in Tonaliten, Sandsteinen und Amphiboliten.

Für Pseudotachylite mit Amygdalen wird eine geringe Bildungstiefe angenommen (z.B. 1.6 km; MADDOCK et al., 1987). In den hier beschriebenen Pseudotachyliten sind Amygdale von sehr geringer Bedeutung, was für eine größere Entstehungstiefe spricht. Zudem bestand bei der Identifikation der Amygdale eine gewisse Unsicherheit. So konnten bei der Mehrzahl der Amygdale Pseudomorphosen nach Porphyroklasten nicht vollkommen ausgeschlossen werden. Dendritisches Kristallwachstum, wie es für Pseudotachylite in felsischen Gesteinen (z.B. Stornalite; TECHMER, 1989) beschrieben wurde, konnte nicht beobachtet werden.

Die Gänge enthalten überwiegend Quarz- und Plagioklasporphyroklasten, einige wenige Gesteins- und Erzfragmente, aber keine Amphibol-, Granat- und Glimmerporphyroklasten. Dies wird als Argument für die Hochtemperaturaufschmelzung angeführt, da die Abwesenheit von Amphibol- und Granatporphyroklasten nicht hinreichend erklärt werden kann, wenn der Pseudotachylit nur durch ultrafeines Zermahlen entstanden sein soll (MACAUDIÈRE et al., 1985).

7.5. Zeitliche Abfolge der Pseudotachylitbildung

Die Pseudotachylitbildung erfolgte im Anschluß oder in der Endphase der Tonalitintrusion im Oligozän (30 Ma) und steht wahrscheinlich in Zusammenhang mit der veränderten thermischen Situation, welche durch die Intrusion herbeigeführt wurde (vgl. HIGGINS, 1971). Es können mindestens vier Scherdeformationsphasen unterschieden werden, welche mit unterschiedlicher Intensität im oberen Krustenniveau wirksam waren (*F regime* bis *F/QP transition*, SIBSON, 1986). Die beiden ersten Phasen extremer Kataklaste sind mit der Bildung von Pseudotachyliten entlang steilstehender Störungsflächen verknüpft (siehe auch Kap. 2.6.4.).

Bei der ersten Pseudotachylitgeneration (Hollbruck, Leiten) kam es im Zuge der Entglasung zu einer Sericit-

neusprossung mit perfekter Einregelung in einem homogenen koaxialen Spannungsfeld unter niedrigstgradigen Metamorphosebedingungen (Abb. 94). Diese Pseudotachylite zeigen eine enge Verflechtung mit Ultrakataklasiten und Kataklastiten, bedingt durch eine mehrphasige Aktivierung der Scherzone. Daraus resultiert auch ein eher fließender Übergang zum Nebengestein.

Die zweite Pseudotachylitgeneration (Seebach, Liesinger Hochwald), welche im Mittelpunkt der elektronenoptischen und geochemischen Untersuchungen stand, zeigt ein noch gut erhaltenes ehemals hyalines Mikrogefüge. Diese Pseudotachylitbildung verlief wahrscheinlich ebenfalls mehrphasig. Als Folge wiederholter Kataklaste mit friktioneller Aufschmelzung sind diese Pseudotachylite häufig zониert (vgl. FRANCIS, 1972). Der Kontakt zum Nebengestein ist scharf ausgebildet.

Eine letzte, schwache Kataklaste mit Versätzen im mm- bis cm-Bereich betrifft Pseudotachylite und die sie umgebenden Kataklastite gleichermaßen. Wahrscheinlich besteht zwischen dieser jüngsten beobachteten Kataklaste (K_4) und der rezent auftretenden Seismizität am Periadriatischen Lineament ein Zusammenhang (siehe auch Kap. 5.1.).

7.6. Zusammenfassung

Die Argumentation für Pseudotachylite als Produkt friktioneller Aufschmelzung in dieser Arbeit, aber auch in den

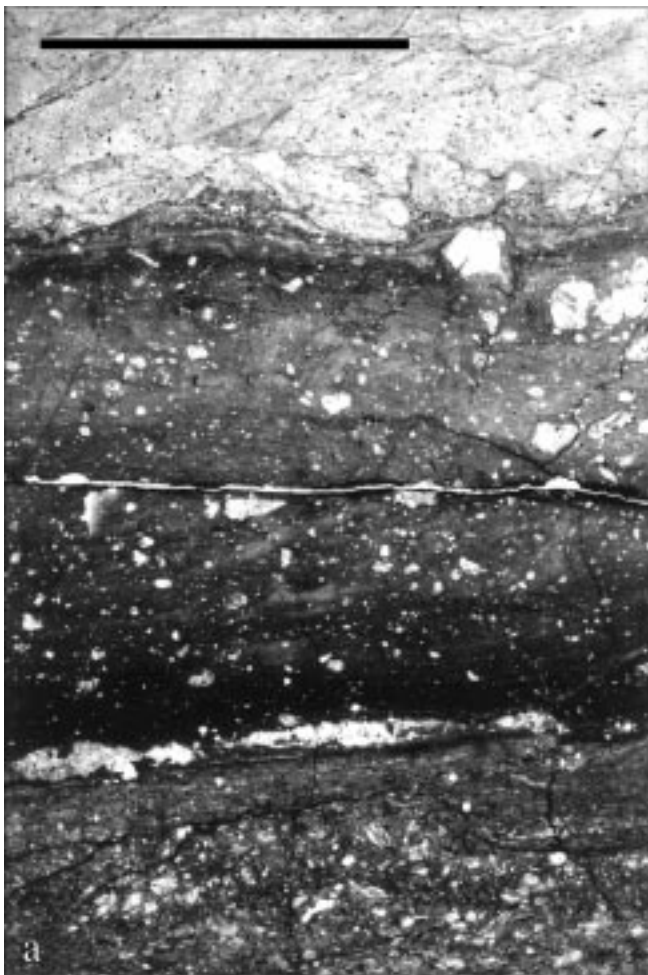


Abb. 94. Sericitsprossung in einem Pseudotachylitgang während koaxialer Verformung subvertikal zur Scher- bzw. Intrusionsfläche. Die Pfeile deuten die Richtung der Sericit-Basisflächen an (87058B-XZ, PPL (a), XPL (b); südwestlich der Kapelle von Leiten, 1445 m ü. NN; Maßstab 5 mm).
Sericite blastesis in a pseudotachylite fault vein during coaxial deformation nearly perpendicular to the fault or intrusion plane. Arrows indicate the direction of sericite basal planes (87058B-XZ, PPL (a), XPL (b); southwest of Leiten chapel, 1445 m; scale bar 5 mm).

bereits zitierten Untersuchungen einer Reihe von Bearbeitern, stützt sich auf eine Anzahl sekundärer Argumente. Es fehlen nach wie vor klare Beweise für die Entstehung von Glas. Die Pseudotachylite können theoretisch auch rein kataklastischen Ursprungs sein (vgl. WENK, 1978). Es bleibt jedoch zu bedenken, daß die Abwesenheit von Glas nicht zwangsläufig die Präexistenz einer Schmelzphase ausschließt, da viele Pseudotachylitschmelzen nicht so rasch abkühlen, daß hyaline Mikrostrukturen erhalten bleiben (ALLEN, 1979). Alle Argumente abwägend, erscheint friktionelle Aufschmelzung als Bildungsmechanismus jedoch am plausibelsten.

Die Pseudotachylite treten bevorzugt in den Tonalit- und Sandsteinscherkörpern entlang des Periadriatischen Lineaments oder im nahegelegenen spröde deformierten Gailtalkristallin und südalpines Paläozoikum auf. Es lassen sich mehrere Pseudotachylitgenerationen unterscheiden. Sie belegen mehrere Phasen seismischer Aktivität (K_1 , K_2) am Periadriatischen Lineament. Da Tonalitlamellen intensiv mit in die Schertektonik einbezogen

wurden, muß für die Pseudotachylitbildung ein postoligozänes Alter angenommen werden.

Die Pseudotachylitintrusionen entstanden wahrscheinlich während seismischer Ereignisse im flachen Krustenniveau (*F regime*; SIBSON, 1986) mit einer Umgebungstemperatur bis 300°C und einem Umgebungsdruck bis 3 kb. Da die Tonalite des Lesachtalplutons über weite Bereiche jedoch auch Anzeichen duktiler Deformation zeigen, sind die älteren Pseudotachylite vermutlich während der ausklingenden duktilen Scherdeformation entstanden, als Verformungshärtung einsetzte (ALLEN, 1979).

Damit kann der Ort der beginnenden Pseudotachylitbildung auf den Übergangsbereich duktiler zu spröder Deformation (*F/QP transition*; SIBSON, 1986) mit einer Umgebungstemperatur bis 350°C und einem Druck bis 3.5 kb ausgedehnt werden. Die postulierte Bildungstiefe liegt somit bei ca. 10 bis 15 km, die Schmelztemperatur, abhängig von der chemischen Zusammensetzung, zwischen 750°C (*Alpine Fault*; WALLACE, 1976) und 1100°C (*Outer Hebrides*; SIBSON, 1975).

8. Geodynamik

8.1. Einführung

Die in unterschiedlichen Betrachtungsmaßstäben erarbeiteten Informationen, ausgehend vom Satellitenbild bis in die Dimension kristallinterner Gefüge, sollen nun hin-

sichtlich ihrer Relevanz für die alpidische und variszische Geodynamik einer kritischen Bewertung unterzogen werden. Zur Verdeutlichung der Untersuchungsmethoden der

Tabelle 33.

Deformations- und Metamorphoseereignisse und die verschiedenen Methoden ihrer kinematischen Analyse (Beispiel: Gailtalkristallin, Zone 1).
Deformational and metamorphic events and the various methods of their kinematic analysis (example: Gailtal metamorphic basement, zone 1).

| Alter | Metamorphose | Deformation | Deformationsgefüge | kinematische Analyse | Kinematik |
|---|--|---|--|--|---------------------------|
| Rezent bis Oligozän <i>alpidische Orogenese</i> | | D₄ (F-Regime) mehrphasige Kataklaste K_1 - K_4 (Bruchtektonik) | | | |
| | | dextrale Transpression K_4 , rezente Seismizität | Satellitenbild-Lineamente, RIEDEL-Scherflächen, Harnischflächen | Fernerkundung, Paläospannungsanalyse | dextral, S auf |
| | | sinistrale Transpression K_3 , Knickfaltung F_4 | Satellitenbild-Lineamente, RIEDEL-Scherflächen, Harnischflächen, Knickbänder | Fernerkundung, Paläospannungsanalyse, mikrokinematische Analyse | sinistral |
| Oberkreide (?Gosau) <i>?eoalpidische Orogenese</i> | M₃ niedriggradige Diaphthorese (Hp, LT) | D₃ (QP-Regime) Foliation S_3 und Faltung F_3 , Reaktivierung von Scherzonen, Verformungsaufteilung | Quarzregelungsmuster, Granat- δ -Klasten, Kalifeldspat- σ -Klasten, Knickung in Hellglimmer, zerscherter Plagioklas und Kalifeldspat | Universaldrehtisch, Röntgentexturgoniometer, Photometer, Verformungsanalyse, mikrokinematische Analyse | dextral, sinistral, S auf |
| ?Perm bis Karbon <i>variszische Orogenese</i> | M₂ niedriggradige Diaphthorese | D₂ (QP-Regime) Foliation S_2 und Faltung F_2 , Deckenbau oder transpressive Schertektonik | Granat- δ -Klasten, Kalifeldspat- σ -Klasten, Knickbänder in Kalifeldspat und Plagioklas | mikrokinematische Analyse, Verformungsanalyse | dextral, sinistral |
| Karbon bis Oberdevon oder ?Oberordovizium <i>variszische oder ?panafrikanische Orogenese</i> | M₁ prograde niedrig- bis mittelgradige Hauptmetamorphose (Lp, HT) | D₁ (QP-Regime) Foliation S_3 und Faltung F_3 | Granat- δ -Klasten, Kalifeldspat- σ -Klasten | mikrokinematische Analyse | dextral |

Tabelle 34.
Vergleich der Scherzonensysteme.
Comparison of the shear zone systems.

| | Gailtalkristallin (Megascherzone) | Periadriatisches Lineament (Lesachtal-Tonalit) | Periadriatisches Lineament und RIEDEL-Brüche |
|---------------------------------|---|--|--|
| Alter | ?Karbon, ?Oberkreide | Oligozän | Oligozän bis rezent |
| Ausbildung der Scherzone | Megascherzone mit vielen diskreten Scherzonen | schmale Scherzone | schmale Scherzone mit syn- und antithetischen Begleitstörungen |
| Deformation | duktil | semiduktil | spröde |
| Deformationsregime | ebene Verformung | Plättung | einfache Scherung |
| Quarz- <i>c</i> -Achsenregelung | Typ-I-Kreuzgürtel | Kleinkreise um Z | - |
| Verformungsrate | niedrig | hoch | sehr hoch |
| Metamorphose | mittelgradige Metamorphose (Amphibolitfazies; 600° C) | niedriggradige Metamorphose (Grünschieferfazies; 350-400° C) | - |
| Faltung | Isoklinalfaltung | - | Knickfaltung |
| Tiefenlage | 15 bis 25 km (QP-Regime) | um 15 km (F/QP-Regime) | < 15 km (F-Regime) |
| Schergeschwindigkeit | niedrig | hoch bis sehr hoch | hoch bis sehr hoch |
| Kinematik (Transpression) | N-S-Kompression mit dextraler Lateralkomponente | N-S-Kompression mit schwach dextraler Lateralkomponente | N-S-Kompression mit dextraler Lateralkomponente |
| Seismizität | aseismisch | seismisch (Pseudotachylit) | seismisch (Pseudotachylit) |

Bewegungsphasen und deren Einfluß auf die weitere kinematische Interpretation werden in Tab. 33 die kinematischen Analysemethoden den einzelnen Metamorphose- und Deformationsphasen gegenübergestellt. Die Untersuchungen der Deformationsstrukturen in den verschiedenen Dimensionen erbrachten eine weitgehende Übereinstimmung der kinematischen Aspekte. Das geotektonische Entwicklungsmodell für das Gailtalkristallin und das Periadriatische Lineament südlich der Lienzer Dolomiten stützt sich im wesentlichen auf die Ergebnisse aus Kap. 4. und 5. Da isotopengeochronologische Untersuchungen aus dem Arbeitsgebiet fehlen, wird der zeitliche Rahmen der Bewegungsphasen auf eine Reihe regionalgeologischer Argumente und das auf einem geochemischen Vergleich beruhende Intrusionsalter des Hollbruck- und Lesachtal-Tonalits normiert. In die Beurteilung der geodynamischen Entwicklung und geotektonischen Position während der alpidischen Orogenese wurden zusätzlich Schlußfolgerungen aus den geochemischen Untersuchungen (Kap. 6.) und der Anwesenheit von Pseudotachyliten (Kap. 7.) einbezogen.

Im Gegensatz zur Insubrischen Linie in den Westalpen, wo nach SCHMID et al. (1989) eine klare räumliche Trennung zwischen duktilen Scherzonen (z.B. Canaveselinie) und spröden Scherzonen (z.B. Centovallinie westlich Locarno und Tonalie) zu beobachten ist, überlagern sich duktile und bruchhafte Deformationsstrukturen innerhalb des Gailtalkristallins. Die scharfe bruchhafte Scherzone (Periadriatisches Lineament sensu stricto) repräsentiert die südliche Begrenzung der duktilen Scherzone (Gailtalkristallin, Periadriatisches Lineament sensu lato). Hier endet auch eine Vielzahl konjugierter RIEDEL-Scherflächen. Die Unterscheidung zwischen der duktilen und bruchhaften Scherzone ist in Hinblick auf die weitere Diskussion der Kinematik von Bedeutung. Hierfür wurden beide Scherzonensysteme gegenübergestellt und die signifikanten Unterschiede aufgezeigt (Tab. 34).

In den Westalpen liegt der Verlauf des Periadriatischen Lineamentes (Insubrische Linie) in guter Übereinstimmung mit der Zone maximaler Lithosphärenmächtigkeit (größte MOHO-Tiefenlage).

In den Ostalpen befindet sich das Lithosphärenmaximum unter den östlichen Hohen Tauern und der Gegend um Friaul (ARIC et al., 1989), also den Gebieten erhöhter Seismizität, und verläuft damit diametral zum Streichen des Periadriatischen Lineamentes bzw. des gesamten Alpenbogens.

Als Erklärung für diese Divergenz bietet sich die Annahme einer schiefen Kollision (Transpression) zwischen der europäischen Platte und adriatischen Mikroplatte (ARIC et al., 1989) und/oder einer unregelmäßigen Form der kollidierenden Platten an.

Zur Entschlüsselung der variszischen Entwicklungsgeschichte konzentrierten sich die strukturgeologischen Untersuchungen auf reliktsche duktile Deformationsstrukturen im Gailtalkristallin (Periadriatisches Lineament sensu lato) und in den kristallinen Anteilen am Periadriatischen Lineament sensu stricto und an der Drauzug-Südrandstörung. Für die Untersuchung der alpidischen Deformationsstrukturen lag der Schwerpunkt auf dem Periadriatischen Lineament sensu stricto und auf der Drauzug-Südrandstörung.

Die Rekonstruktion der präalpidischen paläogeographischen Zonierung in den Ostalpen (Kap. 8.2.3.) basiert

1. auf Verformungstrajektorien, aus denen die Orientierungen der Horizontal- und Vertikalversätze der tektonischen Einheiten ermittelt werden können,
2. auf paläomagnetischen Daten, aus denen die relative (und absolute) Position der Krustenblöcke und eventuelle Blockrotationen um vertikale Achsen abgeleitet werden können und
3. auf der Korrelation der sedimentären Fazies und der biogeographischen Zonierung.

Die paläogeographische Argumentation für größere horizontale Scherbeträge klang bereits in Kap. 1.4.2. an und wird hier weiter ausgeführt. Die strukturgeologischen Untersuchungen aus Kap. 4. und 5. liefern eine erweiterte Datenbasis, um die Bewegungen entsprechend ihrer Versatzbeträge invertieren zu können.

Für die Beurteilung der präalpidischen Geodynamik war es notwendig, die alpidische Kinematik möglichst vollständig zu erfassen. Dies war für die jüngsten spröden Verformungsinkremente möglich, die älteren spröden Teilbewegungen und vor allem die duktilen Teilbewegungen waren nur mit Einschränkungen zu quantifizieren, die relevanten Verformungstrajektorien konnten jedoch identifiziert werden. Die Verformungsmuster sind im Vergleich mit anderen alpidischen Gebirgsketten sehr komplex. Dies liegt einerseits an der langen Dauer der alpidischen Gebirgsbildung von ca. 100 Ma, andererseits an der komplizierten Form der kollidierenden Krustensegmente und der mehrmaligen Änderung des einwirkenden Spannungsfeldes während der Kollision.

Die Rückformung erfolgte von den jüngeren Sprödeformationsphasen ausgehend zu den älteren semiduktilen bis duktilen Deformationsphasen. Die geodynamische Interpretation ist jedoch chronologisch gegliedert.

8.2. Variszische Geodynamik

8.2.1. Prävariszische und variszische Entwicklung des alpinen Paläozoikums

Eine Modellvorstellung für das alpine Paläozoikum ist die Anwesenheit eines aktiven Kontinentalrandes, an dem während des Paläozoikums Terrane verschiedener geotektonischer Position zusammengefügt wurden und am Ende der variszischen Orogenese eine konsolidierte Kruste bildeten. In der Frühphase der variszischen Deckenstapelung wurde die während der Panafrikanischen Orogenese gebildete kontinentale Kruste durch Versenkung und anschließende Hebung aufgearbeitet (SCHULZ et al., 1993). Die paläozoischen Sedimente auf dem nahegelegenen Kontinentalrand wurden erst später in die Deckenstapelung einbezogen und erfuhren eine prograde, temperaturbetonte Metamorphose (M_1/D_1) und eine retrograde Metamorphose in Zusammenhang mit der transpressiven Schertektonik (M_2/D_2). Die Akkretion ozeanischer Kruste begann bereits im Ordovizium. Die Schließung des Ozeans fand vermutlich im Karbon unter Bildung einer Ophiolithsutur statt, die von großräumigen Blattverschiebungen begleitet wurde (FRISCH & NEUBAUER, 1989). Probleme bereitet allerdings die Tatsache, daß in den Ostalpen keine größeren Vorkommen mafischer und ultramafischer Gesteine nachweisbar sind, die auf echte Ozeanbodenbasalte zurückzuführen sind und nicht auf Intraplattenbasalte, wie z.B. in der Nördlichen Grauwackenzone (HEINISCH, 1988; SCHLAEGEL-BLAUT, 1990) oder im Grazer Paläozoikum (LOESCHKE & HEINISCH, 1993). Es kann sich bei den bekannten Resten ozeanischer Kruste folglich nur um kleine Becken zwischen den Krustenblöcken nahe dem nordafrikanischen Kontinentalrand gehandelt haben (SCHÖNLAUB, 1993).

Während des Kambriums und unteren Ordoviziums dominieren in Nordafrika und in den nahegelegenen süd- und mitteleuropäischen Ablagerungsräumen siliciklastische Serien, denen keine oder nur beschränkte klimatische Signifikanz beigemessen wird. Die Auswertung sedimentärer Zirkonpopulationen ergab den afrikanischen Kraton als Liefergebiet. Die frühesten biostratigraphisch

fixierten Zeitmarken stammen von fossilführenden Karbonatgesteinen aus den Gurktaler Alpen (oberes Llandeilos) und Karnischen Alpen (Caradoc), beiderseits des Periadriatischen Lineamentes. Die oberordovizische Brachiopodenfauna zeigt eine engere Verwandtschaft zu Sardinien, den Britischen Inseln und Nordeuropa als zu Nordafrika. Dies spricht für eine Ausbreitung dieser nordeuropäischen Warmwasserbrachiopoden nach Süden bis in die Alpen, Sardinien, Montagne Noire und Spanien (HAVLÍČEK et al., 1987; SCHÖNLAUB, 1993). Während des Llandeilos kam es wahrscheinlich an einem passiven Kontinentalrand zu Riftbildung mit schwachalkalischen Intraplattenbasalten (LOESCHKE, 1989). Die Krustendehnung führte in Teilen des variszischen Orogens zur Abtrennung von Mikroplatten. Es gibt aber auch Anzeichen für die Anwesenheit eines aktiven Kontinentalrandes im Oberordovizium (unteres Ashgill) in Form eines durch Kontinent-Kontinent-Kollision entstandenen Orogens oder eines vulkanischen Inselbogens. Wahrscheinlich gegen Ende oder im Anschluß an die Plattenkollision kam es zur Förderung kalkalkalischer Vulkanite (z.B. Blasseneck-Porphyr, Nördliche Grauwackenzone; LOESCHKE & HEINISCH, 1993). In Übereinstimmung mit paläomagnetischen Daten von Gondwana (BACHTADSE & BRIDEN, 1990) wird dieses magmatische Ereignis mit einer raschen Norddrift des afrikanischen Kontinentes und seiner Kollision mit einem unbekanntem nördlich gelegenen Mikrokontinent oder Terran in Verbindung gebracht (SCHÖNLAUB, 1993).

Im Silur vollzog sich die Nordbewegung bis in eine paläogeographische Breite von 30 bis 35°S. Daraus resultierende Dehnungsbewegungen führten im Silur und Devon zum Zerbrechen einer breiten Schelfplattform und zur Förderung von alkalischen Intraplattenbasalten, aber auch zur Ausdünnung kontinentaler Kruste und damit zu einer Absenkung der Sedimentationsbecken, welche vermutlich bis in das Unterkarbon anhielt (LOESCHKE, 1989). Im Silur entwickelte sich die Faziesdifferenzierung zwischen Süd- und Ostalpen, das Periadriatische Lineament tritt damit erstmals als paläogeographische Grenze in Erscheinung. Die Entwicklung nördlich des Periadriatischen Lineamentes (Ostalpen) ist charakterisiert durch das häufige Auftreten rugoser und tabulater Korallen, aber nur weniger Cephalopoden. Im Gegensatz dazu lieferte die Biofazies südlich des Periadriatischen Lineamentes (Südalpen) einen Hinweis auf südlichere, etwas kühlere klimatische Bedingungen. Dieser Unterschied kann durch die Existenz zweier separater Terrane oder Mikrokontinente vor der variszischen Orogenese in den Alpen erklärt werden (SCHÖNLAUB, 1993).

Das Devon in den Alpen ist durch mächtige Karbonatsequenzen, Riffkomplexe, Turbiditsequenzen, kondensierte Cephalopodenkalke und küstenferne Tiefseetone gekennzeichnet. Die devonischen Karbonatentwicklungen wurden in einem Tropengürtel innerhalb 30°S paläogeographischer Breite abgelagert. Das Grazer Paläozoikum mit einer engen Beziehung zur rhenoheryznischen Provinz ist möglicherweise in einer niedrigeren paläogeographischen Breite anzusiedeln als das südalpine Paläozoikum, das in einem hochmobilen Becken mit sehr hohen Subsidenzraten abgelagert wurde. Das Extensionsregime resultierte wahrscheinlich aus einer temporären Süddrift Afrikas, wobei der Südpol in einer Schleife bis nach Zentralafrika hochwandert (BACHTADSE & BRIDEN, 1990).

Das Karbon ist in den Alpen in zwei finale variszische Serien unterteilt. Diese werden durch eine pelagische Entwicklung im Unterkarbon und eine nachfolgende Flyschsedimentation im Visé und Namur sowie die post-

variszische Transgressionsserie aus dem Oberkarbon und Perm vertreten. Beide Gesteinsfolgen sind durch die variszische Winkeldiskordanz getrennt. Der Höhepunkt der variszischen Deformation lag zwischen dem späten Namur und dem späten Westphal (Mittelkarbon), wie die biostratigraphische Einstufung anhand von Conodonten und Fusuliniden ergab. In den Zentralalpen fand die variszische Deformation und Metamorphose bereits früher statt, wie geochronologische Daten aus transgressiven Molassesedimenten innerhalb der Gurktaler Decke, dem Karbon von Nötsch und der Nördlichen Grauwackenzone belegen (SCHÖNLAUB, 1993).

Im südalpinen Paläozoikum der Karnischen Alpen sind von der Grenze Frasn/Famenne bis in das späte Tournais einheitlich pelagische Kalke ausgebildet. An der Wende Tournais/Visé ermöglichte ein Anstieg des Meeresspiegels und/oder ein Zusammenbruch des Karbonatbeckens die Transgression der Hochwipfel-Formation. Diese Turbiditsequenz (Kulmfazies) spricht für einen variszischen aktiven Kontinentalrand in einem Kollisionsregime, der auf das devonische Extensionsregime folgte (SCHÖNLAUB & HEINISCH, 1993). In diese Turbidite, aber auch in das Karbon von Nötsch, sind exotische Kalksteinklasten unterschiedlicher Mikrofaziestypen eingeschaltet, die eine auffällige Ähnlichkeit mit der Kohlenkalkfazies in England, Belgien und Polen zeigen. Sie weisen auf eine flachmarine Karbonatsedimentation im Visé hin und zwar auf einer Schelfplattform, die nördlich des Periadriatischen Lineamentes existiert haben könnte, von der aber keine Relikte erhalten sind. Die Bildung der exotischen Gerölle ist wahrscheinlich auf die sukzessive Erosion eines Akkretionskeiles während der Plattenkollision zurückzuführen (SCHÖNLAUB, 1993).

Zu Beginn des Karbons schwenkte die Driftrichtung von Gondwana nach Norden um (BACHTADSE & BRIDEN, 1990). Die rasche Bewegung von Gondwana gegen Laurussia und die folgende Kollision im Namur führten zum Verschwinden des variszischen Ozeans (NEUGEBAUER, 1988). Süd- und Zentralalpen stellten vermutlich während des Unterkarbons zwei verschiedene Mikroplatten dar. Die Kollision zwischen den Südalpen und dem zentralen Teil der Ostalpen erfolgte geringfügig später, an der Wende Namur/Westphal (SCHÖNLAUB, 1993).

Die Karnischen Alpen als Teil der Südalpen lagen im Unterkarbon im Bereich einer pelagischen Fazies, die schwach diskordant von der variszischen Flyschsedimentation (Hochwipelflysch) überlagert wurde (SCHÖNLAUB, 1980). Das Gailtalkristallin mit flyschoiden Abfolgen silurischen bis mitteldevonischen Alters als Ausgangsmaterial lag als Teil der Ostalpen vermutlich auf der nördlichen Mikroplatte und wurde im Karbon in die Plattenkollision einbezogen, die in einer mittelgradigen Metamorphose gipfelte und von Granitoidintrusionen begleitet war (?M₁/D₁, M₂/D₂, 340 bis 280 Ma; z.B. SCHARBERT & SCHÖNLAUB, 1980; HOKE, 1990).

Während des Perms blieb die karbonische Faziesverteilung ohne merkliche Unterbrechung erhalten. Die marine Fazies beschränkte sich auf die Südalpen. Die Küstenlinie verschob sich im Mittelperm westwärts bis zur Etschlinie und die Paläotethys wurde zu den Dolomiten hin tiefer. Die absinkende Karbonatplattform differenzierte in einen Innen- und Außenschelfbereich sowie eine Schelfrand-Riffentwicklung (Troglkofelkalke; BUGGISCH, 1978). Das Klima in den Südalpen war bis in das Unterperm humid. Im Mittelperm änderte sich das Klima zu semiariden bis ariden Bedingungen mit Rotsedimenten (*red beds*; Gröden-Formation) und häufig auftretenden Evaporiten

(Bellerophon-Formation), die bis zum Ende des Perms reichten (BOSELLINI, 1991). In den Ostalpen, nördlich des Periadriatischen Lineamentes, fand der Klimawechsel bereits im untersten Rotliegenden statt. Es kamen vorwiegend fossilfreie Konglomerate, Fanglomerate, Grobsande und Tone zur Ablagerung, die nur vereinzelt von Sabkha- und Intertidalbildungen überlagert wurden (NIEDERMAYR & SCHERIAU-NIEDERMAYR, 1982). Auch auf das Gailtalkristallin transgredierte klastisches Perm, und zwar der Gröden-Sandstein, beginnend mit einem Basiskonglomerat. Verantwortlich für diese paläogeographische Entwicklung war vermutlich die postvariszische Dehnung, die zu einer Absenkung der Karbonatplattformen und zur Anlage einer Anzahl intrakontinentaler Becken, gefüllt mit Rotsedimenten, auf demjenigen Krustenteil von Pangäa führte, der später zu den Alpen werden sollte. Der im Karbon bereits einsetzende Magmatismus setzte sich bis in das Unterperm fort. Hier sind die Periadriatischen Intrusiva (z.B. die Granodiorite von Brixen und Cima d'Asta) und der gleichzeitig entstandene, vorwiegend aus rhyolithischen Ignimbriten bestehende Bozener Quarzporphyr zu nennen.

Das Periadriatische Lineament fungierte bemerkenswerterweise im gesamten Mittelperm als Faziesgrenze. Der Klimaunterschied zwischen Ost- und Südalpen geht möglicherweise auf eine Trennung während der Norddrift von Gondwana im Perm zurück, die zur Folge hatte, daß das nördliche Terran (Paläozoikum der Ostalpen) den ariden Klimagürtel nördlich des Äquators eher erreichte (SCHÖNLAUB, 1993). Dies läßt den Schluß zu, daß es sich bei dem Periadriatischen Lineament zu dieser Zeit, aber möglicherweise auch schon früher, um eine Terrangrenze (*terrane boundary*) handelte.

SCHÖNLAUB (1979) vermutet, daß das Periadriatische Lineament bereits im Altpaläozoikum als seismisch aktive Transformstörung (*transform fault*) angelegt wurde (vgl. VAI, 1975: Karbon). Im Untersuchungsgebiet konnten keine Indizien für eine präoligozäne seismische Aktivität gefunden werden. Somit könnte das Periadriatische Lineament in seiner Entstehungsphase eher als aseismische ozeanische Bruchzone (*oceanic fracture zone*) charakterisiert werden, die während der ozeanischen Spreizung (*sea-floor spreading*) angelegt wurde. Duktile Scherung wäre in dieser Phase der beherrschende Deformationsmechanismus gewesen.

Für die Rekonstruktion der prävariszischen Plattentektonik und deren paläogeographische Anordnung der Platten und Mikroplatten war es notwendig, Richtung und Betrag der variszischen Deckenbewegungen abzuschätzen. Für die variszische Plattenkollision werden transpressive Bewegungen mit großen Blattverschiebungsbeträgen vermutet (LAUBSCHER & BERNOULLI, 1982; NEUBAUER, 1988), wie sie für die alpidische Kollisionsorogenese nachgewiesen wurden. Die dabei entstehenden hohen duktilen Scherbeträge konnten aber durch die mikrostrukturelle Analyse des Gailtalkristallins nicht bestätigt werden (siehe Kap. 4.). Es konnten nur Aussagen bezüglich des Verformungsregimes und der Kinematik gemacht werden, die quantitative Betrachtung beschränkt sich auf eine Minimalscherweite im Zehnerkilometerbereich. Dies liegt daran, daß im Untersuchungsgebiet eine paläozoische Sequenz angetroffen wurde, die während der variszischen Orogenese von mehreren duktilen Deformations- und Metamorphoseereignissen und während der alpidischen Orogenese nochmals von mehrphasiger semiduktiler bis spröder Transpression betroffen war. Diese wiederholte metamorphe Überprägung führte zur weitge-

henden Auslöschung der vorangegangenen Gefügemerkmale und es können folglich nur die letzten Verformungsinkremente abgeschätzt werden. Es bleibt allerdings generell dahingestellt, ob so hohe Scherweiten, wie für die variszische Orogenese gefordert, unter duktilen Verformungsbedingungen realistisch sind. Häufig werden duktile Scherweiten überschätzt. Wahrscheinlicher ist der Aufbau einer Verformungshärtung mit anschließender partieller Verformungsschwächung (WOJTAL & MITRA, 1988), wobei der Hauptteil der Scherdeformation in engen Zonen mit Sprödverformung lokalisiert ist, in welchen die Verformungsrate infinit wird (EVANS, 1988; siehe auch Kap. 4.3.4.).

8.2.2. Variszische tektonometamorphe Entwicklung des Gailtalkristallins

Das Gailtalkristallin (Periadriatisches Lineament sensu lato) zählt zu den wenigen Bereichen in den Alpen, die sich durch eine vertikale Foliation mit strenger Mineralregelung auszeichnen. Die alpidische Orogenese spiegelt sich in einer Vielzahl von tektonischen Strukturen am Periadriatischen Lineament sensu stricto, im Gailtalkristallin und an der Drauzug-Südrandstörung wider. Das variszische Faltungssystem liegt heute subparallel zum kretazischen bis tertiären alpidischen Faltungssystem. Es wurde im Zuge der extremen alpidischen N-S-Einengung und Vertikalstellung des gesamten Kristallinkomplexes einrotiert.

Die Deformations- und Metamorphosegeschichte für die einzelnen tektonischen Einheiten des Gailtalkristallins wurde bereits in Kap. 2.6. tabellarisch erfaßt. Hierbei wurden auch die im Dünnschliff erkennbaren zeitlichen Beziehungen prä-, syn- und postkinematischen Mineralwachs-

tums berücksichtigt. Bei der Phasengliederung in Deformations- und Metamorphoseereignisse während der Krustenhebung wurde ein relativ grobes Raster angewendet. Die Ereignisse mußten aufgrund eines deutlichen zeitlichen Hiatus oder unterschiedlicher Metamorphosebedingungen differenzierbar sein (Abb. 95; siehe auch Abb. 25 und 26 sowie Tab. 4, 5, 6 und 35).

Da isotopengeochronologische Untersuchungen aus dem Gailtalkristallin fehlen, kann das paläozoische Sedimentationsalter der Protolithe nur für Zone 4 fixiert werden (siehe Kap. 2.2.1.4. und Abb. 8). Die ältesten Fossilien (Conodonten) aus dem Gailtalkristallin bei Hermagor und Nötsch stammen von der Wende Silur/Devon (SCHÖNLAUB, 1979). Für die übrigen Zonen kann der Zeitpunkt vorläufig nicht näher eingegrenzt werden.

Für die Zonen 1 und 3 sind Spekulationen über das Proolithalter von der Interpretation der Augengneis-Einschaltungen abhängig, die entweder als metamorphes Äquivalent zum oberordovizischen Porphyroid-Vulkanismus (Wende Caradoc/Ashgill) oder als stark zersetzte Äquivalente möglicherweise kambrischer granitoider Intrusionen angesehen werden können (vgl. HEINISCH & SCHMIDT, 1982; SCHULZ et al., 1993; Kap. 2.2.3.). Zone 2 ist ein rein tektonisches Derivat der Nachbargesteine aus den Zonen 1 und 3. Lithologisch handelte es sich bei den Ausgangsgesteinen überwiegend um monotone, marine siliciklastische Sedimente (Sandstein-Tonschiefer-Wechselfolgen). Lediglich Zone 4 enthält bunte Gesteinsassoziationen mit mafischen Vulkaniten und Karbonaten.

Während des D₁/M₁-Ereignisses (Oberdevon bis ?Karbon, ?Oberordovizium) waren die verschiedenen Zonen des Gailtalkristallins noch voneinander getrennt, da hier deutliche Unterschiede in der Entwicklungsgeschichte

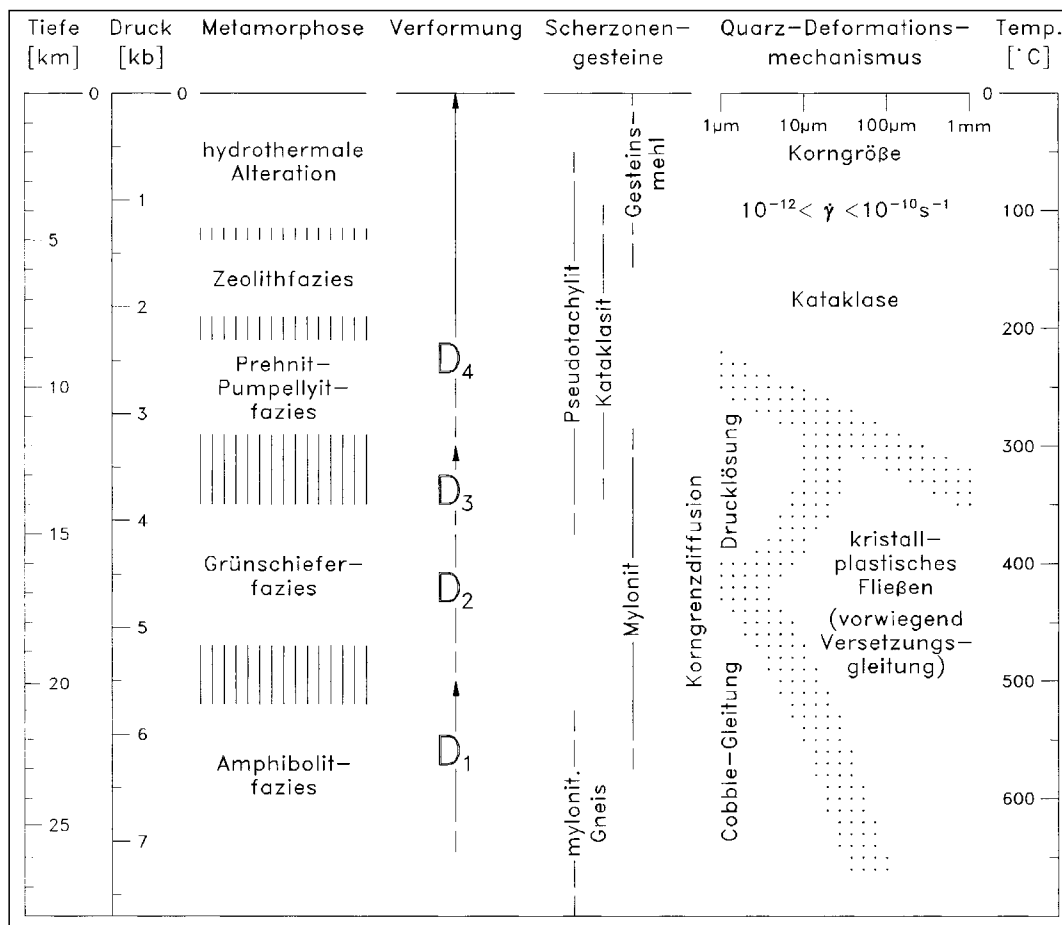


Abb. 95. p-T-Pfad für das Gailtalkristallin und das Periadriatische Lineament im Modell von SIBSON (1986) für Scherzonen in kontinentaler Kruste (Dichte: 2,8 g×cm⁻³; geothermischer Gradient: 25°C km⁻¹). In diesem Modell werden die unterschiedlichen Scherzonenregimes in Beziehung gesetzt zu den wahrscheinlichen Metamorphosebedingungen, dem vorherrschenden im dynamischen Gleichgewicht befindlichen Quarzdeformationsmechanismus und den daraus resultierenden Tektoniten. p-T path for the Gailtalkristallin and the Periadriatic Lineament in the conceptual model from Sibson, (1986) for strike-slip zones in the continental crust (uniform density: 2.8 g×cm⁻³; geothermal gradient: 25°C km⁻¹). In this model different fault regimes are schematically related to different metamorphic environment, dominant steady-state quartz deformation mechanism and associated fault rocks.

Tabelle 35.

Zusammenfassung der Deformationsereignisse mit Schwerpunkt auf der duktilen Deformation.

Summary of the deformational events focussing the ductile deformation.

| Phase | Mikro- und Mesogefüge | kinematische Interpretation |
|--------------------------------|---|--|
| D₁ duktil | Rotation von Granat (δ -Klasten), asymmetrische Feldspatklasten (σ -Klasten), S-C-Gefüge | vorwiegend dextrale Blattverschiebung mit Vertikalkomponente (Hebung des Südblockes) |
| D₂ duktil | Scherbandfoliation, dynamische Rekristallisation | sinistrale und dextrale Transpression (Verformungsaufteilung); Deckenbau oder transpressive Annäherung der Zonen 1, 3 und 4, Entstehung von Zone 2 |
| D₃ duktil | Quarz-Rißsiegel, Quarz-Drucklösung (überprägt alle älteren kinematischen Markierungen) | Extension, dann N-S-Kompression |
| D₄ spröde | Kataklasten, Ultrakataklasten, friktionelle Aufschmelzung, konjugierte RIEDEL-Brüche, Harnische (unterbrochen von einer niedrigstgradigen Temperatur) | NW-SE- bis NNW-SSE-Kompression; dextrale Blattverschiebungen mit hohen Versatzbeträgen; sinistrale und dextrale Transpression |

auftreten. In Zone 1 umfaßt die Hauptmetamorphose mittelgradige Bedingungen im Westen (*almandine-kyanite medium grade*; WINKLER, 1979) und niedriggradige Bedingungen im Osten (*almandine low grade*; WINKLER, 1979). Die Metamorphose war syn- bis postkinematisch bezüglich eines deutlichen, wahrscheinlich dextralen rotationalen Deformationsereignisses (siehe Kap. 4.3.2.).

Innerhalb der Zone 3 war die gefügeprägende Hauptmetamorphose postkinematisch. Sie ist im höheren Teil der mittelgradigen Metamorphose (Amphibolitfazies) anzusiedeln. Innerhalb Zone 4 wurden lediglich niedriggradige p-T-Bedingungen erreicht. Reliktische Foliationen, Überprägungsstrukturen in wurzellosen, isoklinal gefalteten Kalksilikat- und Amphibolitlagen sowie Wiederfaltung isoklinaler Kleinfalten aus Quarzbändern belegen die Mehrphasigkeit der Deformation unter mittelgradigen Metamorphosebedingungen.

D₂/M₂ (Karbon bis ?Perm) lief unter retrograden Bedingungen ab. Ab diesem Zeitpunkt hatten alle Einheiten des Gailtalkristallins eine gemeinsame geologische Geschichte. Unter niedriggradigen Bedingungen bildeten sich Scherbandfoliationen auf diskreten Scherflächen mit Korngrößenreduktion und Drucklösungserscheinungen, aber auch in Form breiter duktiler Scherzonen. Die Ausbildung der Zone 2 (Phyllonitzone) fällt wahrscheinlich in diesen Zeitraum. Im gesamten Gailtalkristallin (Megascherzone) herrschte während D₂ Verformungsaufteilung mit kogenetischen oder sich überlagernden sinistralen und dextralen Teilbewegungen sowie ein hoher Anteil von Drucklösung (vgl. Kap. 4.1.3. und 4.3.2.).

HEINISCH et al. (1984) interpretieren dieses Ereignis als Phase der Deckenüberschiebung mit Ausbildung eines Großfaltenbaues, wodurch Einheiten unterschiedlicher tektonometamorpher Geschichte in enge Nachbarschaft gerieten. Möglich ist auch die Annahme großräumiger Lateralbewegungen in einem transpressiven Spannungsregime, begleitet von passiven Blockrotationen, die zu demselben tektonischen Großbau des Gailtalkristallins führen würden. Die Verformungsanalysen ergaben einen überwiegend dextralen duktilen Mindestversatzbetrag von nur 10 bis 15 km (siehe Kap. 4.3.4.).

Eine definitive Entscheidung zwischen den beiden kinematischen Modellen kann auf der Basis der vorliegenden Daten nicht getroffen werden. Allerdings sprechen die präpermischen (variszischen) Diaphthoresereignisse dafür, daß die duktile Transpression hauptsächlich im Paläozoikum stattfand und die Verformungsanalysen nur die letzten Verformungsinkremente widerspiegeln.

Die Anordnung der variszischen Intrusiva spricht klar für eine bereits bestehende tektonische Aktivität des Periadriatischen Lineamentes im Oberkarbon bis Perm.

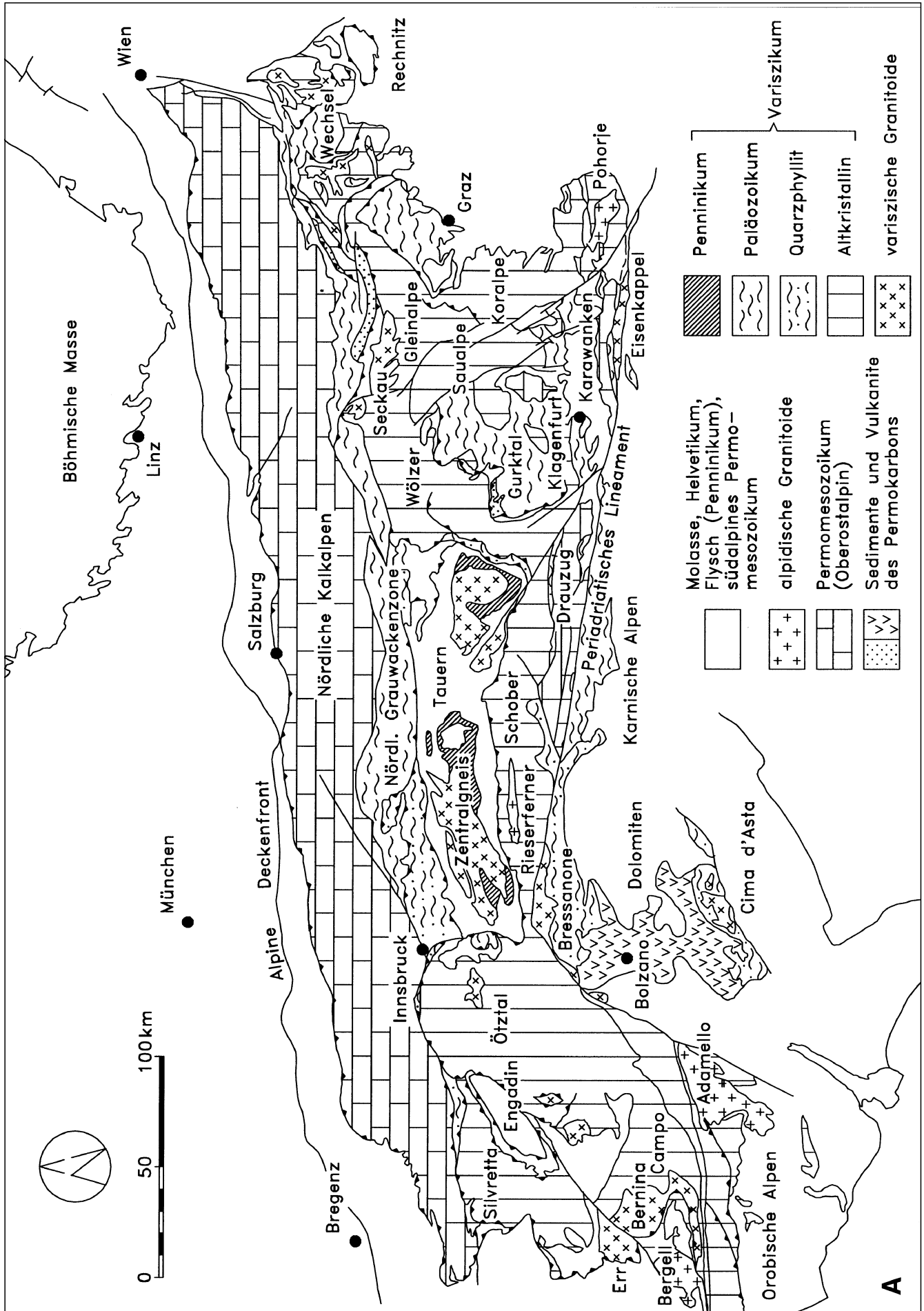
Die strukturgeologischen Untersuchungen selbst lassen keinen eindeutigen Rückschluß auf mehrere Diaphthoresereignisse zu. Geologische Geländebefunde erfordern jedoch zweifellos die Annahme zweier Diaphthoresereignisse als Folge intensiver Scherdeformation während der variszischen Orogenese (D₂/M₂, Karbon bis ?Perm) und während der nachfolgenden eoalpidischen Orogenese (D₃/M₃, Oberkreide; Kap. 8.3.3.).

So stellen die bereits von MOSTLER (1972) in permoskythischen Brekzien am Gailbergsattel nachgewiesenen Diaphthoritgerölle aus dem Gailtalkristallin einen Beweis für das variszische Alter der Phyllonitierung dar. Bestätigt wird dies durch gailtalkristallinen Detritus mit chloritisierten Granaten aus dem alpinen Verrucano (Sextener Konglomerat) am Kreuzbergpaß (vgl. DAL CIN, 1972).

8.2.3. Palinspastische Rekonstruktion des prätriassischen variszischen Deckensystems

Die Alpenkette ist direkt einem variszischen Orogen überlagert. Die variszischen Fazieszonen verlaufen in SW-NE-Richtung, schräg zur Streichrichtung des Alpenorogens (siehe SCHÖNLAUB, 1979). Bei der Darstellung plattentektonischer und paläogeographischer Zusammenhänge muß die Frage nach der Beziehung des inneralpinen Variszikums zum Variszikum des außeralpinen Mitteleuropas offen bleiben.

Die Anordnung der variszischen Bauelemente nach der variszischen Kollisionsorogenese im Oberkarbon bis Perm wird unter Einbeziehung der palinspastischen Rekonstruktionsversuche von RATSCHBACHER & FRISCH (1993) und PFIFFNER (1993b) abgeschätzt. Ersterer basiert auf durchschnittlichen Kreide/Alttertiär-Bewegungsrichtungen, bei dem letzteren wird versucht, auch die Kinematik während der Trias/Jura-Transtension und Jura/Unterkreide-Extension, die zur Bildung des penninischen Ozeans führte, zumindest qualitativ zu berücksichtigen (vgl. auch SCHÖNLAUB, 1979). Es handelt sich deshalb bei dieser paläogeographischen Rekonstruktion nur um eine grobe Näherung. Das Hauptaugenmerk liegt auf größeren Rela-



A

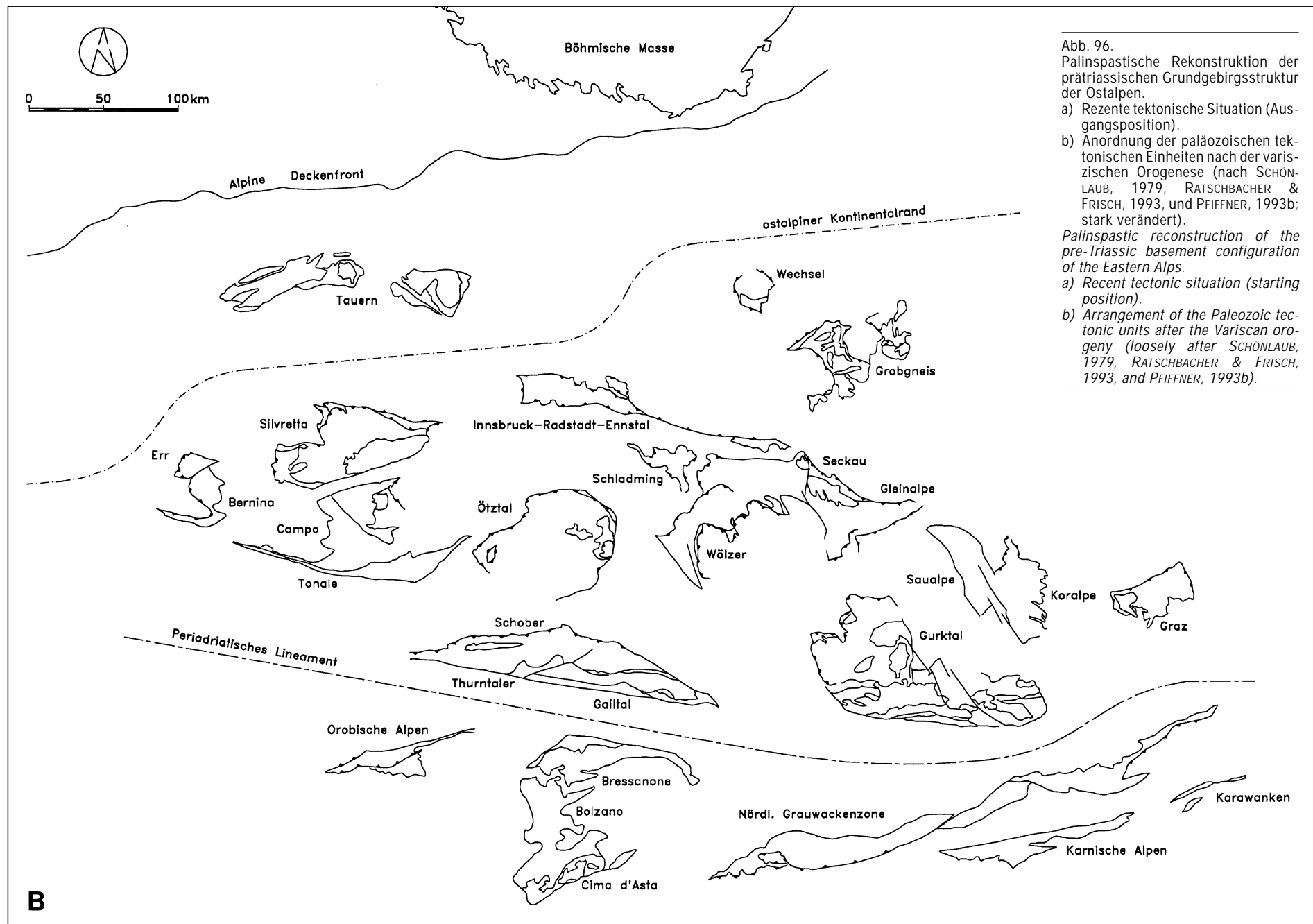


Abb. 96. Palinspastische Rekonstruktion der prätriassischen Grundgebirgsstruktur der Ostalpen.

- a) Rezent tectonische Situation (Ausgangsposition).
- b) Anordnung der paläozoischen tectonischen Einheiten nach der variszischen Orogenese (nach SCHÖNLAUB, 1979, RATSCHBACHER & FRISCH, 1993, und PFIFFNER, 1993b; stark verändert).

Palinspastic reconstruction of the pre-Triassic basement configuration of the Eastern Alps.

- a) Recent tectonic situation (starting position).
- b) Arrangement of the Paleozoic tectonic units after the Variscan orogeny (loosely after SCHÖNLAUB, 1979, RATSCHBACHER & FRISCH, 1993, and PFIFFNER, 1993b).

B

tivbewegungen zwischen einzelnen Grundgebirgsblöcken und -decken. Die Veränderungen der Internstruktur dieser lithologischen Großeinheiten blieben dabei unberücksichtigt. Die aktuellen Umriss wurden beibehalten, um die Rekonstruktion besser nachvollziehbar zu machen (Abb. 96).

In dieser paläogeographischen Rekonstruktion des präalpidischen ostalpinen Grundgebirges war neben der alpidischen Schertektonik auch die nach Norden gerichtete Deckentektonik zu berücksichtigen, da durch sie ursprünglich zusammenhängende Einheiten auseinandergerissen, rotiert und reduziert wurden. Für die Rückformung der alpidischen Orogenese wurden nach RATSCHBACHER & FRISCH (1993) drei Stadien der Orogenentwicklung angenommen:

1. Deckenstapelung und tektonische Verschuppung, die zur Ausbildung eines Akkretionskeiles (*accretionary wedge*) und damit zur Krustenverdickung führt;
2. Abdeckung (*unroofing*) des Orogenkeiles durch tektonische Prozesse, wie z.B. Abschiebungen infolge gravitativer Instabilität (PLATT, 1986), und untergeordnet auch durch Erosion.
3. laterale Extrusion, eine Kombination aus tektonischen Fluchtbewegungen (*tectonic escape*; BURKE & SENGÖR, 1986) und Extensionskollaps (*extensional collapse*; DEWEY, 1988).

Die laterale Extrusion wurde nach RATSCHBACHER et al. (1991b) von folgenden Faktoren kontrolliert:

- von einem starren Vorland als Widerlager während der Kontinent-Kontinent-Kollision,
- einer mächtigen Kruste, entstanden durch Eindringen eines Krustenspornes (Adriatische Mikroplatte) während einer vorangegangenen Kollision,
- einer Abnahme der Krustenfestigkeit infolge thermaler Relaxation und
- einer Abnahme der Krustenmächtigkeit von den Ostalpen zu den Karpaten hin.

Die Verformungsinkremente nach der oligozänen Intrusion der Tonalite, also die überwiegend dextralen transpressiven Bewegungen als Folge des Eindringens eines Krustenspornes der Adriatischen Mikroplatte, werden in Kap. 8.3.6. vorgestellt. Ihre kinematischen Auswirkungen gingen in diesen Rückformungsversuch ein. Weitgehend unberücksichtigt blieben hingegen die Transtension an der Wende Jura/Kreide und die Bildung des Penninischen Ozeans zwischen der Europäischen Platte und Adriatischen Mikroplatte während des Jura und der Oberkreide. Würde man die daraus resultierenden Bewegungen einbeziehen, müßten die ostalpinen prätriassischen Grundgebirgseinheiten möglicherweise noch einige 100 km nach SE verlagert werden (RATSCHBACHER & FRISCH, 1993). Die palinspastische Rekonstruktion dieses Zeitraumes bietet im Gegensatz zur postoligozänen Transpression hinsichtlich der Verformungstrajektorien erhebliche Freiheitsgrade. Die variszische Deckenstapelung ist nicht in vollem Umfang nachvollziehbar, da große Teile des variszischen Grundgebirges im Untergrund liegen und die Gefügemarkierungen alpidisch überprägt sind.

Durch die nordgerichteten transpressiven alpidischen Bewegungen entstand vor allem meridional ein kompliziertes Orogen aus einer Vielzahl von abgesicherten Decken und Schuppen, während in E-W-Erstreckung die Kontinuität des variszischen Grundgebirges teilweise gewahrt blieb, wie z.B. bei der Nördlichen Grauwackenzone. Die hierbei entstandenen Zonen müssen jedoch nicht zwangsläufig mit den Längsachsen der primären varisz-

ischen Subsidenzbecken übereinstimmen (SCHÖNLAUB, 1979).

Bei der Rückformung wurden zuerst die miozänen Lateralebewegungen berücksichtigt (siehe Rekonstruktionsversuch in Kap. 8.3.6.). Zusätzlich wurde nun der nord- und zentralalpine nordvergente Deckenbau, resultierend aus der alpidischen Überschiebung in seine präalpidische Ausgangsposition gebracht. Dabei wurden das ostalpine Kristallin, die Nördliche Grauwackenzone und die Nördlichen Kalkalpen südlich der penninischen Serien des Tauernfensters angesiedelt. Der Westabschnitt wurde wegen der dort höheren Kompression im Gegenuhrzeigersinn rotiert und der prägosauische Deckenbau wurde zurückgenommen (vgl. SCHÖNLAUB, 1979).

Wie es sich schon in der Rekonstruktion der jungtertiären dextralen Lateralebewegungen andeutet, besteht eine enge tektonische Beziehung des südalpinen Paläozoikums der Karnischen Alpen zur Nördlichen Grauwackenzone, zur Gurktaler Decke und zum Grazer Paläozoikum, die nach der Rückformung etwa auf demselben Meridian liegen. Ihre postvariszische Position nach der Rücknahme der Deckenüberschiebungen steht im Einklang mit paläogeographischen Überlegungen, die auf bio- und lithostratigraphischen Parallelen in den tektonischen Einheiten beruhen. Die Beziehung zwischen dem Gailtalkristallin, stellvertretend für das gesamte Altkristallin südlich des Tauernfensters, und dem niedriggradig metamorphen Paläozoikum der Karnischen Alpen läßt sich so beschreiben, daß das Gailtalkristallin auf dem klastischen Innenschelf des Euroasiatischen Kontinents anzusiedeln ist, während die paläozoischen Serien der Karnischen Alpen auf einem vorgelagerten mobilen Außenschelf bzw. in einem Becken in Schelfrandlage abgelagert wurden (SCHÖNLAUB, 1979).

Die Kollision zwischen kontinentalen Krustenfragmenten bzw. intraozeanischen Inselbögen setzt entweder eine vorhergehende Subduktion ozeanischer Kruste voraus oder sie ist die Folge der Schließung eines ozeanischen Randbeckens. Die Reste der subduzierten Ozeane bzw. ozeanischen Randbecken erkennt man als Streifen ophiolithischer Melange bzw. als breite sedimentäre Akkretionskeile am Rande der kollidierten Krustenblöcke (Geosuturen; EISBACHER, 1991). Nach FRISCH & NEUBAUER (1989) wurde das präalpidische Grundgebirge durch die Akkretion mehrerer tektonostratigraphischer Terrane gebildet. In der Tat weist die Existenz vieler, jedoch voluminmäßig geringer Vorkommen von mafischen und ultramafischen Gesteinen in verschiedenen tektonischen Einheiten der Ostalpen auf Reste schmaler Ozeanbecken hin, die diese Krustenblöcke nahe dem nordafrikanischen Kontinentalrand während des Paläozoikums trennten (SCHÖNLAUB, 1993). Dieses Modell einer variszischen Subduktion ist jedoch wenig fundiert, da echte Ozeanbodenbasalte, im Gegensatz zu Intraplattenbasalten, in den Ostalpen fehlen und nahezu alle in diesem Zusammenhang interessanten Gesteinssequenzen hoch- bis niedriggradig metamorph, fossilifer oder isotopengeochronologisch nicht untersucht sind (BECKER et al., 1987).

Im Gegensatz dazu steht die Ansicht von RATSCHBACHER & FRISCH (1993), nach der die penninischen Einheiten die gesuchte Ophiolithsuture zwischen Europäischer Platte (alpines Vorland und Helvetische Zone) und Adriatischer Mikroplatte (Ostalpin und Südalpin) darstellen. Während es sich bei den penninischen Decken um gedehnte europäische kontinentale Kruste und neugebildete ozeanische Kruste handelt, stammen die ostalpinen und südalpinen Decken aus dem gedehnten Rand der Adriatischen Mikroplatte. Die ostalpinen Decken sind in nordwestlicher Rich-

tung auf die penninische Zone überschoben und stellen jetzt die tektonisch höchsten Einheiten dar.

Im Untersuchungsgebiet ergaben sich keine Anzeichen für Relikte ozeanischer Kruste entlang des Periadriatischen Lineamentes. Die ozeanische Kruste ist möglicherweise komplett subduziert worden und kommt in der isostatischen Anomalie (BOUGUER-Anomalie) unter den Südalpen zum Ausdruck (vgl. die BOUGUER-Anomalie unter der Ivrea-Zone (ZINGG et al., 1990).

Bei dem Periadriatischen Lineament handelt es sich wahrscheinlich um eine tief erodierte Geosutur. Sie ist nur mehr in Form eines intensiv deformierten schmalen Krustenstreifens erhalten und zeichnet sich dadurch aus, daß sich die Gesteinsserien der beiden aneinandergrenzenden Krustenblöcke, z.B. Gailtalkristallin und südalpines Paläozoikum der Karnischen Alpen, in ihrer Fazies bzw. tektonischen Vorgeschichte stark voneinander unterscheiden (EISBACHER, 1991). Klimatische Differenzen zwischen Südalpen (Karnische Alpen) und Ostalpen (Gailtalkristallin) lassen auf eine paläogeographische Entfernung während des Variszikums von 10 bis 20° geographischer Breite und/oder weitreichende Meeresströmungen schließen (SCHÖNLAUB, 1993). Dies spricht ebenfalls für die mögliche Funktion des Periadriatischen Lineamentes als Terrangrenze.

Eine variszische Deckengrenze war die Grenze zwischen Südalpin mit Nördlicher Grauwackenzone, Karnischen Alpen, Karawanken, Gurktaldecke sowie Grazer Paläozoikum und dem Mittelostalpin nach TOLLMANN (1987a) mit Silvretta- und Ötztalkristallin, Altkristallin südlich des Tauernfensters, Saualpe, Koralpe, Gleinalpe und Seckauer, Wölzer und Schladminger Tauern. Das Mittelostalpin grenzte im Norden an das Unterostalpin mit dem Innsbrucker und Radstätter Quarzphyllit. Diese variszischen Suturezonen waren nach der alpidischen Rückformung nahezu parallel angeordnet, und die zusammengehörigen tektonischen Einheiten lagen annähernd auf demselben geographischen Breitenkreis (Abb. 96).

8.3. Alpidische Geodynamik

8.3.1. Riftbildung während Trias und Jura

Die postvariszische Dehnung in der Permotrias produzierte auf dem Teil von Pangäa, der einmal zu den Alpen werden sollte, eine Anzahl kontinentaler Transtensionsbecken (*pull-apart basins*), die mit terrestrischen Rotsedimenten angefüllt wurden. Durch die Extensions- und Schertektonik beim Aufbrechen von Pangäa und die synchrone Öffnung des Nordatlantiks in der Trias entstand mit der Tethys ein stark gegliedertes ozeanisches Becken mit einer vielfältigen Sedimentation, das von der Karibik bis zum Himalaya reichte. Die Sedimentation umfaßte epikontinentale karbonatische Schelfsedimente auf einer absinkenden Plattform sowie Verwerfungsbrekzien und Tiefwasserklastika infolge Krustendehnung und tektonischer Absenkung (PFIFFNER, 1993a).

Südlich des Periadriatischen Lineamentes sind im Bereich eines südvergenten Deckengürtels in den Dolomiten wesentliche Strukturen der alpidischen Orogenese von der postvariszischen Dehnungstektonik (*post-Variscan rifting*) in Perm und Trias (WINTERER & BOSELLINI, 1981) bis zur eoalpidischen Kontinent-Kontinent-Kollision überliefert. Die Extensionstektonik, wahrscheinlich kontrolliert durch Blattverschiebungen, führte zu NNE–SSW streichenden Plattformen und Becken mit unterschiedlich hohen Absenkungsraten. Während der Mitteltrias erfolgte eine NE–SW gerichtete Kompression, woraus sinistrale trans-

pressive Bewegungen an WSW–ENE streichenden Vertikalstörungen resultierten. Das Alter dieser triassischen Deformationsstrukturen, wie Überschiebungen, Faltungen und Diapirismus, konnte mittels isotopengeochronologischer Untersuchungen an diskordanten vulkanischen Gängen und Plutonitkörpern und mit Hilfe der stratigraphischen Einstufung der Anordnung der Sedimenttröge auf ein spätladinisches Alter eingegrenzt werden (DOGLIONI, 1987).

Die Riftbildung der Tethys begann im mittleren Jura und führte zum Zerbrecen von Gondwana. Es bildete sich zwischen der Europäischen Platte und der Afrikanischen Platte bzw. Adriatischen Mikroplatte ein sinistres Blattverschiebungssystem aus (PFIFFNER, 1993a; DE GRACIANSKY, 1993) mit einer sich nach ESE bis SE bewegenden Adriatischen Mikroplatte (DEWEY et al., 1989; SAVOSTIN et al., 1986). Während die zukünftigen Westalpen im Bereich normaler Riftbildung lagen – der Ligurisch-Piemontesische Ozean bzw. südpenninische Ozean entstand gleichzeitig mit dem Atlantik – resultierte für den Bereich der Zentral- und Ostalpen ein Transtensionsbecken, ein echtes Ozeanbecken, das von ausgedünnten passiven Kontinentalrändern der Europäischen Platte und der Adriatischen (Apuischen) Mikroplatte begrenzt wurde (Valais-Tauern-Pieninen-Transformzone, Abb. 97; WEISSERT & BERNOULLI, 1985; TRÜMPY, 1988). Diese schräge, von Transformstörungen dominierte Riftbildung hatte zur Folge, daß die permomesozoische Sedimentfolge lateral schwierig zu korrelieren ist. Folge dieses sinistralen Transformsystems ist auch die Trennung des Drauzug-Permomesozoikums von den Nördlichen Kalkalpen und seine relative Verschiebung nach Osten. Dies belegen Faziesvergleiche zwischen Drauzug und dem Kalkalpenwestende in Vorarlberg (BECHSTÄDT, 1978). Die zugehörige sinistrale Transformstörung nördlich des Drauzuges wurde während der kretazischen Konvergenz subduziert oder durch nordgerichtete eoalpidische Deckenüberschiebungen überlagert, die unter anderem die Nördlichen Kalkalpen in ihre jetzige Position brachten (Kap. 8.3.2.; vgl. auch TOLLMANN, 1987b).

Die Blattverschiebung von Afrika bezüglich der Europäischen und Iberischen Platte (Maghreb-Transformzone) im Zuge der Öffnung des Atlantischen Ozeans liegt in der Größenordnung von 1500 km (TRÜMPY, 1988). Der Versatzbetrag zwischen Europäischer Platte und Adriatischer Mikroplatte ist schwierig zu schätzen, da neben der Horizontalverschiebung auch Krustendehnungs- bzw. Riftbildungsprozesse beteiligt waren. Nach SCHMIDT et al. (1991) liefern die permomesozoischen Fazieszonen Anhaltspunkte für eine paläogeographische Beziehung von Drauzug und Bakony-Gebirge (*Transdanubian Mountains*) zu 300 bis 400 km weiter westlich liegenden geologischen Einheiten. Der Drauzug korrespondiert mit dem Lombardischen Becken und dem Westende der Nördlichen Kalkalpen, das Bakony-Gebirge mit dem Westende des Lombardischen Beckens, der Trento-Plattform und dem Beluno-Trog. Der Drauzug, das Bakony-Gebirge und der gesamte südalpine Bereich wurden während der Öffnung des zentralen Atlantischen Ozeans und des Ligurisch-Piemontesischen Ozeans im mittleren Jura bis Unterkreide und der gleichzeitigen Subduktion des Vardar-Ozeans (Neotethys) am Ostrand der Adriatischen Mikroplatte entlang von sinistralen Blattverschiebungen nach Osten versetzt. Schließlich wurde im Oberoligozän und Miozän das Südalpin entlang dextraler Blattverschiebungen am Periadriatischen Lineament (K_1 , K_2 und K_4) nach Westen zurückversetzt (siehe Kap. 8.3.5. und 8.3.6.).

Durch die Dehnung des europäischen passiven Kontinentalrandes bildete sich eine Vielzahl von Becken und Schwellen aus. Der Tethysraum bestand vor der alpidischen Orogenese aus einem komplizierten Mosaik vielfältig miteinander reagierender kontinentaler und ozeanischer Mikroplatten. Dieses mittel- bis südeuropäische Schollenmosaik lag im Einflußbereich eines atlantisch-mediterranen Tripelsystems (*triple junction*), in dessen Zusammenhang eine gut dokumentierte thermische Aufheizung des gesamten Raumes zu verzeichnen war (SCHMIDT, 1977).

Der Ligurisch-Piemontesische Ozean war vermutlich ein Ast dieses Tripelsystems. Er stand wahrscheinlich über eine Transformzone, die sich zwischen der europäischen Platte und der Adriatischen Platte hinzog, mit dem östlich gelegenen Vardar-Ozean in Verbindung, der die Reste der triassischen bis frühjurassischen östlichen Tethys beinhaltet. Diese Valais-Tauern-Pieninen-Transformzone muß gegen Ende des Jura aktiv gewesen sein (TRÜMPY, 1988; Abb. 97).

Das Periadriatische Lineament bildete möglicherweise im Jura die westliche Fortsetzung der Randstörungen des Vardar-Ozeans (AGER, 1980). Es handelte sich vermutlich

um die Zone einer im Anfangsstadium abgebrochenen Riftbildung (*aborted rifting*). Anzeichen dafür sind z.B. die basaltischen Gänge der Seiser Alm. Das Periadriatische Lineament trat während dieser alpidischen Geosynklimalzeit nicht als Scherzone in Erscheinung.

8.3.2. Eoalpidische Konvergenz der Adriatischen und Europäischen Platte

Die NE-SW gerichtete Konvergenz zwischen der Europäischen und Afrikanischen Platte (DEWEY et al., 1989) begann in der Unterkreide vor ca. 110 Ma während der eoalpidischen Orogenese. Der Adriatische Sporn des Afrikanischen Kontinents wurde abgetrennt und erfuhr im Zuge des sinistralen Schersystems zwischen Gondwana und dem variszischen Europa zwischen 130 und 80 Ma eine Rotation um ca. 30° (DERCOURT et al., 1986). Am Nordwestrand der Adriatischen Mikroplatte bewirkte diese Rotation dextrale transpressive Bewegungen bezüglich der Europäischen Platte und es kam hier zur Subduktion ozeanischer Kruste an einer nach Osten bis Südosten abtauchenden Subduktionszone und west- bis nordwestgerichteten Deckenüberschiebungen der oberen Krusten-

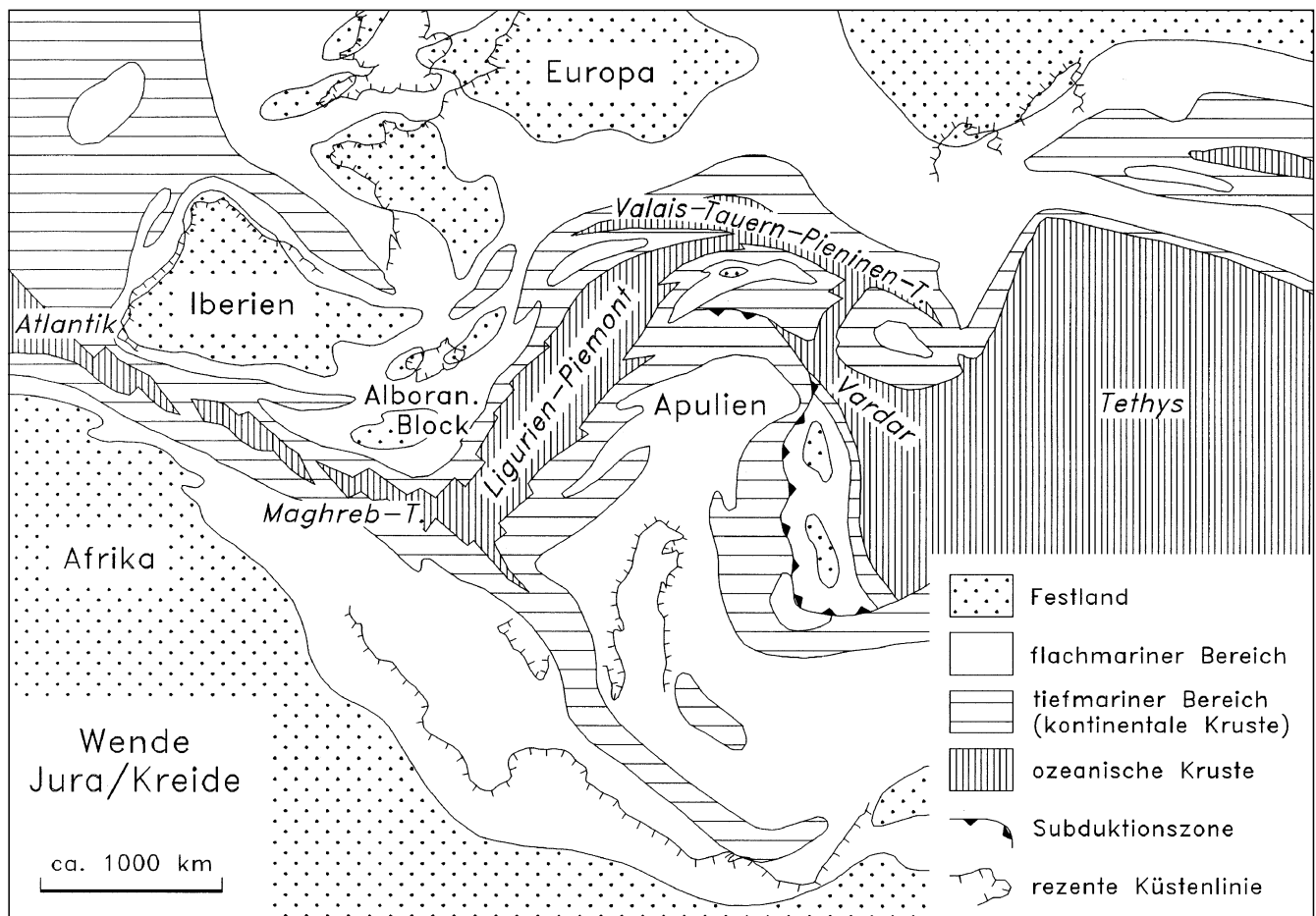


Abb. 97.

Paläogeographische Situation des Mittelmeerraumes an der Wende Jura/Kreide (nach TRÜMPY, 1988).

Die Öffnung des zentralen Atlantiks um 165 Ma bewirkte sinistrale Lateralbewegungen von ca. 1500 km an der Maghreb-Transformzone zwischen Afrika und Europa bzw. Iberien. TRÜMPY (1988) nimmt für Oberjura bis Unterkreide eine Transformzone nördlich der Apulischen (Adriatischen) Mikroplatte (Valais-Tauern-Pieninen-Transformstörung) an, die eine Verbindung zwischen dem Ligurisch-Piemontesischen Ozean und dem östlich gelegenen Vardar-Ozean herstellt. Während dieser Zeit wird das frühe Periadriatische Lineament in diesem Bereich vermutet, möglicherweise in Verlängerung des Vardar-Ozeans.

Paleogeographic situation of the Mediterranean area at the Jurassic/Cretaceous boundary (after TRÜMPY, 1988).

The opening of the central Atlantic around 165 Ma produced sinistral translation in the order of 1500 km along the Maghreb transform zone between Africa and Europe or Iberia respectively. TRÜMPY (1988) assumed a central Mediterranean Jurassic-Early Cretaceous transform zone north of the Apulian (Adriatic) promontory (Valais-Tauern-Pieniny transform) joining the Ligurian-Piemont ocean with the eastern Vardar ocean. During this time the early Periadriatic Lineament is supposed to be in this area, probably in prolongation of the Vardar ocean.

segmente, wie Hochdruck-Metamorphite in den Westalpen belegen (DE GRACIANSKY, 1993). Gleichzeitig entstandenen E–W streichende Blattverschiebungen, die tektonische Fluchtbewegungen von Krustenteilen ermöglichten. In Zusammenhang mit der in der Oberkreide einsetzenden Subduktion kam es wahrscheinlich zum Aufstieg der periadriatischen Tonalite in einem vulkanischen Inselbogenregime (HARRIS et al., 1986; Kap. 6.2.3.). Der Vulkangürtel wurde während der Kontinent-Kontinent-Kollision überschoben. In diesem kompressiven Spannungsfeld wurde der Aufstieg und damit die Abkühlung der Tonalitplutone gebremst. Dies könnte eine Erklärung für das junge Abkühlungsalter der Tonalite (30 Ma) und die zu genetischen Fehlschlüssen führende Verschiebung des Chemismus zu Postkollisionsgraniten sein. Die Tonalitintrusionen markieren das Ende der magmatischen Aktivität am Periadriatischen Lineament.

Die Plattenkonvergenz führte letztlich zur nahezu vollkommenen Schließung des mediterranen Tethysbeckens und zur Bildung der eoalpidischen Gebirgskette. Bei dem mediterranen Tethysbecken handelte es sich nur um einen schmalen Ozean, wie die offenbare Abwesenheit eines Präkollisionsmagmatismus in den Alpen vermuten läßt (HARRIS et al., 1986). Ost- und Südalpen bilden einen bivergenten Deckengürtel mit großmaßstäblichen krustalen Abscherungen (*thick-skinned thrusting*), die zusammen mit dem lateralen Massenausgleich in Richtung Karpaten die Schuppenstruktur (*imbrication*) in der tieferen Kruste und im oberen Mantel kompensieren (ROEDER, 1989). Die permomesozoischen (und känozoischen) Sedimente und ihr prätriassischer Sockel wurden auf unterschiedliche Weise in die alpidische Deckentektonik einbezogen. Zum einen wurde die Sedimenthülle vom prätriassischen Grundgebirge abgeschert, das Grundgebirge aus Oberkrustenmaterial selbst in Decken zerlegt und die permomesozoischen Gesteine während der kretazischen Deckenstapelung der präalpidischen Grundgebirgseinheiten eingeschuppt, oder das Grundgebirge blieb mit der Unterkruste verbunden. Zum anderen blieb der sedimentäre Verband zwischen Sedimenthülle und prätriassischem Grundgebirge erhalten und sie wurden gemeinsam in Falten- und Überschiebungsgürtel (*fold-and-thrust belts*) integriert (PIFFNER, 1993a). Auch für das Gailltalkristallin und das Permomesozoikum wird ein primär sedimentärer Kontakt angenommen, der während der Spröddeformation im Tertiär überprägt wurde.

Für die Kollision zwischen der Adriatischen Mikroplatte und der Euroasiatischen Platte spielte die Verformungsgeometrie eine entscheidende Rolle. Die als Sporn eindringende, im Gegenuhrzeigersinn rotierende Adriatische Mikroplatte ist verantwortlich für die bogenförmige Struktur des Alpenorogens. Damit in Zusammenhang stehen auch die Rotation des korsosardischen Blockes, die Extension des Pannonischen Beckens und innerhalb der Euroasiatischen Platte Dehnungsstrukturen, wie z.B. Oberrhein-, Eger-, Bresse- und Limagnegraben.

Neben vertikaler Heraushebung und Überschiebung von Krustenmaterial in der Kollisionszone signalisieren in den externen Bereichen östlich und westlich des Tauernfensters nordwest- bis westgerichtete Deckenabscherungen Krustenextension. Die Extension ist eine Folge der Akkretion und Unterschiebung kontinentaler und ozeanischer Kruste, in die auch aufsteigende kontinentale Terrane einbezogen werden, und repräsentiert gravitative Ausgleichsbewegungen des instabilen Orogenkeiles. Die Krustendehnung entsteht im rückwärtigen Bereich der akkretionären Unterschiebung (*accretionary underplating*;

vgl. PLATT, 1986). Die Extension trat in der Endphase der Kontinent-Kontinent-Kollision in der Unterkreide (140 bis 100 Ma) auf und war in der Regel subparallel zum Streichen des Orogens orientiert. Sie wurde durch ESE–WNW bis E–W gerichtete laterale Ausgleichsbewegungen von Krustenblöcken an großräumigen sinistralen WSW–ENE streichenden und dextralen WNW–ESE streichenden Seitenverschiebungen kompensiert (*lateral continental escape*; RATSCHBACHER et al., 1989; RATSCHBACHER et al., 1991a, b). Der alpidische Orogenkeil zeigte während der gesamten Konvergenz abwechselnd Kompression (Krustenverdickung, *crustal thickening*) und Extension (Krustenausdünnung, *crustal thinning*).

Die laterale Extrusion in den Ostalpen steht in direktem Zusammenhang mit der strukturellen Entwicklung des Karpatenbogens. Für den Bereich des Gailltalkristallins finden sich Anhaltspunkte für eine ähnliche kinematische Entwicklung, nur mit viel geringeren duktilen Verschiebungsbeträgen. Das Gailltalkristallin wurde an der sinistralen Diaphthoreszone nahe der Drauzug-Südrandstörung und am dextralen Periadriatischen Lineament sensu stricto um einige km nach Osten verschoben. Inwieweit die sinistrale Bewegung am Nordrand des Gailltalkristallins anhielt, während am Periadriatischen Lineament sensu stricto dextrale Transpression wirksam war, kann nicht eindeutig nachvollzogen werden. Eine laterale Extrusion des Gailltalkristallins erscheint jedoch wahrscheinlich, vergleicht man den großregionalen Rahmen. Bei kleinräumiger Betrachtung wäre auch denkbar, daß das Drauzug-Permomesozoikum während der dextralen Transpression am Periadriatischen Lineament gegenüber dem Gailltalkristallin zurückblieb und daraus die sinistralen duktilen Relativbewegungen an der Drauzug-Südrandstörung resultieren.

8.3.3. Alpidische duktile Deformation im Gailltalkristallin

Im Gailltalkristallin wirkt sich die kretazische Konvergenz und das Eindringen des Adriatischen Mikrokontinentes in einer Reaktivierung des Periadriatischen Lineamentes und konjugierter Scherzonen aus. Die kinematischen Indikatoren weisen für dieses duktile eoalpidische Verformungsereignis unter niedriggradigen p-T-Bedingungen (D_3/M_3) auf dextrale transpressive Bewegungen mit einem hohen Anteil reiner Scherung hin. Die NNW–SSE gerichtete Kompression führte einheitlich zu Aufschiebungen mit wechselnder Lateralkomponente und Drucklösung vertikal zur penetrativen Schieferung (vgl. Kap. 4.3.5.). Diese duktile Deformationsphase D_3 fiel in den Zeitraum von Oberkreide bis Alttertiär. Die alpidische Verformung setzt sich in eine semiduktile bis spröde Deformationsphase D_4 nach der Intrusion der Tonalite im Oligozän fort (Kap. 8.3.5.).

Die Forderung nach diesem eoalpidischen Diaphthoresereignis M_3 für das Gailltalkristallin resultiert zwingend aus Messungen der Illitkristallinität, die eine anchimetaforme alpidische Überprägung der überlagernden permoskythischen Sedimentite belegen (NIEDERMAYR et al., 1984). Interessant in diesem Zusammenhang ist auch die prograde Metamorphose M_3 im Gailltal-Paläozoikum (Zone 4) mit Staurolith- und Granatblasten, die postkinematisch bezüglich aller früheren Foliationen wachsen und nicht mehr von retrograden Umbildungen betroffen sind, was ebenfalls für ein alpidisches Alter von M_3 spricht. Die Existenz dieses schmalen, thermisch betonten Metamorphosedomes in Nähe des Periadriatischen Lineamentes

tes wurde bereits von Sassi et al. (1974) nachgewiesen und durch die neuen Beobachtungen gestützt.

Die Deformation D_3 lief unter den Bedingungen heteroaxialer polyphaser Einengung ab, die sich bevorzugt in den glimmerreichen feinkristallinen bzw. pelitischen Anteilen des Gailtalkristallins auswirkten. D_3 benutzte insbesondere duktile Scherzonen, wie die Zone 2 und vergleichbare kristallininterne Diaphthoresezonen, die schon im Zuge von D_2/M_2 angelegt und nun lediglich reaktiviert wurden. Die Zonengrenzen innerhalb des Gailtalkristallins werden, ebenso wie der metamorphe Zonarbau innerhalb der Einheiten 1 und 4, von jüngeren Scherzonen gekappt. Dies läßt sich problemlos durch die Annahme großräumiger Lateral- und/oder Vertikalbewegungen erklären (siehe Kap. 8.3.).

Die ausklingende duktile Deformationsphase D_3 erfaßte noch die Tonalitintrusionen. Man kann eine Verbindung zu den gleichzeitigen bzw. geringfügig phasenversetzten sinistralen duktilen Scherbewegungen an der Deferegen-Antholz-Vals-Linie im oberoligozänen NE-SW-Spannungsfeld herstellen (21 bis 28 Ma, SCHULZ, 1989; siehe auch Kap. 8.3.4.). Nach NEUBAUER (1988) gehört zu diesem Scherzonensystem auch die Tauern-Nordrandstörung. Die Anlage dieser E-W streichenden sinistralen duktilen Blattverschiebungszonen reicht vermutlich ebenfalls bis in die Oberkreide zurück. Im Miozän werden sie von dextralen spröden Blattverschiebungen abgelöst (siehe Kap. 8.3.5.).

8.3.4. Präoligozäne vertikale Positionierung der Lienzer Dolomiten und oligozäne Intrusion der Tonalite

An der Drautlinie und der Drauzug-Südrandstörung liefen ebenfalls beträchtliche Vertikalbewegungen ab, da die Lienzer Dolomiten grabenartig in das Altkristallin eingesenkt wurden und in dieser Grabenposition erhalten geblieben sind (VAN BEMMELEN & MEULENKAMP, 1965). Die Annahme einer Extensionstektonik stützt sich auf die Tatsache, daß das Drauzug-Permomesozoikum im Norden und Süden von mittelgradigen Metamorphiten umgeben ist. Wahrscheinlich steht diese Einsenkung mit der Bildung eines Transtensionsbeckens während der frühertiären Krustendehnung in Zusammenhang (VAN BEMMELEN & MEULENKAMP, 1965). Die Einsenkung ist umso höher, je weiter die Nord-Süd-Ausdehnung des Drauzuges ist. In Schmalbereichen, z.B. am Gailbergsattel, sind nur höhere stratigraphische Einheiten der Drauzugmulde angeschnitten. Direkt im Anschluß vollzog sich die Vertikalstellung des Gailtalkristallins und die Großfaltung des auflagernden Drauzug-Permomesozoikums um flach nach Westen abtauchende Faltenachsen F_3 (siehe Kap. 3.2.3.).

Die geotektonische Position des Drauzuges spielt für den untersuchten Teil der Ostalpen eine entscheidende Rolle. Einerseits wird der Drauzug, unter Annahme eines nordgerichteten Deckenschubes während der alpidischen Orogenese, als Wurzelzone der Nördlichen Kalkalpen interpretiert (CORNELIUS-FURLANI, 1960), andererseits besteht offensichtlich ein paläogeographischer und fazieller Zusammenhang zwischen Drauzug und Nördlichen Kalkalpen (BECHSTADT, 1978). Die einleuchtenderen Argumente sprechen für eine sinistrale Blattverschiebung zwischen Drauzug und Westende der Nördlichen Kalkalpen. Der Drauzug ist zwar im Westen von einer sinistralen transpressiven Scherzone begrenzt, es handelt sich dabei jedoch um ein jüngeres tektonisches Element (siehe Kap. 8.3.5.). Die entscheidenden sinistralen Transform-

bewegungen müssen bereits vor der eoalpidischen Deckenstapelung, nämlich während der Öffnung des zentralen Atlantischen Ozeans und des Ligurisch-Piemontesischen Ozeans von Mitteljura bis Unterkreide, stattgefunden haben, da sich heute keine Anhaltspunkte für ein sinistralen Transformsystem in dieser Größenordnung mehr finden lassen (siehe Kap. 6.3.1.).

Das Alter der Sedimentation in den während der Extension entstandenen Transtensionsbecken (Gosau) östlich des Tauernfensters liegt bei 90 bis 60 Ma (Oberkreide bis Paleozän; RATSCHBACHER et al., 1989). Weitere Hinweise auf eine E-W gerichtete Extension lieferte SELVERSTONE (1988) vom Westrand des Tauernfensters, wo kurz nach Ende der Deckenüberschiebung im Paleozän bis Eozän duktile Krustenausdünnung stattfand.

Dieses E-W gerichtete Extensionsregime war offensichtlich bis in das Oligozän (35–20 Ma) in Mitteleuropa aktiv (LE PICHON et al., 1988). In diesen Zeitraum fiel die Intrusion der periadriatischen Intrusiva (EXNER, 1976; LAUBSCHER, 1983). Die Magmenbildung und der sukzessive Aufstieg im Bereich der Subduktionszone begannen vermutlich bereits in der Oberkreide (siehe Kap. 8.3.2.). Für die Tonalite am Periadriatischen Lineament im Lesachtal und nahe Hollbruck sowie die syngenetischen Andesit- und Malchitgänge im Gailtalkristallin wurde aus dem Vergleich mit weiter westlich gelegenen Plutoniten ähnlicher geochemischer Zusammensetzung ein oligozänes Abkühlungsalter abgeleitet (z.B. Rieserferner-Pluton: 30 ± 3 Ma, Rb/Sr-Gesamtgesteinsalter; BORSI et al., 1979; Tab. 21, Kap. 6.2.4.).

Mit der Annahme eines E-W gerichteten Extensionsregimes läßt sich allerdings nicht hinreichend erklären, daß die oligozänen Plutonite perlschnurartig am Periadriatischen Lineament und an der Judikarierenlinie angeordnet sind. Diese Tatsache spricht eher dafür, daß der kontrollierende Faktor für die endgültige Platznahme der Plutonite die starke Entfestigung (relaxation) durch die weiträumigen Lateralbewegungen am Periadriatischen Lineament war. Diese Blattverschiebungen stellten die Verbindung zu tieferen Krustenabschnitten her und ermöglichten so den Magmenaufstieg. Die Dekompression und der zunehmende Wärmefluß an der Kruste/Mantel-Grenze verursachten die partielle Aufschmelzung und Entstehung der granitoiden Schmelzen. Ein ähnlicher Mechanismus war vermutlich bereits für die variszischen Granitoide (z.B. Brixen, Iffinger und Kreuzberg) wirksam, was die Annahme einer intensiven und über einen langen Zeitraum anhaltenden tektonischen Krustenschwächung am Periadriatischen Lineament bestärkt.

Der Lesachtal-Tonalit unterlag im direkten Anschluß an die Intrusion einer schwachen duktilen bis semiduktilen Verformung unter sinistralen transpressiven Bedingungen, allerdings mit einem sehr hohen Plättungsanteil (Kap. 4.2.4. und 4.3.3.). Wo Fluidpartialdruck und Temperatur für duktile Verformung nicht mehr ausreichend waren, zeigen die untersuchten Tonalite Phänomene friktioneller Aufschmelzung. Es wird ein Zusammenhang zwischen dem Intrusionszeitpunkt des Magmenkörpers und dem Zeitpunkt der Anlage der Scherflächen und der Bildung der Pseudotachylite vermutet (vgl. HIGGINS, 1971; Kap. 7.1.).

Durch die frühertiäre Krustendehnung und Vertikalbewegungen wurden auch die Gröden-Sandsteinlamellen am Periadriatischen Lineament sensu stricto in eine Grabenposition gebracht und im Zuge der Schertektonik lateral mit den Tonaliten und dem Gailtalkristallin verschuppt. Dabei dürfte der tektonische Kontakt kurz nach der Intru-

sion der Tonalite im Oligozän hergestellt worden sein, da sich auch an den Klasten in den Sandsteinlamellen Anzeichen einer schwachen duktilen Verformung nachweisen lassen (siehe Kap. 4.1.4.2.) und die Sandsteinlamellen während der anschließenden Kataklyse und friktionellen Aufschmelzung von Pseudotachyliten aus Tonalitmaterial intrudiert wurden.

Die semiduktile Deformation wurde nur am Periadriatischen Lineament sensu stricto festgestellt. An der Drauzug-Südrandstörung führten die Scherbewegungen zu einer intensiven spröden Verschuppung des Gailtalkristallins mit der Drauzugbasis (z.B. im Nieschenbach, Griesbach und Gärberbach im oberen Lesachtal oder an Alpeispitz und Kofelspitz nördlich von Obertillach).

8.3.5. Alpidische Bruchtektonik am Periadriatischen Lineament

Abgesehen von der postoligozänen duktilen bis semiduktilen Deformation der Tonalite am Periadriatischen Lineament sind nach der Intrusion der Tonalite mindestens vier Spröddeformationsphasen mit variierenden Paläospannungsrichtungen klar differenzierbar (K_1 bis K_4 , Tab. 36, Abb. 98; siehe auch D_4 in Tab. 7, Kap. 2.6.4.). Die Bewegungen stehen mit dem fortgesetzten nordgerichteten Eindringen der Adriatischen Mikroplatte in den Europäischen Kontinentalrand und den daraus resultierenden lateralen kontinentalen Fluchtbewegungen in Verbindung.

Im betrachteten Abschnitt des Periadriatischen Lineamentes ist heute ein Krustenniveau aufgeschlossen, das sich zur Zeit der seismischen Aktivität in 10 bis 15 km Tiefe befand. Belegt wird dies durch das Auftreten von Pseudotachyliten, die teilweise einer niedrigstgradigen Metamorphose unterlagen, und Tonalit-Augengneisen im Erosionsniveau, deren Entstehung im F/QP-Übergangsbereich nach SIBSON (1986) angesiedelt werden muß (HEINISCH & SPRENGER, 1988). Damit muß, unter der Annahme konstanter Hebungsraten, seit dem Oligozän (30 Ma) eine beträchtliche Krustenhebung von durchschnittlich 0.3 bis 0.5 mm/a stattgefunden haben.

An der Drauzug-Südrandstörung werden geringere Hebungsbeträge und Scherraten angenommen, da hier keine Anzeichen für semiduktile Deformation oder friktionelle Aufschmelzung beobachtet wurden.

Das D_4 -Ereignis wird von extremer, oberflächennaher Spröddeformation bestimmt. D_4 kulminiert am Periadriatischen Lineament sensu stricto und an der Drauzug-Südrandstörung. Extreme Kataklyse ist durch Pseudotachylite und Ultrakataklysite belegt. Die an E-W streichende, subvertikal stehende Scherflächen gebundenen Kataklysite und Pseudotachylitgänge werden durch jüngste Bewegungen entlang von NW-SE- bzw. NNW-SSE-Brüchen, die am Ende auffächern (*horse-tail structures*), erneut versetzt. Dies ist sehr häufig an der Drauzug-Südrandstörung zu beobachten, wesentlich seltener auch am Periadriatischen Lineament sensu stricto. Letzteres verläuft in der Regel streng geradlinig, die Abweichungen lassen sich durch Hanggleitungen erklären.

8.3.5.1. Postoligozäne Seismizität und Seismotektonik

Die wichtigsten geotektonischen Phasen am Periadriatischen Lineament im spröden Deformationsniveau sind gekennzeichnet durch mehrphasige Pseudotachylitbildung und weiträumige Transformbewegungen (K_1 , K_2 ; HEINISCH & SPRENGER, 1988). Eine generelle Beziehung zwischen dem Auftreten von Pseudotachyliten, intensiver Blattverschiebungstektonik und Erdbebenaktivität im flachen Krustenniveau wird angenommen (SIBSON, 1975, 1986, GROCOTT, 1981). Konsequenterweise ist eine Periode mehrfacher seismischer Aktivität an der Wende Oligozän/Miozän zu fordern. Die Pseudotachylite sind überwiegend in Tonaliten durch friktionelle Aufschmelzung entstanden. Petrographische Untersuchungen führten zu der Annahme von zwei zeitlich klar zu trennenden seismogenetischen friktionellen Ereignissen (HEINISCH & SPRENGER, 1988). Teilweise ist die glasige Matrix der älteren Pseudotachylitgeneration (K_1) nämlich von einem niedrigstgradigen Metamorphoseereignis überprägt, das zu einer gleichmäßig orientierten Sericitneusprossung führte (siehe Kap. 7.5.). Die Mehrzahl der Pseudotachylitgänge

Abb. 98. ▷ ▶ ▷ (S. 180 + 181)
Rekonstruktion der geodynamischen Entwicklung der europäischen Platte während der känozoischen Kollision von Afrika mit Eurasien; geringfügig verändert nach LE PICHON et al., 1988.

- a) Oligozänes Spannungsfeld (Rotationspol und Bewegungsvektoren für das Zeitintervall 35 bis 20 Ma); das Extensionsregime bewirkte die Intrusion der Tonalite („Periadriatischen Plutone“), die anschließend dextralen semiduktilen bis spröden (seismischen) Scherbewegungen am Periadriatischen Lineament unterlagen (K_1 , K_2).
 - b) Frühmiozänes Spannungsfeld (20 bis 10 Ma); aus dem NE-SW gerichteten Spannungsfeld resultieren sinistrale Scherbewegungen am Periadriatischen Lineament und an der Drauzug-Südrandstörung (K_3).
 - c) Spät- bis postmiozänes Spannungsfeld (10 bis 0 Ma); aus dem anfänglich NW-SE und später NNW-SSE gerichteten Spannungsfeld resultieren dextrale Scherbewegungen am Periadriatischen Lineament und innerhalb des Gailtalkristallins (K_4).
 - d) Rezentes Spannungsfeld mit N-S- bis NNW-SSE-Kompression auf der Basis von In-situ-Spannungsmessungen und Herdflächenlösungen. Position Eurasiens konstant; AF = Rotationspol Afrika/Eurasien; AR = Rotationspol Arabien/Eurasien.
- 1 = ozeanische Kruste; 2 = ausgedünnte kontinentale Kruste; 3 = kontinentale Kruste; 4 = Subduktionszone; 5 = Überschiebung; 6 = Blattverschiebung; 7 = Abschiebung; 8 = Azimut der größten Hauptnormalspannung σ_1 ; 9 = Azimut der kleinsten Hauptnormalspannung σ_3 ; 10 = Relativbewegung Afrika/Eurasien (cm a^{-1} ; SAVOSTIN et al.; 1986); 11 = Relativbewegung Afrika/Eurasien (cm a^{-1} ; KLITGORD & SCHOUTEN; 1985).

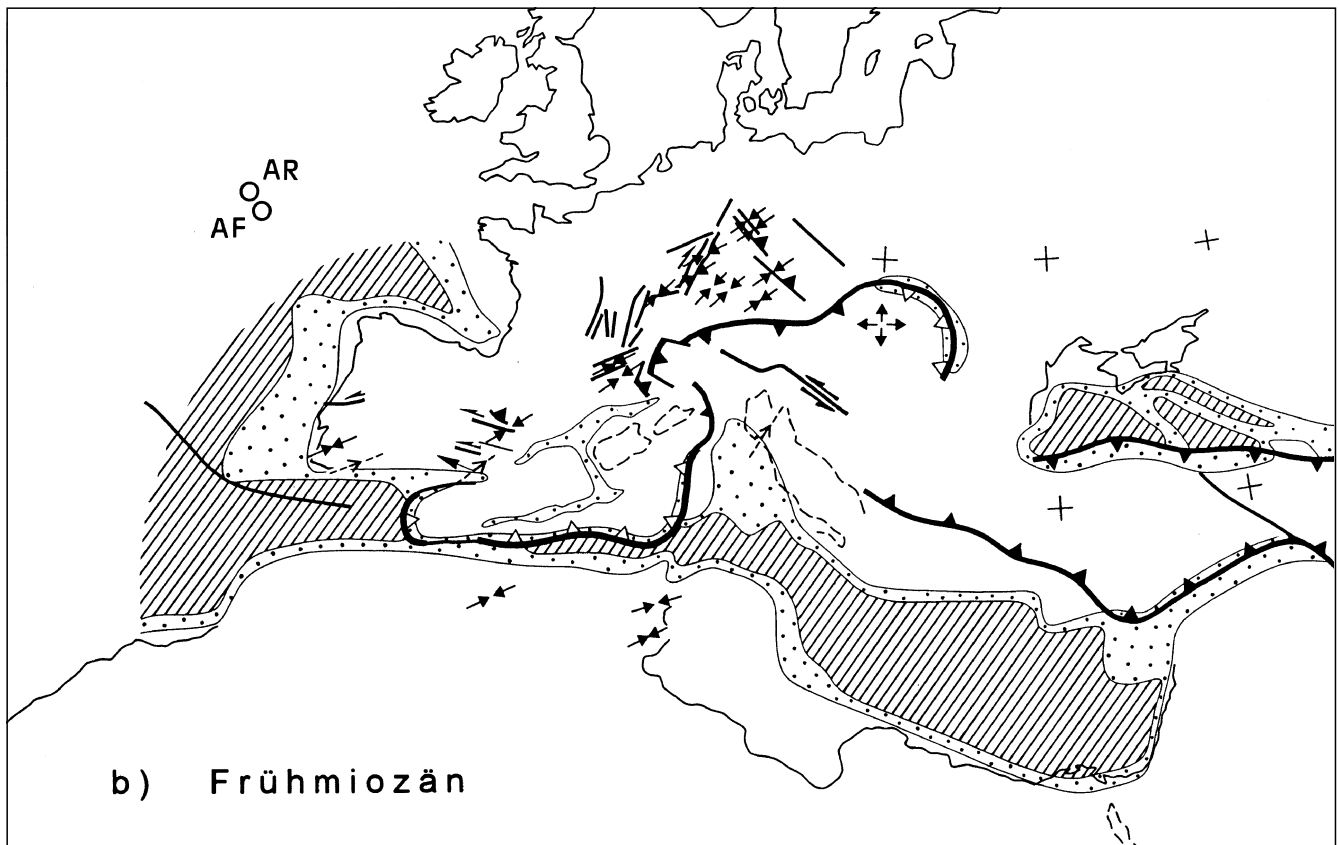
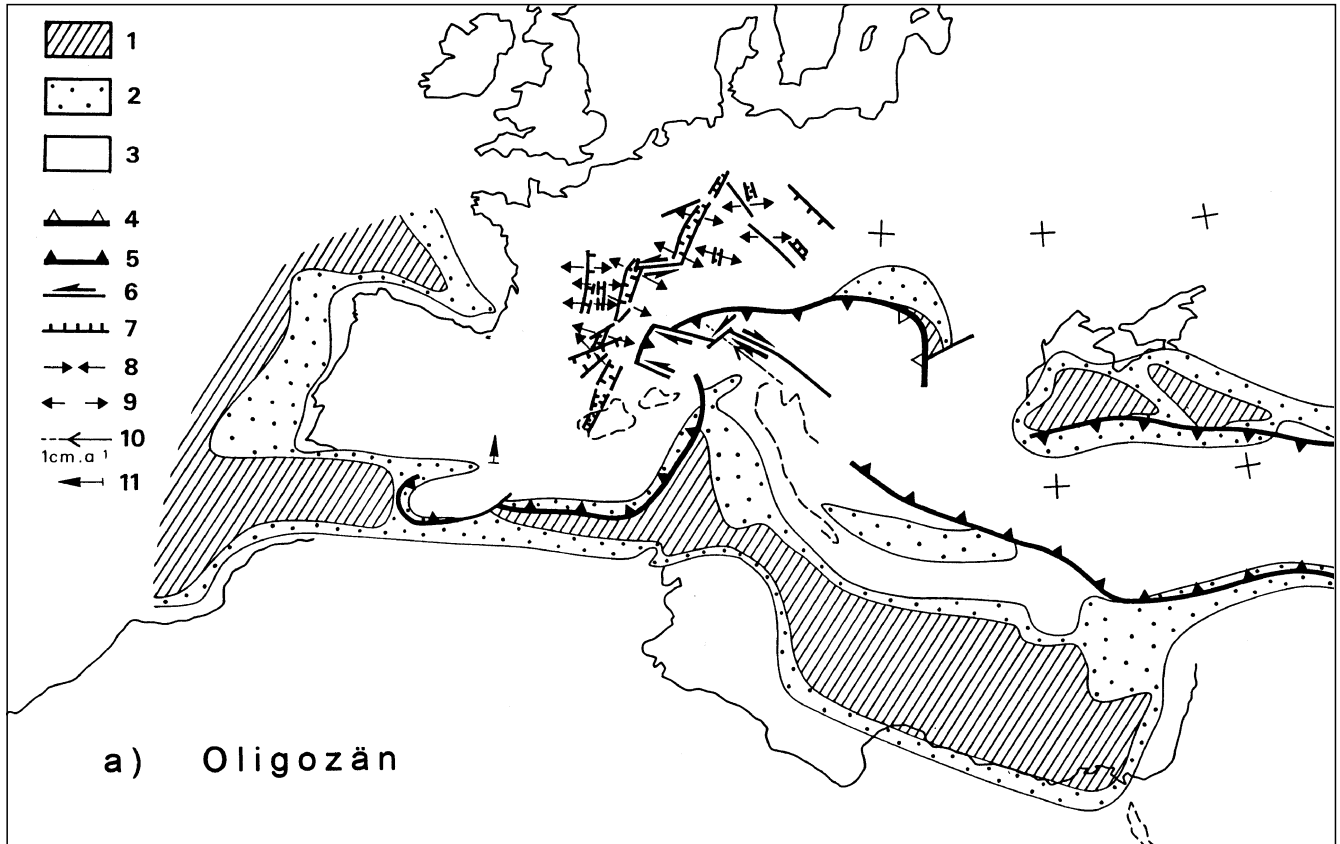
Reconstruction of the geodynamic evolution of the European platform during Cenozoic Africa/Eurasia collision; slightly modified after LE PICHON et al.; 1988.

- a) Oligocene stress field (rotation pole and motion vectors for the time interval 35 to 20 Ma); extensional regime led to tonalite intrusions („Periadriatic plutons“) which suffered semiductile to brittle (seismic) deformation during the following dextral strike-slip motions along the Periadriatic Lineament (K_1 ; K_2).
 - b) Early Miocene stress field (20 to 10 Ma); the NE-SW stress regime caused sinistral strike-slip motions along the Periadriatic Lineament and Drauzug Southern Fault (K_3).
 - c) Late to post-Miocene stress field; the initially NW-SE and afterwards NNW-SSE oriented stress regime caused dextral strike-slip motions along the Periadriatic Lineament and within the Gailtalkristallins (K_4).
 - d) Recent stress field with N-S to NNW-SSE compression based on in-situ measurements and fault-plane solutions. Eurasia is fixed; AF indicates rotation pole Africa/Eurasia; AR rotation pole Arabia/Eurasia.
- 1 = oceanic crust; 2 = thinned continental crust; 3 = continental crust; 4 = subduction zone; 5 = overthrust; 6 = strike-slip fault; 7 = normal fault; 8 = azimuth of maximum principal stress σ_1 ; 9 = azimuth of minimum principal stress σ_3 ; 10 = relative vector motion Africa/Eurasia (cm a^{-1} ; SAVOSTIN et al.; 1986); 11 = relative vector motion Africa/Eurasia (cm a^{-1} ; from KLITGORD & SCHOUTEN; 1985).

ist jedoch nicht von dieser sekundären Temperung betroffen.

Einige Tonalite mit Pseudotachylitgängen liegen in der Nähe von Tonaliten mit einer Quarzaugentextur, die auf plastische Deformation von Quarz während eines Aufenthaltes im quasiplastischen Deformationsregime hindeu-

ten (HEINISCH & SPRENGER, 1988). Für die Pseudotachylitbildung wird eine Tiefe von 10 bis 15 km bei 2.7 bis 3.5 kb angenommen, unter Annahme eines für Scherzonen charakteristischen geothermischen Gradienten von 10^{-4} bis 10^{-5}s^{-1} und einer charakteristischen Verformungsrate von 25 bis $27 \text{ }^\circ\text{Ckm}^{-1}$ (vgl. SIBSON, 1986; SCHOLZ, 1988). Dies



entspricht dem unteren Bereich des friktionellen Regimes oder dem Übergangsbereich von friktioneller zu quasiplastischer Deformation (F regime oder *F/QP transition*; SIBSON, 1986; siehe Kap. 7.6.).

Für die frühen seismogenetischen, pseudotachylitbildenden Ereignisse K_1 und K_2 läßt die kinematische Inter-

pretation keine eindeutige Aussage bezüglich Bewegungssinn und Versatzbetrag zu. Die mikrostrukturelle Analyse und Betrachtung der tektonischen Gesamtsituation machen jedoch eine dextrale Scherrichtung wahrscheinlich. Lokal sind auch sinistrale Bewegungen nachweisbar (siehe Kap. 7.2.).

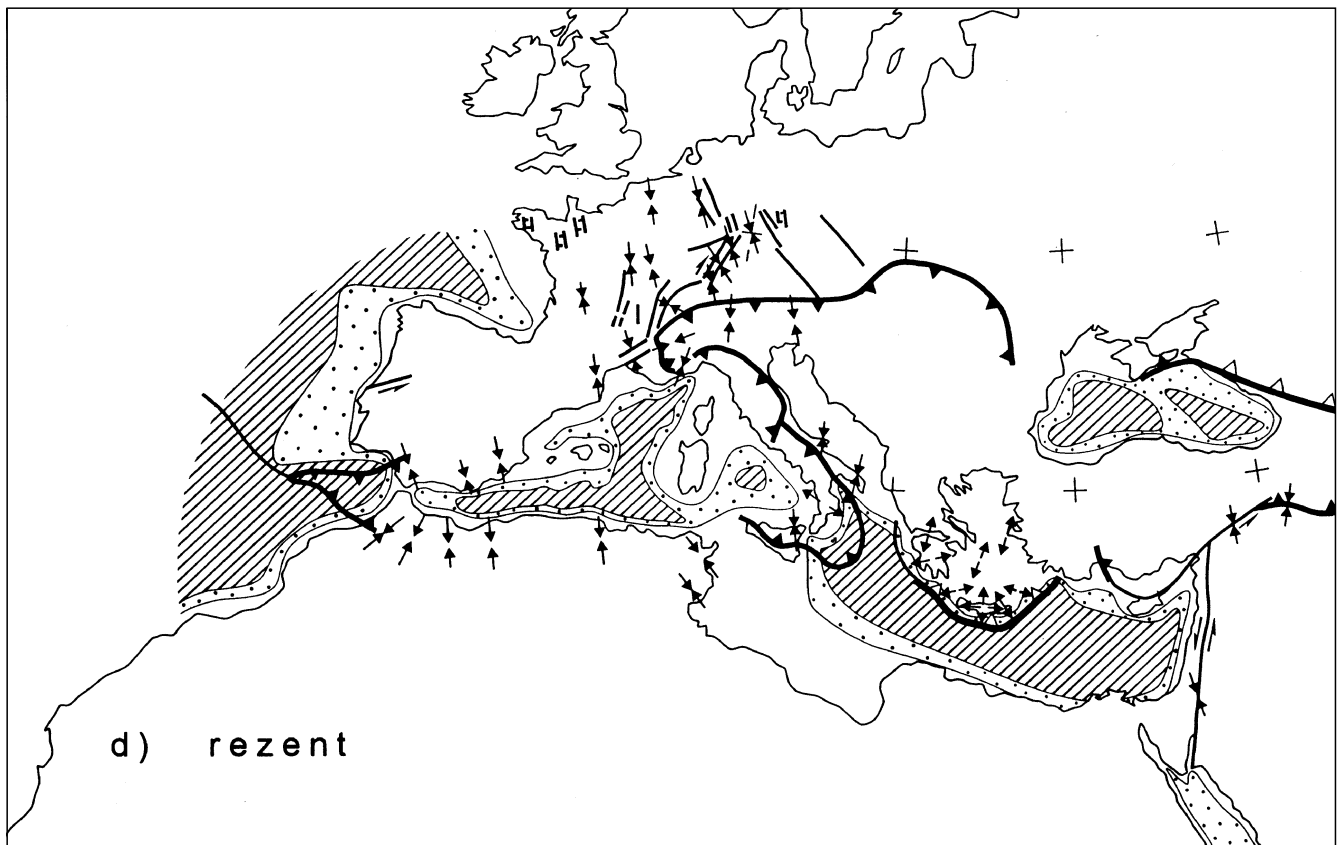
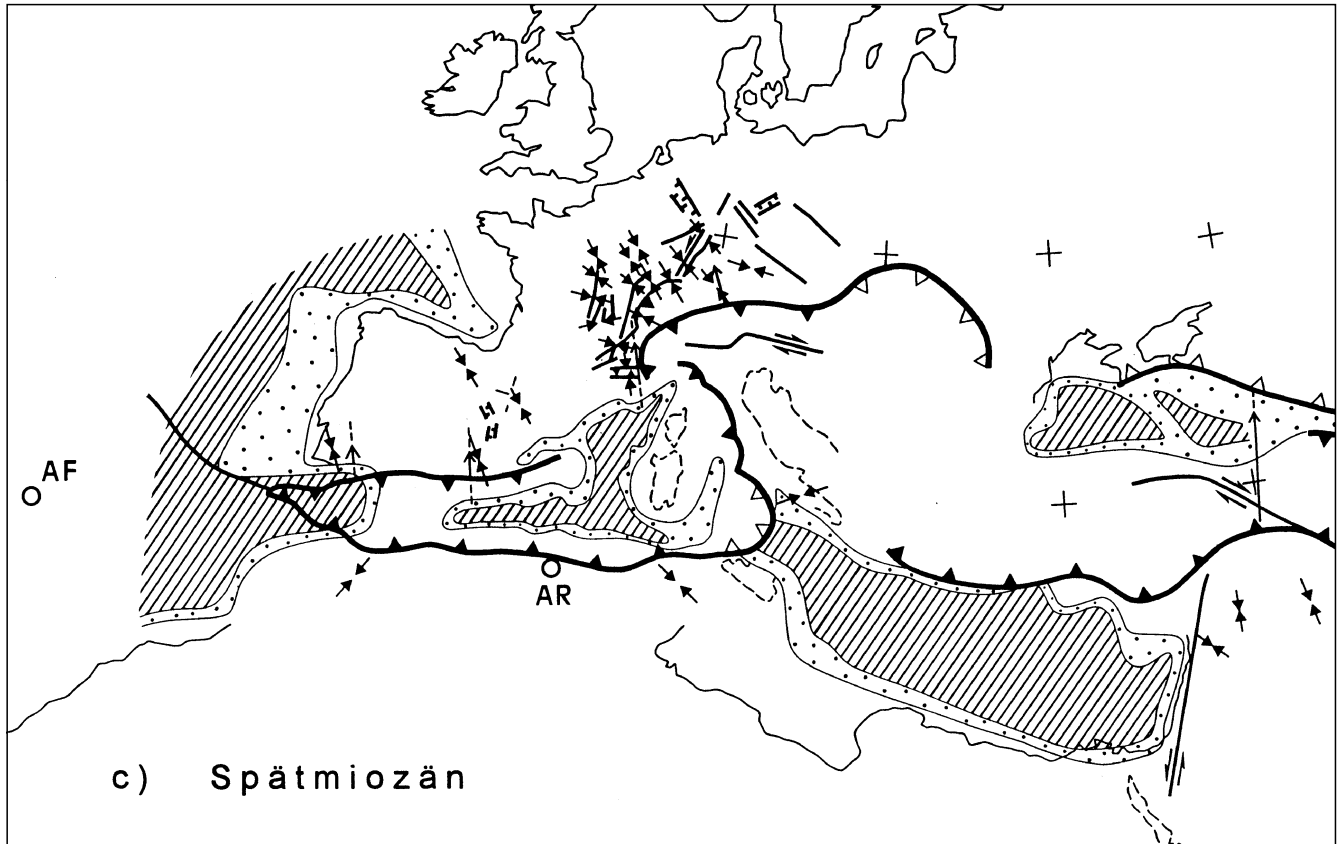


Tabelle 36.

Postoligozäne Sprödeformation am Periadriatischen Lineament und an der Drauzug-Südrandstörung unter Berücksichtigung der regionalen Geodynamik (nach SPRENGER & HEINISCH, 1992).

Regimeklassifikation nach SIBSON (1986): F = friktionelles (sprödes) Regime; QP = quasiplastisches (duktiles) Regime; Altersbeziehung nach BERGERAT (1987) und LE PICHON et al. (1988).

Post-Oligocene brittle deformation at the Periadriatic Lineament and Drau Range Southern Fault in the light of regional geodynamics (after SPRENGER & HEINISCH, 1992).

Regime classification according to SIBSON (1986): F = frictional (brittle) regime; QP = quasi-plastic (ductile) regime; time relationship according to BERGERAT (1987) and LE PICHON et al. (1988).

| Ereignis (Regime) | Alter | Gefügemerkmale | Spannungsfeld (σ_1) | Kinematik |
|-----------------------|----------------------------------|--|------------------------------|---|
| Tonalit-Intrusion | Oligozän (30 Ma) | | N-S | |
| | | Plättung und Drucklösung von Quarz in den Tonalitlamellen | N-S | Aufschiebung |
| K ₁ (F/QP) | | Seitenverschiebung mit hohen Versatzbeträgen: Kataklastite, Ultrakataklastite, 1. Pseudotachylitgeneration | NW-SE (?) | ?dextrale Blattverschiebung |
| | | Temperung (niedrigstgradig) in den Pseudotachyliten | N-S | Aufschiebung |
| K ₂ (F/QP) | | 2. Pseudotachylitgeneration; konjugierte RIEDEL-Brüche | NW-SE bis NE-SW (?) | dextrale bis sinistrale Blattverschiebung, Aufschiebung |
| K ₃ (F) | Frühmiozän (20 - 10 Ma) | Transpression am Periadriatischen Lineament und an der Drauzug-Südrandstörung; konjugierte RIEDEL-Brüche; Satellitenbild-Lineamente; Harnische; Gesteinsmehl, Kataklastite | NE-SW | sinistrale Blattverschiebung, Aufschiebung; Hebung des Südblockes |
| K ₄ (F) | Spät- bis Postmiozän (10 - 4 Ma) | prominente dextrale Seitenverschiebung innerhalb des Gailtalkristallins; Transpression; konjugierte RIEDEL-Brüche; markante Satellitenbild-Lineamente; Harnische; Gesteinsmehl, Kakirite, Störungsbrekzien | E-W bis NW-SE | dextrale Blattverschiebung, Schrägaufschiebung |
| | rezent | Erdbeben: Villach, 1348 Kartitsch, 1862 Friaul, 1976 | NNW-SSE | dextrale Blattverschiebung, Aufschiebung; Hebung des Südblockes |

Da die auftretenden Pseudotachylitgänge eindeutig von jüngeren Brüchen durchzogen sind (K₃ und/oder K₄), die wahrscheinlich erst im flachen Krustenniveau angelegt wurden, sind die Pseudotachylite zweifellos älter als die durch penetrative Photolineamente belegten Horizontalverschiebungsphasen K₃ und K₄ (siehe Kap. 8.3.5.2.). Eine Beziehung der Photolineamente zur rezenten Seismizität mit Erdbeben bis in historische Zeit ist wahrscheinlich. Einschränkend muß angemerkt werden, daß die aktuelle seismische Aktivität (z.B. das Friaulbeben 1976) nicht am Periadriatischen Lineament *sensu stricto*, sondern auf listrischen Flächen im Südalpin ablief, wahrscheinlich in Zusammenhang mit der Savalinie in entsprechender Orientierung und Kinematik.

Zusammenfassend kann man festhalten, daß mehrere Perioden seismischer Aktivität im Bereich des Periadriatischen Lineamentes unterschieden werden können, nämlich zwei zeitlich getrennte pseudotachylitbildende Ereignisse und die neotektonische Seismizität. Offensichtlich wirkte das Periadriatische Lineament während des gesamten fraglichen Zeitraumes als tiefreichende seismische Störungszone unter jeweils sich ändernden Hauptnormalspannungsrichtungen.

Die lateralen Bewegungsbeträge konnten nur indirekt abgeschätzt werden, da primäre Markierungshorizonte im

Untersuchungsgebiet fehlen. Diese wurden durch die Überlagerung von dominanten jungen Überschiebungen und Blattverschiebungen im Anschluß an die Tonalitintrusion rotiert und ausgelöscht. So wurde der postoligozäne Verschiebungsbetrag für diesen Abschnitt des Periadriatischen Lineamentes rechnerisch abgeschätzt (Kap. 5.3.). Nach empirischen Beziehungen von OTSUKI (1978) und HULL (1988) kann ein Versatzbetrag von insgesamt 100 bis 120 km für die Sprödverformung angenommen werden. Dieser Versatzbetrag konnte durch die paläogeographische Anpassung der permomesozoischen Fazieszonen verifiziert werden (ca. 120 km, z.B. BÖGEL, 1975, TOLLMANN, 1977a, siehe Kap. 8.3.6.).

8.3.5.2. Lineament- und Paläospannungsanalyse der Schertektonik ab dem Miozän

Wie die Gefügeanalyse im Mikro- und Mesobereich zeigte, wurden die duktil deformierte Gesteinsfolgen von mehreren späteren dominanten Kataklastenphasen überprägt. Nur die letzten dextralen Bewegungen (K₄) sind auf den Satellitenbildern klar erkennbar. Sie sind für das auffällige Lineamentmuster dieser TM-Szene verantwortlich. Die geringfügig älteren, sinistralen Blattverschiebungen (K₃) können nur mit Einschränkungen wahrgenommen werden.

Die Ergebnisse der Lineamentauswertung und der Paläospannungsanalyse führten zum Konzept zweier sich überlagernder, entgegengesetzt orientierter Scherregimes verschiedenen Alters. Die älteren sinistralen Seitenverschiebungen (K_3) erfaßten das gesamte Untersuchungsgebiet nahezu gleichmäßig. Die anschließenden dextralen Seitenverschiebungen (K_4) am reaktivierten Periadratischen Lineament treten hauptsächlich im Gailtalkristallin in Erscheinung. Der Kompetenzkontrast zwischen den rigide reagierenden Karbonatkomplexen (Lienzer Dolomiten, Karbonatplattformen innerhalb des südalpinen Paläozoikums, Sextener Dolomiten) und die extrem sprödeformierten Phyllonite und Gneise (Gailtalkristallin, Thurntaler Quarzphyllit) steuerten die kinematische Evolution. Wie häufig in Sprödeformationsregimes beobachtet, verursachte der Kompetenzkontrast eine intensive Scherdeformation im Grenzbereich zwischen Karbonat- und Kristallinkomplexen. Innerhalb der verformungshärteren Blöcke entwickelten sich interne Bruchsysteme, ein makroskopisches Analogon zu Strukturen, wie sie aus der mikrostrukturellen Analyse bekannt sind.

Betrachtet man das Gailtalkristallin, so wurden die planaren Hauptgefügeelemente (z.B. Foliationen, Faltenachsebenen) während der transpressiven Scherdeformation in vertikale, E–W streichende Positionen rotiert. Die linearen Gefügeelemente zeigen ebenfalls E–W streichende Richtungen, jedoch mit variierenden Einfallswinkeln (z.B. Mineralstreckungslineare, Faltenachsen). Die hohe Gesamtverformung bewirkte eine tiefgründige Entfestigung der Gesteine in dieser Megascherzone zwischen den Lienzer Dolomiten (Drauzug-Permomesozoikum) im Norden und den zentralen Teilen der Karnischen Alpen (südalpinen Paläozoikum, einschließlich devonischer Riffkomplexe) im Süden. Diese extreme bruchhafte Deformation führte während der folgenden tektonischen Phasen zu einem pseudoplastischen Verhalten des Gailtalkristallins im Vergleich zu den umgebenden verformungshärteren Komplexen und ist damit für die Konzentration der polyphasen Deformation innerhalb dieses schmalen Segmentes kontinentaler Kruste verantwortlich. Eine ähnlich hohe Lineamentdichte tritt in der Kreuzbergpaß-Region auf, wo die inkompetenten Brixener Quarzphyllite, die Phyllite der

Karnischen Alpen und die Sextener Dolomiten (mesozoische Karbonatplattformen und Riffkomplexe) aufeinandertreffen.

Hinweise auf ein sinistralen Deformationsereignis an E–W bis ENE–WSW streichenden Blattverschiebungen sind aus dem Altkristallin südlich des Tauernfensters (Defereggen-Antholz-Vals-Linie; SCHULZ, 1989), aus den Karawanken (Periadriatisches Lineament; POLINSKI, 1991) und aus den Lienzer Dolomiten (Drauzug-Südrandstörung; UNZOG, 1989) bekannt. Deformationsstrukturen, die aus einer NE–SW-Einengung resultieren, lassen sich auch in den Südalpen (DOGLIONI, 1987; DOGLIONI & BOSELLINI, 1987) und den Dinariden (CARULLI et al., 1990) nachweisen. Die Hauptphase der nach SW bis WSW gerichteten Überschiebungen fand im Paleozän bis Untereozän statt, in den externen Dinariden dauerten die Bewegungen bis zur Wende Eozän/Oligozän an (DOGLIONI & BOSELLINI, 1987; CARULLI et al., 1990).

Die eben beschriebenen Bewegungen sind zwar alpidischen Alters, erfolgten jedoch vor der Intrusion der Tonalite. Sie sind folglich nicht mit der Sprödeformation K_3 in Verbindung zu bringen, sondern stehen vermutlich mit der Anlage der Drautallinie und der Einsenkung der Lienzer Dolomiten, einschließlich der Entwicklung abgeschwächter Muldenstrukturen, in Zusammenhang (siehe Kap. 8.3.4.).

Harnischstriemungen am Periadriatischen Lineament zeigen ein ähnliches Paläospannungsfeld während des späten Känozoikums, wie es von BERGERAT (1987) und LE PICHON et al. (1988) für Mitteleuropa ermittelt wurde (Abb. 98b, c). Die frühen sinistralen Lateralbewegungen können mit dem frühmiozänen Spannungsfeld (20 bis 10 Ma) mit horizontaler NE–SW-Kompression korreliert werden. Die späteren Lateralbewegungen können dem spät- bis postmiozänen Spannungsfeld (10 bis 0 Ma) mit E–W- bis NW–SE-Einengung zugeordnet werden. Diese erwähnten Seitenverschiebungen werden von einer deutlichen Aufschiebungskomponente begleitet.

Die Paläospannungsmessungen sprechen somit für das Modell eines Transpressionsregimes während der letzten 30 Ma. Dieses Transpressionsregime ging kontinuierlich über in das rezente Kompressionsregime ohne wesentliche Lateralkomponente, das von einer größten Hauptnor-

Abb. 99.

Ab schätzung der alpidischen Blattverschiebungen entlang des Periadriatischen Lineamentes unter spröden (bis semiduktilen) Deformationsbedingungen (die Position der europäischen Platte wird als konstant angenommen).

a) Re zente Ausgangsposition.

b) Transpressive Bewegungen seit Wende Oligozän/Miozän.

Dem überwiegend dextralen Lateralversatz aus der TM-Lineamentauswertung und der Gefügeanalyse werden die Versatzbeträge gegenübergestellt, die sich aus der Korrelation diverser Faziesbereiche südlich und nördlich des Periadriatischen Lineamentes ableiten lassen. Folgende Arbeiten fanden Eingang in die vergleichende Betrachtung: A = NIEDERMAYR (1975); B = BECHSTÄDT & BRANDNER (1970); C = SCUDELER BACCELE & SEMENZA (1974); D = TOLLMANN (1977a); E = HEITZMANN (1987b). Es ergibt sich eine deutliche Übereinstimmung zwischen Strukturanalyse und Fazieskorrelation bezüglich Bewegungsrichtung und Verschiebungsweite. Die maßstabgetreuen Vektoren repräsentieren die Bewegungskomponenten der Transpression am östlichen Periadriatischen Lineament (Lateralversatz 120 km, geschätzte N–S-Kompression 20 km). Ergänzt wurde der Vektor für semiduktile und spröde Bewegungen an der Insubrischen Linie bzw. Tonalie seit dem Miozän (60 bis 70 km). Nach der Rückformung der alpidischen Deformation kommen die Karnischen Alpen auf etwa demselben Meridian zu liegen wie Gurktaler Decke, Nördliche Karawanken, Grazer Paläozoikum und der Ostabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone. Außerdem findet der Brixener Quarzphyllit seine Entsprechung im Gailtalkristallin und der Brixener Granit liegt gegenüber dem Lesachtal-Tonalit (die Lithologie der tektonischen Einheiten ist aus Abb. 96 ersichtlich).

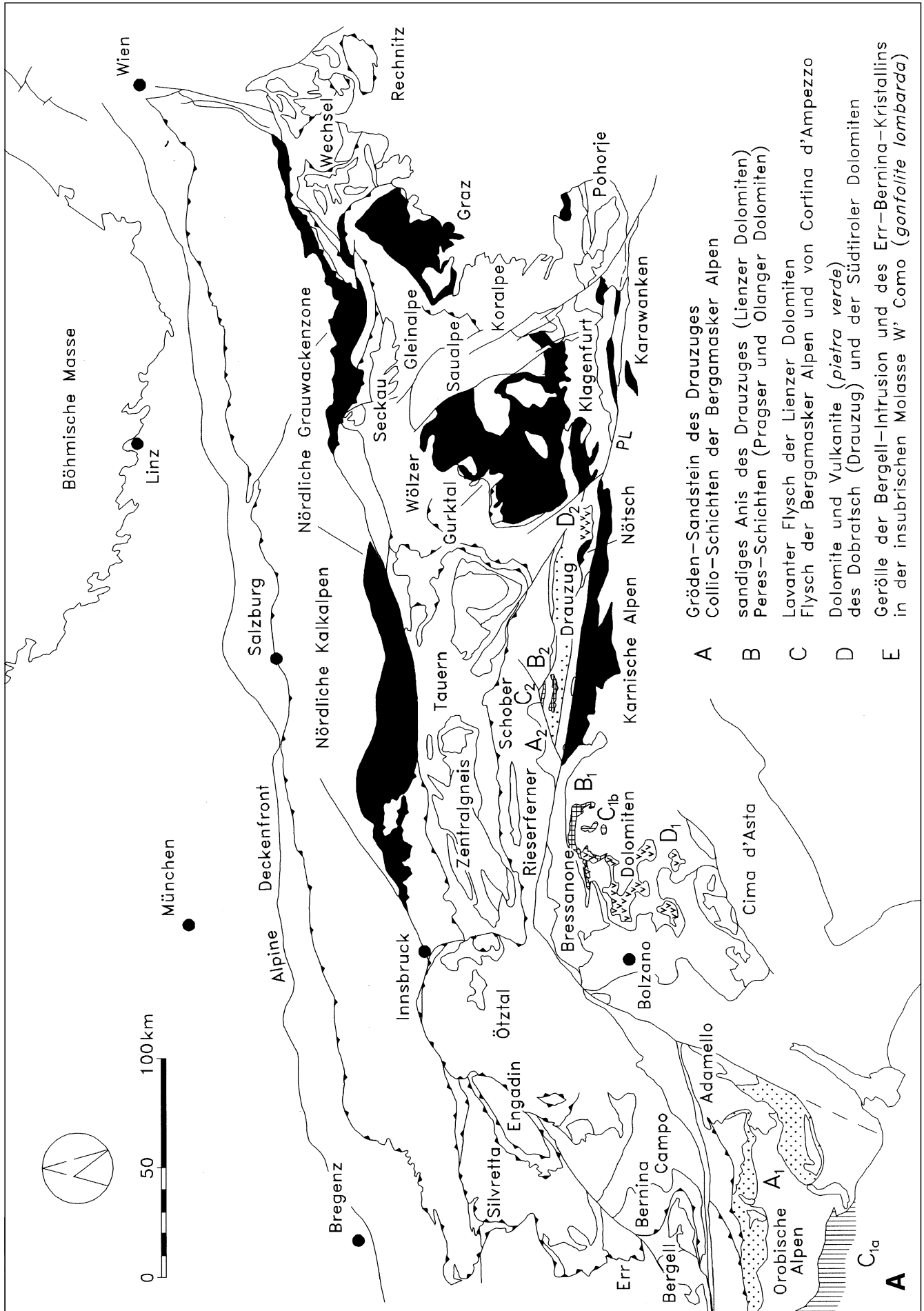
Facies correlation for the evaluation of dextral strike-slip motion along the Periadriatic Lineament under brittle (to semiductile) deformational conditions (European plate is fixed).

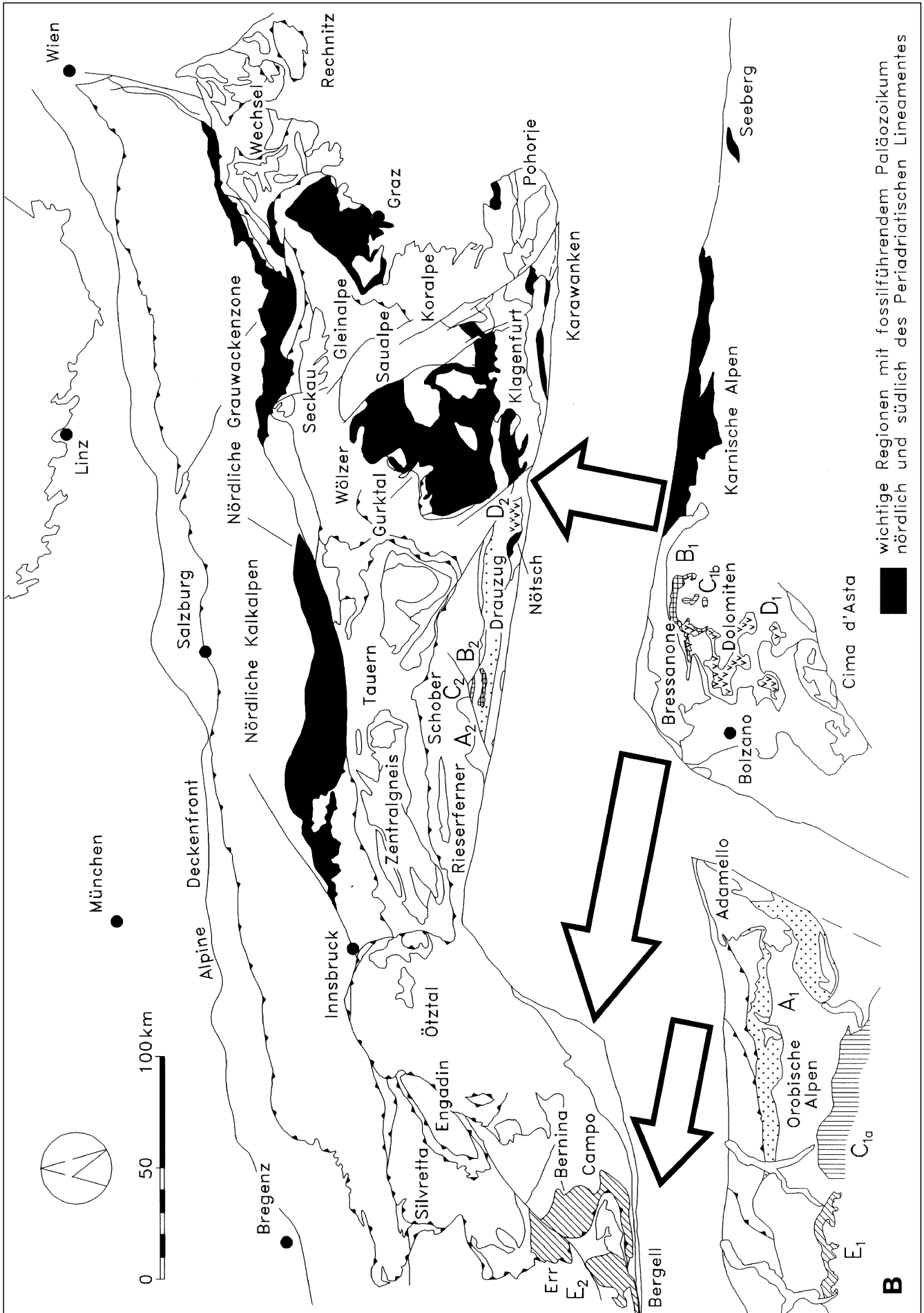
a) Recent starting position.

b) Transpressional displacements since the Oligocene/Miocene boundary.

The dextral strike-slip displacement from the TM lineament analysis and structural analysis is set against the displacements derived from facies correlation between regions lying south and north of the Periadriatic Lineament. The following investigations were considered: A = NIEDERMAYR (1975); B = BECHSTÄDT & BRANDNER (1970); C = SCUDELER BACCELE & SEMENZA (1974); D = TOLLMANN (1977a); E = HEITZMANN (1987b). There is a clear coincidence between structural analysis and facies correlation concerning slip direction and displacement. Vectors (true to scale) represent the transpressional components at the eastern segment of the Periadriatic Lineament (strike-slip displacement 120 km, estimated N–S shortening 20 km). Furthermore, the vector is added for semiductile and brittle motions at the Insubric line and Tonale line since the Miocene (60 to 70 km). After the reconstruction of the Alpidic deformation the Carnic Alps lie on nearly the same meridian as Gurktal Nappe, Northern Karawanken Alps, Graz Paleozoic, and the eastern segment of the Northern Graywacke Zone. Moreover, the Brixen quartz phyllite found its counterpart in the Gailtal metamorphic basement and the Brixen granite lies opposite to the Lesachtal tonalite (for lithology of tectonic units see Fig. 96).

▷ ▶ ▷ (S. 184 + 185)





malspannung annähernd senkrecht zum Streichen der Ostalpen repräsentiert wird. Bei den resultierenden tektonischen Bewegungen handelt es sich ausschließlich um Auf- bzw. Abschiebungen nach NNW.

Während K_4 war sowohl an der Insubrischen Linie im Westen als auch östlich des Untersuchungsgebietes (Seeberg-Überschiebung, POLINSKI, 1991) und im Südalpin (DOGLIONI, 1987; DOGLIONI & BOSELLINI, 1987) ein kompressives Spannungsfeld mit nordgerichteten Überschiebungen maßgeblich (Abb. 98d).

8.3.6. Palinospastische Rekonstruktion der postoligozänen Transpression

Dieser Abschnitt basiert auf der Rückformung der semiduktilen bis spröden alpidischen Bewegungen nach der Intrusion der Tonalitplutone. Die Verschiebungsbeträge auf der Basis der Satellitenbildinterpretation, der mikrokinematischen Gefügeanalyse und der petrogenetischen Ergebnisse (Kap. 5.3.) sowie der Verformungsanalyse (Kap. 4.3.4.) fügen sich gut in den Rahmen paläogeographisch fundierter kinematischer Überlegungen.

In die Rückformung der alpidischen Deformationsphasen seit dem Oligozän gingen folgende berechneten und geschätzten Teilverschiebungsbeträge ein:

- jüngste dextrale Kataklyse K_4 ab dem späten Miozän mit mindestens 8.5 km (vgl. Kap. 5.1.2. und Abb. 65);
- sinistrale Kataklyse K_3 während des frühen Miozäns mit ca. 5 km;
- frühe, wahrscheinlich dextrale Kataklysephasen K_1 und K_2 ab dem Oligozän mit ca. 100 bis 120 km (siehe Kap. 5.3.);
- semiduktile bis duktile, überwiegend dextrale transpressive Scherbewegungen von wenigen km im direkten Anschluß an die Intrusion der Tonalitplutone im Oligozän.

Bei dem Versatzbetrag für die Kataklysephase K_3 handelt es sich nur um eine Abschätzung aufgrund des Geländebefundes. Sieht man die sinistrale Lateralbewegung in Zusammenhang mit dem sinistralen Horizontalverschiebungssystem parallel zur Defereggan-Antholz-Vals-Linie und Tauern-Nordrandstörung (UNZOG, 1989), muß man höhere Versatzbeträge annehmen. Im Untersuchungsgebiet verifizierbar sind sie jedoch nicht. Es besteht außerdem ein deutlicher Unterschied im Verformungsregime zwischen der Defereggan-Antholz-Vals-Linie und dem Periadriatischen Lineament bzw. der Drauzug-Südrandstörung. Daß es sich bei der Tauern-Nordrandstörung (Salzachtal-Längsstörung) überhaupt um eine sinistrale Blattverschiebung handelt, ist nach neueren Untersuchungen von ZADOW (pers. comm.) in Zweifel zu ziehen, die gerade für das spröde Deformationsregime dextrale Lateralbewegungen ergeben.

Einen Widerspruch birgt auch die Tatsache, daß im gesamten Untersuchungsgebiet für das duktile und spröde Verformungsregime nur kinematische Hinweise auf Lateralbewegungen, kombiniert mit Auf- bzw. Überschiebungen der südlichen tektonischen Einheiten, zu verzeichnen sind, daß aber die Südalpen auf jeden Fall gegenüber den Ost- und Westalpen um einige 1000 m abgesunken sein müssen, da jüngere südalpine Gesteinssequenzen auf dem Erosionsniveau der ost- und westalpinen Grundgebirgsblöcke liegen.

Insgesamt ergibt sich für die alpidische Kollisionsorogense seit dem Oligozän eine bereinigte dextrale Scherbewegung von 110 bis 120 km am Periadriatischen Lineament. Es wurde weitgehend berücksichtigt, daß die

Verformung nicht unidirektional ablief, sondern infolge Verformungsaufteilung auch gegenläufige Bewegungskomponenten in Erscheinung traten. Dies gilt für Spröddeformation und duktile Deformation gleichermaßen. Der abgeschätzte Gesamtversatzbetrag aus Satellitenbildauswertung und Gefügeanalyse liegt jedoch in einer Größenordnung, die auch mit vergleichenden Überlegungen zur sedimentären Fazies südlich und nördlich des Periadriatischen Lineamentes gut in Einklang zu bringen ist (siehe Abb. 99). In die vergleichende Betrachtung wurden die Arbeiten von BECHSTÄDT & BRANDNER (1970), SCUDELER BACCELE & SEMENZA (1974), NIEDERMAYR (1975), TOLLMANN (1977a) und HEITZMANN (1987b) einbezogen (siehe auch Kap. 1.4.2.). Dabei handelt es sich nur um eine Auswahl der in der Literatur beschriebenen Untersuchungen, die einen Beitrag zur Kinematik am Periadriatischen Lineament liefern.

Zwischen Ostalpen und Südalpen fehlt ein Krustenstreifen, was am wahrscheinlichsten durch Subduktionsprozesse an einer nach Süden abtauchenden WADATI-BENIOFF-Zone, durch weiträumige Lateralverschiebungen an Transformstörungen oder durch eine Kombination aus beiden geodynamischen Prozessen während der Kontinent-Kontinent-Kollision erklärbar ist. In dieser Rekonstruktion wird von einer N-S-Krustenreduktion am Periadriatischen Lineament von ca. 50 bis 60 km ausgegangen. Die östlichen Südalpen werden an der Judikarienlinie soweit zurückgenommen, bis westliches und östliches Periadriatisches Lineament eine einigermaßen gerade Linie bilden. Eine geringe Rotationskomponente spielt hier noch zusätzlich eine Rolle. Die sinistrale Lateralbewegung an der Judikarienlinie fand gleichzeitig oder kurz nach der Intrusion des Adamello-Tonalits statt (ca. 30 bis 40 Ma; ZARSKE, 1989).

Während am östlichen Periadriatischen Lineament überwiegend Transpression unter Sprödverformungsbedingungen für den Lateralversatz verantwortlich ist, werden der Spröddeformation an der Tonalieinie im Westen nur wenige km dextralen Versatzbetrages zugeschrieben (HEITZMANN, 1987b). Diese Diskrepanz kann man so erklären, daß am östlichen Periadriatischen Lineament höhere Verformungsraten und/oder geringere Hebungsraten wirksam waren. Es sind also heute im Untersuchungsgebiet Gesteinsfolgen exponiert, die überwiegend in einem flacheren Krustenniveau (10 bis 15 km) von der postoligozänen Deformation erfaßt wurden, deren wirksame Verformungsrate nur mehr semiduktile bis spröde Verformung zuließ. Im Gegensatz dazu sind im Westen tiefere Krustenteile angeschnitten. Bereits innerhalb des Gailtalkristallins fällt eine Zunahme der Metamorphosehöhe von Osten nach Westen auf. An der Insubrischen Linie im Westen werden deutlich höhere Hebungsbeträge angenommen, eine Folge der Unterschiebung kontinentaler Kruste während der spätkretazischen Kompression (SCHMID et al., 1987). Beispiel hierfür ist die Obduktion von tiefen südalpinen Krustenteilen wie den granulitfazial metamorphen Mafiten und Ultramafiten der Ivreazone.

An der Insubrischen Linie waren in erster Linie zwei duktile Deformationsereignisse wirksam. Zuerst erfolgte eine Rücküberschiebung der Westalpen auf die Südalpen mit einem Hebungsbetrag von ca. 10 km in 5 Ma, einen normalen geothermischen Gradienten vorausgesetzt. Anschließend bildete sich ein dextrales Blattverschiebungssystem unter duktilen p-T-Bedingungen aus. Indizien für einen duktilen Versatzbetrag von ca. 60 bis 70 km während der letzten 25 Ma ergaben sich aus der lithologischen Bearbeitung der insubrischen Molasse (*gonfolite lombarda*),

die um die Wende Oligozän/Miozän zur Ablagerung kam. Sie enthält Gerölle der weiter östlich gelegenen Bergell-Intrusion und des ostalpinen Err-Bernina-Kristallins (HEITZMANN, 1987b; Abb. 99).

Die Scherbeträge der postoligozänen Deformationsphasen am östlichen Periadriatischen Lineament können nicht beliebig nach Westen extrapoliert werden, da nicht untersucht wurde, welche Krustensegmente an der Judikarienlinie und Peiolinie über- bzw. unterschoben wurden. Die Rückformung stützt sich deshalb auf den lithofaziell begründeten Versatzbetrag von 60 bis 70 km für die Insubrische Linie (HEITZMANN, 1987b). ZARSKÉ (1989) nimmt in seiner kinematischen Analyse an Judikarien-, Tonale- und Peiolinie im östlichen Campokristallin ebenfalls eine minimale Scherweite von 60 km an.

Betrachtet man das Ergebnis der Rückformung der alpidischen Verformungssinkmente seit dem Oligozän, so ist neben den bereits erwähnten lithofaziellen Übereinstimmungen eine auffällige Annäherung wichtiger Regionen fossilführenden Paläozoikums nördlich und südlich des Periadriatischen Lineaments zu nennen. Die Karnischen Alpen kommen ungefähr auf dem Meridian der Gurktaler Decke, der nördlichen Karawanken, des Grazer Paläozoikums und des Ostabschnittes der Nördlichen Grauwackenzone zu liegen. Besonders die Ähnlichkeit zwischen der steirischen Nördlichen Grauwackenzone und dem Paläozoikum der Karnischen Alpen wurde bereits mehrfach beschrieben (z.B. SCHÖNLAUB & HEINISCH, 1993). Vor dem Aufstieg der Tauern im Miozän bestand möglicherweise zwischen beiden ein Zusammenhang, der inzwischen erodiert wurde.

Außerdem findet der Brixener Quarzphyllit seine Entsprechung in den Quarzphylliten des östlichen Gailtalkristallins, der Brixener Granit liegt dem Lesachtalpluton gegenüber, und den Granit-Orthogneis des Pfanneggs (vgl. Kap. 2.2.3.2.) kann man als Pendant zu den Orthogneisen des Adamelloplutons ansehen. Diese Indizien untermauern das Ergebnis der kinematischen Analyse mit einem Gesamtversatz von 120 km seit dem Oligozän.

Dank

Die vorliegende Dissertation entstand auf Anregung von Prof. Dr. H. HEINISCH. Er verfolgte meine Arbeit mit großem Interesse und war ein immer ansprechbarer, kritischer und kompetenter Gesprächspartner. Prof. Dr. H. MILLER unterstützte diese Arbeit durch die sehr lange Bereitstellung eines Arbeitsplatzes und die Erlaubnis, die Institutseinrichtungen zu benutzen.

Prof. Dr. E. WALLBRECHER und Dr. W. UNZOG (Graz) danke ich für die Meßzeit am Mikroskop-Photometer, die zahlreichen PC-Programme und für hilfreiche Diskussionen, Dr. H. FRITZ (Graz) für die Röntgentexturgenometermessungen.

Dr. J. HENKEL war mir bei der Erstellung der Satellitenbilder behilflich. Dr. T. FRITZER gab mir manchen Tip bei den Universaldrehtischmessungen und Verformungsanalysen, Dr. S. WAGNER bei der Interpretation der geochemischen Daten.

Dr. K. TECHMER (Göttingen) und Dr. N. KOCH führten die REM- und TEM-Untersuchungen durch und waren bei der Daten- und Bildinterpretation behilflich.

K. PASCHERT danke ich für die Erstellung der REE-Analysen, Prof. Dr. K. WEBER-DIEFENBACH für einen Teil der Hauptelementanalysen. Prof. Dr. M. SATIR und R. BEIDERBECK (Garching) erstellten den anderen Teil der Hauptelementanalysen und die Spurenelementanalysen.

Bei der Ausführung der Zeichenarbeiten unterstützten mich dankenswerterweise S. HUPAK und H. FELSKE, bei den Fotoarbeiten L. HAUCK.

Diese Arbeit wurde durch die Deutsche Forschungsgemeinschaft (DFG-Projekt He 1270/4-1) und die Geologische Bundesanstalt Wien im Rahmen der geologischen Landesaufnahme für die Blätter 195 Sillian und 196 Obertilliach sowie im Rahmen der Grundlagenforschung am Periadriatischen Lineament gefördert.

Für den regen Gedankenaustausch, die gute Zusammenarbeit und das gute Arbeitsklima danke ich meinen Mitdoktoranden Dr. P. SCHLAEGEL-BLAUT, C. VON SEIDLIN und A. ZADOW.

Meiner Familie danke ich für die Geduld, mit der sie das Entstehen dieser Dissertation begleitete.

Ermütigt durch das Lehrbuch von Prof. Dr. G.H. EISBACHER (Karlsruhe), habe ich mich entschlossen, soweit möglich, die deutschen Fachausdrücke zu verwenden. Wo es zur Verdeutlichung sinnvoll erschien, wurden im Text englische Begriffe ergänzt. Englischsprachige Leser können sich an Hand einer ausführlichen englischen Zusammenfassung und englischer Abbildungstexte einen Überblick verschaffen.

Literatur

- AGER, D.V. (1980): The Geology of Europe. – 535 p., McGraw-Hill, London.
- AHORNER, L. (1978): Horizontal Compressive Crustal Stresses in Central Europe. – In: H. CLOSS, D. ROEDER & K. SCHMIDT (Eds.), Alps, Apennines, Hellenides, 17–19, Schweizerbart, Stuttgart.
- AHORNER, L., BAIER, B. & BONJER, K.P. (1983): General pattern of seismotectonic dislocation and the earthquake stress field in Central Europe between the Alps and the North Sea. – In: K. FUCHS, K. VON GEHLEN, H. MÄLZER, H. MURAWSKI & A. SEMMEL (Eds.), Plateau Uplift. The Rhenish Shield – A Case History, 187–197, New York.
- AHRENDT, H. (1980): Die Bedeutung der Insubrischen Linie für den tektonischen Bau der Alpen. [The Insubric Line: its significance in the tectonic development of the Alps]. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **160/3**, 336–362, Stuttgart.
- ALBERTON, D.H.M., PEARCE, J.A. & POTTS, P.J. (1980): Rare earth element mobility during granite alteration: evidence from southwest England. – Earth planet. Sci. Lett., **49**, 149–165, Amsterdam.
- ALKER, A., CLAR, E., FRITSCH, W., HOMANN, O., KAHLER, F., KRAJICEK, E., MEIXNER, H., MURBAN, K., SCHARBERT, H.G., SCHMIDEGG, O., WEISS, E.H. & WIESENER, H. (1962): Ein Vorschlag zur qualitativen und quantitativen Klassifikation der kristallinen Schiefer. – N. Jb. Miner. Abh., **7**, 163–172, Stuttgart.
- ALKER, A., HERITSCH, H., PAULITSCH, P. & ZEDNICEK, W. (1952): Malchite aus dem Gailtal. Teil I–VI. – Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math-naturw. Kl., Abt. I, **161**, 645–783, Wien.
- ALLEN, A.R. (1979): Mechanism of frictional fusion in fault zones. – J. Struct. Geol., **1/3**, 231–243, Oxford.
- ANGELIER, J. & MECHLER, P. (1977): Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des dièdres droits. – Bull. Soc. géol. France (7) **XIX**, 1309–1318, Paris.
- ANGENHEISTER, G., BÖGEL, H. & MORTEANI, G. (1975): Die Ostalpen im Bereich einer Geotraverse vom Chiemsee bis Vincenza. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **148/1**, 50–137, Stuttgart.
- ARIC, K., GUTDEUTSCH, R., LEICHTER, B., LENHARDT, W., PLOMEROVÁ, J., BABUSKA, V., PAJDUSÁK, P. & NIXDORF, U. (1989): Structure of the lithosphere in the Eastern Alps derived from P-residual analysis. – Arb. Zentralanst. f. Meteorologie u. Geodynamik, **73**, 26 S., Wien.
- BABAIE, H.A. (1986): A comparison of two-dimensional strain analysis methods using elliptical grains. – J. Struct. Geol., **8/5**, 585–587, Oxford.
- BACHTADSE, V. & BRIDEN, J.C. (1990): Palaeomagnetic constraints on the position of Gondwana during Ordovician to Devonian times. – In: W.S. MCKERROW & C.R. SCOTSE (Eds.), Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography, Geol. Soc. Mem., **12**, 43–48, London.
- BANKS, D.A., DAVIES, G.R., YARDLEY, B.W.D., MCCAIG, A.M. & GRANT, N.T. (1991): The chemistry of brines from an Alpine thrust system in the Central Pyrenees: An application of fluid inclusion analysis to the study of fluid behaviour in orogenesis. – Geochim. Cosmochim. Acta, **55**, 1021–1030, New York.
- BARROW, G. (1893): On an intrusion of biotite-muscovite gneiss in the south-east Highlands of Scotland and its accompanying metamorphism. – Q. Jl. geol. Soc. Lond., **49**, 330–358, London.

- BARTLETT, W.L., FRIEDMAN, M. & LOGAN, J.M. (1981): Experimental folding and faulting of rocks under confining pressure. Part IX. Wrench faults in limestone layers. – *Tectonophysics*, **79**, 255–277, Amsterdam.
- BATCHELOR, R.A. & BOWDEN, P. (1985): Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. – *Chem. Geol.*, **48**, 43–55, Amsterdam.
- BAU, M. (1991): Rare-earth element mobility during hydrothermal and metamorphic fluid-rock interaction and the significance of the oxidation state of europium. – *Chem. Geol.*, **93**, 219–230, Amsterdam.
- BAUER, F.K. (1980): Das Permomesozoikum des Drauzuges. – In: R. OBERHAUSER (Ed.), *Der Geologische Aufbau Österreichs*, 413–422, Wien.
- BAUER, F.K. & SCHERMANN, O. (1984): Das Periadriatische Lineament in den Karawanken. – *Jb. Geol. B.-A.*, **127/3**, 299–305, Wien.
- BEACH, A. (1976): The interrelations of fluid transport, deformation, geochemistry and heat flow in early Proterozoic shear zones in the Lewisian complex. – *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, **A 280**, 569–604, London.
- BECHSTÄDT, T. (1978): Faziesanalyse permischer und triadischer Sedimente des Drauzuges als Hinweise auf eine großräumige Lateralverschiebung innerhalb des Ostalpins. – *Jb. Geol. B.-A.*, **121**, 1–121, Wien.
- BECHSTÄDT, T. & BRANDNER, R. (1970): Das Anis zwischen St. Vigil und dem Höhlensteintal (Pragser und Olaner Dolomiten, Südtirol). – *Festbd. Geol. Inst.*, 300-Jahr-Feier Univ. Innsbruck, 9–103, Innsbruck.
- BECKER, L.P., FRANK, W., HÖCK, V., KLEINSCHMIDT, G., NEUBAUER, F., SASSI, F.P. & SCHRAMM, J.-M. (1987): Outlines of the pre-Alpine metamorphic events in the Austrian Alps. – In: H.W. FLÜGEL, F.P. SASSI & P. GRECULA, (Eds.), *Pre-Variscan and Variscan events in the Alpine-Mediterranean mountain belts*, Mineralia slovacica – Monography, 69–106, Bratislava.
- BECKMANN, U.-J. (1985): Geologische und petrographisch-geochemische Untersuchung der Metabasite des Gailtalkristallins nördlich von Tröpolach (Kärnten/Austria). – Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. München, 120 S., München.
- BEHRMANN, J.H. & PLATT, J.P. (1982): Sense of nappe emplacement from quartz c-axis fabrics; an example from the Betic Cordilleras (Spain). – *Earth planet. Sci. Lett.*, **59**, 208–215, Amsterdam.
- BELL, A.M. & HAMMOND, R.L. (1984): On the internal geometry of mylonite zones. – *J. Geol.*, **92**, 667–686, Chicago.
- BELL, T.H. & JOHNSON, S.E. (1989): Porphyroblast inclusion trails: the key to orogenesis. – *J. metamorphic Geol.*, **7**, 279–310, Oxford.
- BELLIENI, G., PECCERILLO, A. & POLI, G. (1981): The Vedrette di Ries (Rieserferner) Plutonic Complex: Petrological and Geochemical Data Bearing on Its Genesis. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **78**, 145–156, Berlin.
- BERGERAT, F. (1987): Stress fields in the European platform at the time of Africa-Eurasia collision. – *Tectonics* **6/2**, 99–132, Washington.
- BERTHÉ, D., CHOUKROUNE, P. & JEGOUZO, P. (1979): Orthogneiss, mylonite and non-coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican Shear Zone. – *J. Struct. Geol.*, **1/1**, 31–42, Oxford.
- BLACIC, J.D. (1975): Plastic-deformation mechanisms in quartz: the effect of water. – *Tectonophysics*, **27**, 271–294, Amsterdam.
- BLENKINSOP, T.G. (1989): Thickness-displacement relationships for deformation zones: discussion. – *J. Struct. Geol.*, **11/8**, 1051–1053, Oxford.
- BÖGEL, H. (1975): Zur Literatur über die „Periadriatische Naht“. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1975/2–3**, 163–199, Wien.
- BÖGEL, H. & SCHMIDT, K. (1976): *Kleine Geologie der Ostalpen*. – 231 S., Ott, Thun.
- BORG, I., FRIEDMAN, M., HANDIN, J.W. & HIGGS, D.V. (1960): Experimental deformation of St. Peter Sand: A Study of Cataclastic Flow. – In: D.T. GRIGGS & J.W. HANDIN (Eds.), *Rock Deformation*, *Geol. Soc. Am. Mem.*, **79**, 133–191, New York.
- BORIANI, A., COLOMBO, A. & MACERA, P. (1985): Radiometric geochronology of Central Alps. – *Rend. Soc. It. Miner. Petr.*, **40**, 139–186, Milano.
- BORSI, S., D'AMICO C. & DEL MORO, A. (1974): Studio radiometrico delle rocce intrusive del massiccio di Cima d'Asta (Trentino). – *Mem. Soc. Geol. It.*, **13**, 145–159, Pisa.
- BORSI, S., DEL MORO, A. & FERRARA, G. (1972): Età radiometriche delle rocce intrusive del massiccio di Bressanone-Ivigna-Monte Croce (Alto Adige). – *Boll. Soc. Geol. It.*, **91**, 387–406, Pisa.
- 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. It.*, **12**, 549–571, Pisa.
- BORSI, S., DEL MORO, A., SASSI, F.P. & ZIRPOLI, G. (1978): On the age of the periadriatic Rensen massif (Eastern Alps). – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **5**, 267–272, Stuttgart.
- BORSI, S., DEL MORO, A., SASSI, F.P. & ZIRPOLI, G. (1979): On the age of the Vedrette di Ries (Rieserferner) massif and its geodynamic significance. – *Geol. Rundsch.*, **68/1**, 41–60, Stuttgart.
- BORSI, S., FERRARA, G. & TONGIORGI, E. (1966): Rb/Sr and K/Ar ages of intrusive rocks of Adamello and M. Sabion (Trentino, Italy). – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **1**, 54–57, Amsterdam.
- BOSELLINI, A. (1965): Lineamenti strutturali delle Alpi Meridionali durante il Permo-Trias e alcune considerazioni sui possibili rapporti con la tettonica alpidica. – *Memorie del Museo Storia Naturale della Venezia Tridentina*, **XXVIII**, **15**, 1–68, Trento.
- BOSELLINI, A. (1991): Geology of the Dolomites: An Introduction. – Dolomieu Conference on Carbonate Platforms and Dolomitization, Ortisei, Val Gardena, September 1991, 43 p.
- BOUCHEZ, J.-L. (1977): Plastic deformation of quartzites at low temperature in an area of natural strain gradient. – *Tectonophysics*, **39**, 25–50, Amsterdam.
- BOUCHEZ, J.-L., LISTER, G.S. & NICOLAS, A. (1983): Fabric asymmetry and shear sense in movement zones. – *Geol. Rundsch.*, **72/2**, 401–419, Stuttgart.
- BOUCHEZ, J.-L. & PECHER, A. (1981): The Himalayan Main Central Thrust pile and its quartz-rich tectonites in central Nepal. – In: G.S. LISTER, H.-J. BEHR, K. WEBER & H.J. ZWART (Eds.), *The Effect of Deformation on Rocks*, *Tectonophysics*, **78**, Spec. Issue, 23–50, Amsterdam.
- BOULTER, C.A. (1982): Progressive development of cleavage in mature arenite. – In: G.J. BORRADAILE, M.B. BAYLY, C. MCA. POWELL (Eds.), *Atlas of Deformational and Metamorphic Rock Fabrics*, 216–217, Springer, Berlin.
- BOWDEN, P., BATCHELOR, R.A., CHAPPELL, B.W., DIDIER, J. & LA-MEYRE, J. (1984): Petrological, geochemical and source criteria for the classification of granitic rocks: a discussion. – *Phys. Earth Planet. Inter.*, **35**, 1–11, Amsterdam.
- BREUNINGER, A. (1985a): Das Kristallin des Lesachtales zwischen Podlanigbach und Strajach (Kärnten, Österreich) – Kartierbeschreibung. – Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. München, Teil I, 31 S., München.
- BREUNINGER, A. (1985b): Die Badstub-Brekzie im Karbon von Nötsch (Gailtal, Kärnten, Österreich) – Petrographie, Geochemie, Tektonik. – Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. München, Teil II, 65 S., München.
- BRGM-BEICIP (1978): La chaîne des Alpes vue de Satellite à 1/1 000 000. – BRGM, Orléans.
- BRUNEL, M. (1980): Quartz fabrics in shear-zone mylonites: evidence for a major imprint due to late strain increments. – *Tectonophysics*, **64**, T33–T44, Amsterdam.
- BÜCHERL, K. (1986): Untersuchungen zur Genese des Gailtalkristallins im oberen Lesachtal (Osttirol/Kärnten, Österreich). – Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. München, 122 S., München.
- BUCHROITHNER, M. (1984): Quantitative evaluation of the major fracture pattern in Austria. – *Geol. Rundsch.*, **73**, 399–418, Stuttgart.
- BUGGISCH, W. (1978): Die Grödener Schichten (Perm, Südalpen). Sedimentologische und geochemische Untersuchungen zur Unterscheidung mariner und kontinentaler Sedimente. – *Geol. Rundsch.*, **67/1**, 149–180, Stuttgart.

- BUNGE, H.J. (1969): *Mathematische Methoden der Texturanalyse*. – 330 S., Akademie-Verlag, Berlin.
- BUNGE, H.J. & WENK, H.R. (1977): Three-dimensional texture analysis of three quartzites (trigonal crystal and triclinic specimen symmetry). – *Tectonophysics*, **40**, 257–285, Amsterdam.
- BURKE, K. & SENGÖR, A.M.C. (1986): Tectonic escape in the evolution of the continental crust. – In: M. BARAZANGI & L. BROWN (Eds.), *Reflection Seismology: The Continental Crust*, Geodyn. Ser., **14**, 41–53, Washington and Boulder.
- BYERLEE, J.D., MEJACHKIN, V., SUMMERS, R. & VOEVODA, O. (1978): Structures developed in fault gouge during stable sliding and stick-slip. – *Tectonophysics*, **44**, 161–171, Amsterdam.
- CARDWELL, R.K., CHINN, D.S., MOORE, G.F. & TURCOTTE, D.L. (1978): Frictional heating on a fault zone with finite thickness. – *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **52**, 525–530, Oxford.
- CARTER, N.L., CHRISTIE, J.M. & GRIGGS, D.T. (1964): Experimental deformation and recrystallization of quartz. – *J. Geol.*, **72**, 687–733, Chicago.
- CARULLI, G.B., NICOLICH, R., REBEZ, A. & SLEJKO, D. (1990): Seismotectonics of the Northwest External Dinarides. – *Tectonophysics*, **179**, 11–25, Amsterdam.
- CHESTER, F.M., FRIEDMAN, M. & LOGAN, J.M. (1985): Foliated cataclasesites. – *Tectonophysics*, **111**, 139–146, Amsterdam.
- CHOUKROUNE, P. & GAPAIS, D. (1983): Strain pattern in the Aar Granite (Central Alps): orthogneiss developed by bulk inhomogeneous flattening. – *J. Struct. Geol.*, **5/3–4**, 411–418, Oxford.
- CLAR, E. (1953): Zur Einfügung der Hohen Tauern in den Ostalpenbau. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1953**, 93–104, Wien.
- CONDIE, K.C. (1989): *Plate Tectonics and Crustal Evolution*. – 3rd ed., 476 p., Pergamon, Oxford.
- COOMBS, D.S. (1961): Some recent work on the lower grades of metamorphism. – *Australian J. Sci.*, **24**, 203–215, Sydney.
- CORNELIUS-FURLANI, M. (1955): Beiträge zur Kenntnis der Schichtfolge und Tektonik der Lienzer Dolomiten II. – *Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss., math.-nat. Kl.*, **164/3**, 131–144, Wien.
- CORNELIUS-FURLANI, M. (1960): Contributo alla conoscenza della geologia della cosiddetta zona a radici austridi occidentale e centrale. – *Ann. Univ. Ferrara, N. S., Scienze Geol. e Min.*, **III/6**, 105–117, Ferrara.
- CORRENS, C.W. (1968): *Einführung in die Mineralogie*. – 2. Aufl., 458 S., Springer, Berlin.
- COX, S.F. & ETHERIDGE, M.A. (1989): Coupled grain-scale dilatancy and mass transfer during deformation at high fluid pressures: examples from Mount Lyell, Tasmania. – *J. Struct. Geol.*, **11/1–2**, 147–162, Oxford.
- CRESPI, J.M. (1986): Some guidelines for practical application of Fry's method of strain analysis. – *J. Struct. Geol.*, **8**, 799–808, Oxford.
- CROSS, C.W., IDDINGS, J.P., PIRSSON, L.V. & WASHINGTON, H.S. (1902): A quantitative chemico-mineralogical classification and nomenclature of igneous rocks. – *J. Geol.*, **10**, 555–690, Chicago.
- CULLERS, R.L. & GRAF, J.L. (1984): Rare earth elements in igneous rocks of the continental crust: intermediate and silicic rocks – ore petrogenesis. – In: R. HENDERSON (Ed.), *Rare Earth Element Geochemistry*, **2**, 275–316, Elsevier, Amsterdam.
- DAL CIN, R. (1972): I conglomerati tardo-paleozoici post-ercinici delle Dolomiti. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1972**, 47–74, Wien.
- DEER, W.A., HOWIE, R.A. & ZUSSMAN, J. (1966): *An Introduction to the Rock Forming Minerals*. – 528 p., Longman, London.
- DE GRACIANSKY, P.C. (1993): Basement-Cover Relationship in the Western Alps. Constraints for Pre-Triassic reconstructions. – In: J.F. VON RAUMER & F. NEUBAUER (Eds.), *Pre-Mesozoic Geology in the Alps*, 7–28, Springer, Berlin.
- DE LA ROCHE, H., LETERRIER, J., GRANDCLAUDE, P. & MARCHAL, M. (1980): A classification of volcanic and plutonic rocks using R_1 R_2 -diagram and major-element analyses – Its relationships with current nomenclature. – *Chem. Geol.*, **29**, 183–210, Amsterdam.
- DEL MORO, A., PARDINI, G., QUERCIOLO, C., VILLA, I.M. & CALLEGARI, E. (1983): Rb/Sr and K/Ar chronology of Adamello granitoids, southern Alps. – *Mem. Soc. Geol. It.*, **26**, 285–299, Roma.
- DEL MORO, A., SASSI, F.P. & ZIRPOLI, G. (1980): Preliminary results on the radiometric age of the Hercynian metamorphism in the South Alpine basement of the Eastern Alps. – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **12**, 707–718, Stuttgart.
- DELEON, G. (1969): A review of absolute age determination on granites from Yugoslavia. – *Radovi Inst. geol.*, **6**, 1–58, Beograd.
- DENNIS, J.G. & JACOBY, W.R. (1980): Geodynamic processes and deformation in orogenic belts. – *Tectonophysics*, **63**, 261–273, Amsterdam.
- DE PAOR, D.G. (1988): R_f/ϕ_r strain analysis using an orientation net. – *J. Struct. Geol.*, **10/4**, 323–333, Oxford.
- DERCOURT, J., ZONENSHAIN, L.P., RICOU, L.-E., KAZMIN, V.G., LE PICHON, X., KNIPPER, A.L., GRANDJACQUET, C., SBORTSHIKOV, I.M., GEYSSANT, J., LEVRIER, C., PECHERSKY, D.H., BOULIN, J., SIBOUET, J.C., SAVOSTIN, L.A., SOROKHTIN, O., WESTPHAL, M., BAZHENOV, M.L., LAUER, J.P. & BIJU-DUVAL, B. (1986): Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. – *Tectonophysics*, **123**, 241–315, Amsterdam.
- DEUTSCH, A. (1984): Young Alpine dykes south of the Tauern Window (Austria): a K-Ar and Sr isotope study. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **85**, 45–57, Berlin.
- DEWEY, J.F. (1988): Extensional collapse of orogens. – *Tectonics*, **7**, 1123–1139, Washington.
- DEWEY, J.F., HELMAN, M.L., TURCO, E., HUTTON, D.H.W. & KNOTT, S.D. (1989): Kinematics of the western Mediterranean. – In: M.P. COWARD, D. DIETRICH & R.G. PARK (Eds.), *Alpine Tectonics*, *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*, **45**, 265–283, Blackwell, Oxford.
- DODSON, M.H. (1979): Theory of cooling ages. – In: E. JÄGER & J.C. HUNZIKER (Eds.), *Lectures in Isotope Geology*, 194–202, Springer, Berlin.
- DOGLIONI, C. (1987): Tectonics of the Dolomites (Southern Alps, Northern Italy). – *J. Struct. Geol.*, **9/2**, 181–193, Oxford.
- DOGLIONI, C. & BOSELLINI, A. (1987): Eoalpine and mesoalpine tectonics in the Southern Alps. – *Geol. Rundsch.*, **76/3**, 735–754, Stuttgart.
- DONATH, F.A. (1961): Experimental study of shear failure in anisotropic rocks. – *Geol. Soc. Am. Bull.*, **72**, 982–990, Boulder.
- DRIMMEL, J. (1980): Rezente Seismizität und Seismotektonik des Ostalpenraumes. – In: R. OBERHAUSER (Ed.), *Der Geologische Aufbau Österreichs*, 507–527, Springer, Wien.
- DUNNET, D. & SIDDANS, A.W.B. (1971): Non-random sedimentary fabrics and their modification by strain. – *Tectonophysics*, **12**, 307–325, Amsterdam.
- DUPUY, C., DOSTAL, J. & FRATTA, M. (1982): Geochemistry of the Adamello Massif (Northern Italy). – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **80**, 41–48, Heidelberg.
- DURNEY, D.W. & RAMSAY, J.G. (1973): Incremental strains measured by syntectonic crystal growths. – In: K.A. DEJONG & R. SCHOLTEN (Eds.), *Gravity and Tectonics*, 67–96, Wiley & Sons, New York.
- EISBACHER, G.H. (1991): *Einführung in die Tektonik*. – 310 S., Enke, Stuttgart.
- EISBACHER, G.H. (1970): *Deformation Mechanics of Mylonitic Rocks and Fractured Granites in Cobequid Mountains, Nova Scotia, Canada*. – *Geol. Soc. Am. Bull.*, **81**, 2009–2020, Boulder.
- EL BOUSEILY, A.M. & EL SOKKARY, A.A. (1975): The relation between Rb, Ba and Sr in granitic rocks. – *Chem. Geol.*, **16**, 207–219, Amsterdam.
- ELLIOTT, D. (1970): Determination of finite strain and initial shape from deformed elliptical objects. – *Geol. Soc. Am. Bull.*, **81**, 2221–2236, Boulder.
- ELLIOTT, D. (1973): Diffusion flow laws in metamorphic rocks. – *Geol. Soc. Am. Bull.*, **84**, 2645–2664, Boulder.
- ELLIOTT, D. (1976): The energy balance and deformation mechanisms of thrust sheets. – *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, **A 283**, 289–312, London.
- ENGLAND, P.C. & THOMPSON, A. (1986): Some thermal and tectonic models for crustal melting in continental collision zones. – In: M.P. COWARD & A.C. RIES (Eds.), *Collision Tectonics*, *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*, **19**, 83–94, Blackwell, Oxford.

- ERICKSON, S.G. & WILTSCHKO, D.V. (1989): Spatially heterogeneous strength in a thrust fault zone: Field evidence and a model. – *EOS, Trans. Am. Geophys. Un.*, **70**, 1367, Washington.
- ERMANOVICS, I.F., HELMSTAEDT, H. & PLANT, A.G. (1972): An occurrence of Archean pseudotachylite from southeastern Manitoba. – *Can. J. Earth Sci.*, **9**, 257–265, Ottawa.
- ERSLEV, E.A. (1988): Normalized center-to-center strain analysis of packed aggregates. – *J. Struct. Geol.*, **10/2**, 201–209, Oxford.
- ERSLEV, E.A. & GE, H. (1990): Least-squares center-to-center and mean object ellipse fabric analysis. – *J. Struct. Geol.*, **12/8**, 1047–1059, Oxford.
- ETCHECOPAR, A. (1977): A plane kinematic model of progressive deformation in a polycrystalline aggregate. – *Tectonophysics*, **39**, 121–139, Amsterdam.
- ETCHECOPAR, A. & VASSEUR, G. (1987): A 3-D kinematic model of fabric development in polycrystalline aggregates: comparisons with experimental and natural examples. – *J. Struct. Geol.*, **9/5–6**, 705–717, Oxford.
- EVANS, J.P. (1988): Deformation mechanisms in granitic rocks at shallow crustal levels. – *J. Struct. Geol.*, **10/5**, 437–443, Oxford.
- EVANS, J.P. (1990): Thickness-displacement relationships for fault zones. – *J. Struct. Geol.*, **12/8**, 1061–1065, Oxford.
- EXNER, C. (1972): Geologie der Karawankenplutone östlich Eisenkappel, Kärnten. – *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **64**, 1–108, Wien.
- EXNER, C. (1976): Die geologische Position der Magmatite des periadriatischen Lineamentes. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1976**, 3–64, Wien.
- FAIRBAIRN, H. W. (1949): *Structural Petrology of Deformed Rocks*. – 2nd ed., 344 p., Addison-Wesley, Cambridge.
- FERNECK, W. (1989): Zur Geologie des oberen Lesachtals zwischen M. Luggau und St. Lorenzen, mit einem Beitrag zur Drauzugsüdrandstörung als Beispiel einer komplexen Deformationszone (Kärnten, Österreich). – Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. München, 72 S., München.
- FERRARA, G. (1962): Prima risultati e considerazioni sulla datazione assoluta di rocce intrusive del massiccio dell'Adamello. – *Atti Soc. Tosc. Sc. Nat (A) II*, 1–11, Pisa.
- FERRARA, G., HIRT, B., LEONARDI, P. & LONGINELLI, A. (1962): Datazione assoluta di alcune rocce del massiccio intrusivo di Cima d'Asta. – *Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. (A) LXIX*, fasc. 2, 1–15, Pisa.
- FIGEWEIL, E. (1979): Über das Vorkommen von Wiederholungsbeben in Mitteleuropa. – *Arb. Zentralanst. f. Meteorologie u. Geodynamik*, **39**, 20 S., Wien.
- FISHER, R.A. (1953): Dispersion on a sphere. – *Proc. R. Soc. Lond. (A)* **217**, 295–305, London.
- FLAJS, G. & SCHÖNLAUB, H.P. (1976): Die biostratigraphische Gliederung des Altpaläozoikums am Polster bei Eisenerz (Nördliche Grauwackenzone, Österreich). – *Verh. Geol. B.-A.*, **1976**, 257–303, Wien.
- FLEET, A.J. (1984): Aqueous and sedimentary geochemistry of rare earth elements. – In: R. HENDERSON (Ed.), *Rare Earth Element Geochemistry, Developments in Geochemistry 2*, 343–373, Amsterdam.
- FLINN, D. (1962): On folding during three-dimensional progressive deformation. – *Q. Jl. geol. Soc. Lond.*, **118**, 385–433, London.
- FOURCADE, S., MARQUER, D. & JAVOY, M. (1989): ¹⁸O/¹⁶O variations and fluid circulation in a deep shear zone: The case of the Alpine ultramylonites from the Aar massif (Central Alps, Switzerland). – *Chem. Geol.*, **77**, 119–131, Amsterdam.
- FRANCIS, P.W. (1972): The pseudotachylite problem. – *Comments Earth Sci. (Geophys.)*, **3**, 35–53, London.
- FRIEDMAN, M., LOGAN, J.M. & RIGERT, J.A. (1974): Glass-indurated quartz gouge in sliding friction experiments on sandstone. – *Geol. Soc. Am. Bull.*, **85**, 1515–1522, Boulder.
- FRISCH, W. & NEUBAUER, F. (1989): Pre-Alpine terranes and tectonic zoning in the eastern Alps. – In: R.D. DALLMEYER (Ed.), *Terranes in the Circum-Atlantic Paleozoic Orogens*, *Am. Geol. Soc. Spec. Pap.*, **230**, 91–100, Boulder.
- FRITSCH, W., MEIXNER, H. & WIESENER, H. (1967): Zur quantitativen Klassifikation der kristallinen Schiefer. – *N. Jb. Miner. Mh.*, **26**, 364–376, Stuttgart.
- FRITZER, T. (1991): Das Guaçu-Lineament und die orogene Entwicklung des zentralen Ribeira-Belts (Espírito Santo, Brasilien). – *Münchener Geol. Hefte*, **2**, 196 S., München.
- FRY, N. (1979): Density distribution techniques and strained length methods for determination of finite strains. – *J. Struct. Geol.*, **1**, 221–229, Oxford.
- FYFE, W.S. & KERRICH, R. (1985): Fluids and thrusting. – In: Y. KITANO (Ed.), *Water-Rock Interaction*, *Chem. Geol.*, **49**, 353–362, Amsterdam.
- GAMOND, J.F. (1987): Bridge structures in fault zones. – *J. Struct. Geol.*, **9/5–6**, 609–620, Oxford.
- GARCIA CELMA, A. (1982): Domainal and fabric heterogeneities in the Cap de Creus quartz mylonites. – *J. Struct. Geol.*, **4**, 443–455, Oxford.
- GATES, A.E., SPEER, J.A. & PRATT, T.L. (1988): The Alleghanian southern Appalachian Piedmont: a transpressional model. – *Tectonics*, **7/6**, 1307–1324, Washington.
- GEBRANDE, H., HÄGE, H., MILLER, H., MÜLLER, G. & SCHMEDES, E. (1978): Aftershock investigations and fault-plane solutions of the Friuli earthquakes 1976. – In: H. CLOSS, D. ROEDER & K. SCHMIDT (Eds.), *Alps, Apennines, Hellenides*, 173–177, Schweizerbart, Stuttgart.
- GEIGER, A. (1985): Zur Geologie und Petrographie des Gailtalkristallins südlich von Weißbriach. – Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. München, 134 S., München.
- GENDZWILL, D.J. & STAUFFER, M.R. (1981): Analysis of triaxial ellipsoids: their shapes, plane sections and plane projections. – *Math. Geol.*, **13**, 135–152, New York.
- GEYER, G. (1897): Ein Beitrag zur Stratigraphie und Tektonik der Gailthaler Alpen in Kärnten. – *Jb. k. k. geol. R.-A.*, **295–364**, Wien.
- GEYER, G. (1901): Oberdrauburg – Mauthen. Geologische Spezialkarte 1 : 75.000 der Österreichisch-ungarischen Monarchie. – Mit Erl., 85 S., Wien.
- GEYER, G. (1902): Sillian und St. Stefano del Comelico. Geologische Spezialkarte 1 : 75.000 der Österreichisch-Ungarischen Monarchie. – Mit Erl., 50 S., Wien.
- GIESE, P. (1980): Krustenstruktur der Alpen. Ein Überblick verbunden mit einigen tektonischen Betrachtungen. – *Berl. geowiss. Abh. (A)* **20**, 51–64, Berlin.
- GIESE, P. (1985): The structure of the upper lithosphere between the Ligurian Sea and the southern Alps. Part B: The consolidated crust and the uppermost mantle. – In: D.A. GALSON & S. MUELLER (Eds.), *Proceedings of the Second Workshop on the European Geotraverse (EGT) Project, The Southern Segment, Venice, Italy, 7–9 February 1985*, 143–154, European Science Foundation, Strasbourg.
- GIESE, P., NICOLICH, R. & REUTTER, K.J. (1982): Explosion seismic crustal studies in the Alpine-Mediterranean region and their implications to tectonic processes. – In: H. BERCKHEMER & K. HSÜ (Eds.), *Alpine-Mediterranean Geodynamics*, *Geodyn. Ser.*, **7**, 39–73, Washington and Boulder.
- GLAZNER, A.F. & BARTLEY, J.M. (1991): Volume loss, fluid flow and state of strain in extensional mylonites from the central Mojave Desert, California. – *J. Struct. Geol.*, **13/5**, 587–594, Oxford.
- GLIKSON, A.Y. (1979): Early Precambrian tonalite – trondhjemite sialic nuclei. – *Earth-Sci. Rev.*, **15**, 1–73, Amsterdam.
- GOODE, A.D.T. (1979): Comment on "Are pseudotachylites products of fracture or fusion?". – *Geology*, **7**, 162, Boulder.
- GRANT, J.A. (1986): The isocon diagram – a simple solution to Greens' equation for metasomatic alteration. – *Econ. Geol.*, **81**, 1976–1982, El Paso.
- GRAUCH, R.I. (1989): Rare earth elements in metamorphic rocks. – In: B.R. LIPIN & G.A. MCKAY (Eds.), *Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements*, *Reviews in Mineralogy*, **21**, 147–167, Washington.
- GRAY, D.R. (1982): Cleavages in Psammitic Rocks. – In: G.J. BORRADAILE, M.B. BAYLY & C. MCA. POWELL (Eds.), *Atlas of Deformational and Metamorphic Rock Fabrics*, 112–113, Springer, Berlin.
- GREEN, H.W. (1970): Diffusional flow in polycrystalline materials. – *J. appl. Phys.*, **41**, 3899–3902, New York.

- GREEN, H.W., GRIGGS, D.T. & CHRISTIE, J.M. (1970): Syntectonic and annealing recrystallization of fine-grained quartz aggregates. – In: P. PAULITSCH (Ed.), *Experimental and Natural Rock Deformation*, 272–335, Springer, Berlin.
- GRESENS, R.L. (1967): Composition-volume relationships of metasomatism. – *Chem. Geol.*, **2**, 47–65, Amsterdam.
- GRIGGS, D.T., TURNER, F.J. & HEARD, H.C. (1960): Deformation of rocks at 500 to 800°C. – In: D. T. GRIGGS & J.W. HANDIN (Eds.), *Rock Deformation*, Geol. Soc. Am. Mem., **79**, 39–104, New York.
- GROCOTT, J. (1981): Fracture geometry of pseudotachylite generation zones: a study of shear fractures formed during seismic events. – *J. Struct. Geol.*, **3/2**, 169–178, Oxford.
- GROSSMANN, J. (1983): Petrographie und Genese des Gailtalkristallins nördlich von Kirchbach (Kärnten, Österreich). – Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. München, 82 S., München.
- GUNDLACH, H., KARL, F. & MÜLLER, G. (1967): Vergleichende geochemische Untersuchungen an ost- und südalpinen Graniten, Granodioriten und Tonaliten. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **16**, 285–299, Heidelberg.
- HAASEN, P. (1974): *Physikalische Metallkunde*. – 379 S., Springer, Berlin.
- HANCOCK, P.L. (1985): Brittle microtectonics: principles and practice. – *J. Struct. Geol.*, **7/3–4**, 437–457, Oxford.
- HANCOCK, P.L. & BARKA, A.A. (1987): Kinematic indicators on active normal faults in western Turkey. – *J. Struct. Geol.*, **9/5–6**, 573–584, Oxford.
- HANSON, G.N. (1980): Rare earth elements in petrogenetic studies of igneous systems. – *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, **8**, 371–406, Palo Alto.
- HARDING, T.P. (1974): Petroleum traps associated with wrench faults. – *AAPG Bull.*, **58**, 1290–1304, Tulsa.
- HARRIS, L.B. & COBBOLD, P.R. (1985): Development of conjugate shear bands during bulk simple shearing. – *J. Struct. Geol.*, **7**, 37–44, Oxford.
- HARRIS, N.B.W., PEARCE, J.A. & TINDLE, A.G. (1986): Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. – In: M.P. COWARD & A.C. RIES (Eds.), *Collision Tectonics*, Geol. Soc. Lond. Spec. Publ., **19**, 67–81, Blackwell, Oxford.
- HAVLÍČEK, V., KRIZ, J. & SERPAGLI, E. (1987): Upper Ordovician brachiopod assemblages of the Carnic Alps, Middle Carinthia and Sardinia. – *Boll. Soc. Paleont. It.*, **25**, 277–311, Modena.
- HAYDN, R., DALKE, G.W., HENKEL, J. & BARE, J.E. (1982): Application of the IHS color transform to the processing of multisensor data and image enhancement. – *Int. Symposium on Remote Sensing of Arid and Semi-Arid Lands*, Cairo, Egypt, January 1982, 599–616, Cairo.
- HEINISCH, H. (1980): Der ordovizische „Porphyroid“-Vulkanismus der Ost- und Südalpen – Stratigraphie, Petrographie, Geochemie. – Unveröff. Diss. Univ. München, 253 S., München.
- HEINISCH, H. (1987): Concepts for the geological evolution of Gailtalkristallin (Kärnten – Austria). – In: H.W. FLÜGEL, F.P. SASSI & P. GRECUOLA (Eds.), *Pre-Variscan and Variscan events in the Alpine-Mediterranean mountain belts*, Mineralia slovacica – Monography, 293–312, Bratislava.
- HEINISCH, H. (1988): Hinweise auf die Existenz eines passiven Kontinentalrandes im Altpaläozoikum der Nördlichen Grauwackenzone – Ostalpen. – *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **68**, 407–418, Zürich.
- HEINISCH, H. (1989): Bericht 1988 über geologische Aufnahmen im Gailtalkristallin auf den Blättern 195 Sillian und 196 Obertillach. – *Jb. Geol. B.-A.*, **132/3**, 615–616, Wien.
- HEINISCH, H. & SCHMIDT, K. (1982): Zur Genese der Augengneise im Altkristallin der Ostalpen – [On the genesis of the augengneisses of the Eastalpine Altkristallin]. – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1982**, 211–239, Stuttgart.
- HEINISCH, H. & SCHMIDT, K. (1984): Zur Geologie des Thurntaler Quarzphyllits und des Altkristallins südlich des Tauernfensters (Ostalpen, Südtirol). – *Geol. Rundsch.*, **73/1**, 113–129, Stuttgart.
- HEINISCH, H., SCHMIDT, K. & SCHUH, H. (1984): Zur geologischen Geschichte des Gailtalkristallins im unteren Lesachtal westlich von Kötschach-Mauthen (Kärnten, Österreich). – *Jb. Geol. B.-A.*, **126/4**, 477–486, Wien.
- HEINISCH, H. & SPRENGER, W. (1988): Mehrphasige Deformation und Pseudotachylitbildung im Gailtalkristallin und am Periadriatischen Lineament zwischen Sillian und Kötschach-Mauthen (Osttirol/Kärnten, Österreich). – *Erlanger geol. Abh.*, **116**, 41–52, Erlangen.
- HEINZ, H. & MAURITSCH, H.J. (1980): Paläomagnetische Untersuchungen an der „Periadriatischen Naht“. – *Mitt. österr. geol. Ges.*, **71/72**, 269–274, Wien.
- HEITZMANN, P. (1985): Kakirite, Kataklasite, Mylonite – Zur Nomenklatur der Metamorphite mit Verformungsgefügen. – *Eclogae geol. Helv.*, **78/2**, 273–286, Basel.
- HEITZMANN, P. (1987a): Calcite mylonites in the Central Alpine “root zone”. – In: H.J. ZWART, M. MARTENS, R. VAN DER MOLEN, C.W. PASSCHIER, C. SPIERS & R.L.M. VISSERS (Eds.), *Tectonic and Structural Processes on a Macro-, Meso- and Micro-Scale*, Tectonophysics, **135**, 207–215, Amsterdam.
- HEITZMANN, P. (1987b): Evidence of late oligocene/early miocene backthrusting in the central alpine “root zone”. – *Geodynamica Acta*, **1**, 183–192, Paris.
- HENKEL, J. (1982): Usage of a desktop computer system for geophotogrammetric interpretation of image data. – *International Geoscience and Remote Sensing Symposium 1982*, München, IEEE Digest 1, WP-5, 4.1–4.3, New York.
- HERITSCH, F. (1936): Die Karnischen Alpen. Monographie einer Gebirgsgruppe der Ostalpen mit variszischem Bau. – 205 S., Geol. Inst. Univ. Graz.
- HERITSCH, F. (1949): Die Gesteine des Gailtaler Kristallinzuges zwischen Birnbaum und Dellach im Gailtal. – *Mitt. naturw. Ver. Steiermark* **77/78**, 61–92, Graz.
- HERITSCH, H. (1957): Die Gesteine am Eingang zur Gailschlucht westlich Mauthen – Ein Beispiel zu Angels Floitit-Umsetzung. – *Mitt. naturw. Ver. Steiermark* 1956 (Sonderb.), 75–82, Graz.
- HERITSCH, H. & PAULITSCH, P. (1958): Erläuterungen zur Karte des Kristallins zwischen Birnbaum und Pressegger See, Gailtal. – *Jb. Geol. B.-A.*, **101**, 191–200, Wien.
- HIGGINS, M.W. (1971): Cataclastic rocks. – *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, **867**, 97 p., Washington.
- HOBBS, B.E. (1985): The geological significance of microfabric analysis. – In: H.-R. WENK, (Ed.), *Preferred Orientation in Deformed Metals and Rocks: An Introduction to Modern Texture Analysis*, 463–484, Academic Press, New York.
- HOBBS, B.E., MEANS, W.D. & WILLIAMS, P.E. (1976): *An Outline of Structural Geology*. – 571 p., Wiley & Sons, New York.
- HOKE, L. (1990): The Altkristallin der Kreuzeck Mountains, SE Tauern Window, Eastern Alps – Basement crust in a convergent plate boundary zone. – *Jb. Geol. B.-A.*, **133/1**, 5–87, Wien.
- HOSCHKE, G. (1969): The stability of staurolite and chloritoid and their significance in metamorphism of pelitic rocks. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **22**, 208–232, Heidelberg.
- HOSSACK, J.R. (1968): Pebble deformation and thrusting in the Bygdin area (southern Norway). – *Tectonophysics*, **5**, 315–339, Amsterdam.
- HOUSE, W.M. & GRAY, D.R. (1982): Cataclases along the Saltville thrust, U.S.A. and their implications for thrust-sheet emplacement. – *J. Struct. Geol.*, **4/3**, 257–269, Oxford.
- HUBER, M. & HUBER, A. (1987): Structural studies of brittle deformation in the crystalline basement of Southern Black Forest. – *Ann. Tectonicae*, **1/1**, 72–83, Firenze.
- HULL, J. (1988): Thickness-displacement relationships for deformation zones. – *J. Struct. Geol.*, **10/4**, 431–435, Oxford.
- HULL, J. (1989): Thickness-displacement relationships for deformation zones: reply. – *J. Struct. Geol.*, **11/8**, 1054–1055, Oxford.
- JANECKE, S.U. & EVANS, J.P. (1988): Feldspar-influenced rock rheologies. – *Geology*, **16**, 1064–1067, Boulder.
- JASKOLLA, F. & HENKEL, J. (1989): A new concept of digital processing of multispectral remote sensing data for geological applications. – *Proc. 7th Thematic Conference Remote Sensing For Exploration Geology II*, 877–889, Environmental Research Inst. Michigan, Calgary.
- JESELL, M.W. (1988a): Simulation of fabric development in recrystallizing aggregates – I. Description of the model. – *J. Struct. Geol.* **10/8**, 771–778, Oxford.

- JESSELL, M.W. (1988b): Simulation of fabric development in recrystallizing aggregates – II. Example model runs. – *J. Struct. Geol.*, **10/8**, 779–793, Oxford.
- KAMB, W.B. (1959): Theory of preferred crystal orientation developed by crystallization under stress. – *J. Geol.*, **67**, 153–170, Chicago.
- KANAGAWA, K. (1990): Automated two-dimensional strain analysis from deformed elliptical markers using an image analysis system. – *J. Struct. Geol.*, **12/1**, 139–143, Oxford.
- KARL, F. (1966): Über die Zusammensetzung, Entstehung und gesteinsystematische Stellung tonalitischer-granitischer Gesteine. – *Tscherm. miner. petr. Mitt.*, **11**, 413–438, Wien.
- KEKULAWALA, K.R.S.S., PATERSON, M.S. & BOLAND, J.N. (1978): Hydrolytic weakening in quartz. – *Tectonophysics*, **46**, T1–T6, Amsterdam.
- KENNEDY, L.A. & SPRAY, J.G. (1992): Frictional melting of sedimentary rock during high-speed diamond drilling: an analytical SEM and TEM investigation. – In: J.F. MAGLOUGHLIN & J.G. SPRAY (Eds.), *Frictional Melting Processes and Products in Geological Materials*, *Tectonophysics*, **204/3–4**, Spec. Issue, 323–337, Amsterdam.
- KERN, H. (1977): Preferred orientation of experimentally deformed limestone marble, quartzite and rock salt at different temperatures and states of stress. – *Tectonophysics*, **39**, 103–120, Amsterdam.
- KERRICH, R. (1986a): Fluid transport in lineaments. – *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, **A 317**, 219–251, London.
- KERRICH, R. (1986b): Fluid infiltration into fault zones: chemical, isotopic, and mechanical effects. – *PAGEOPH*, **124**, 225–268, Basel.
- KERRICH, R. (1988): Detachment zones of Cordilleran metamorphic core complexes: thermal, fluid and metasomatic regimes. – *Geol. Rundsch.*, **77/1**, 157–182, Stuttgart.
- KERRICH, R., ALLISON, I., BARNETT, R.L., MOSS, S. & STARKEY, J. (1980): Microstructural and chemical transformations accompanying deformation of granite in a shear zone at Miéville, Switzerland; with implications for stress corrosion cracking and superplastic flow. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **73**, 221–242, Berlin.
- KERRICH, R. & STARKEY, J. (1979): Chemical removal of feldspars and layer silicates from quartz bearing rocks for X-ray petrofabric studies. – *Am. Mineral.*, **64**, 452, Philadelphia.
- KLEINSCHRODT, R. (1987): Quarzkorngefügeanalyse im Altkristallin südlich des westlichen Tauernfensters (Südtirol/Italien). – *Erlanger geol. Abh.*, **114**, 1–82, Erlangen.
- KLITGÖRD, K.D. & SCHOUTEN, H. (1985): Plate kinematics of the central Atlantic. – In: P.R. VOGT & B.E. TUCHOLKE (Eds.), *The western North Atlantic, The Geology of North America M*, 351–378, *Geol. Soc. Am.*, Boulder.
- KOBER, L. (1955): Über Bau und Entstehung der Alpen. – 379 S., Deuticke, Wien.
- KOCH, N. (1991): Licht- und elektronenmikroskopische Untersuchungen zur Deformationsgeschichte von Myloniten und Pseudotachyliten der Basis der Silvretta-Decke (Graubünden, Tirol) und Vergleich mit Myloniten der ZEV (Zone von Erben-dorf-Vohenstrauß, Oberpfalz). – Unveröff. Diss. Univ. München, 153 S., München.
- KOCH, N. & MASCH, L. (1992): Formation of Alpine mylonites and pseudotachylites at the base of the Silvretta nappe, Eastern Alps. – In: J.F. MAGLOUGHLIN & J.G. SPRAY (Eds.), *Frictional Melting Processes and Products in Geological Materials*, *Tectonophysics*, **204**, Spec. Issue, 289–306, Amsterdam.
- KORZHINSKY, D.S. (1950): Phase rule and geochemical mobility of elements. – XVIII Int. Geol. Congr. London 1948, Proc. Sect. B, Part II, 50–65, London.
- KRONBERG, P. (1984): Photogeologie. Eine Einführung in die Grundlagen und Methoden der geologischen Auswertung von Luftbildern. – 268 S., Enke, Stuttgart.
- KRONBERG, P. (1985): Fernerkundung der Erde. Grundlagen und Methoden des Remote Sensing in der Geologie. – 394 S., Enke, Stuttgart.
- KRÜCKEBERG, F. (1968): Eine Programmiersprache für gefügekundliche Arbeiten. – *Clausth. tect. H.*, **8**, 7–53, Clausthal-Zellerfeld.
- LACASSIN, R. & VAN DEN DRIESSCHE, J. (1983): Finite strain determination of gneiss: application of Fry's method to porphyroid in the southern Massif Central (France). – *J. Struct. Geol.*, **5/3–4**, 245–253, Oxford.
- LACHENBRUCH, A.H. & SASS, J.H. (1980): Heat flow and energetics of the San Andreas fault zone. – *J. Geophys. Res.*, **85**, 6185–6222, Washington.
- LATOUR, T.E. & BARNETT, R.L. (1987): Mineralogical changes accompanying mylonitization in the Bitterroot dome of the Idaho batholith: implications for timing of deformation. – *Geol. Soc. Am. Bull.*, **98**, 356–363, Boulder.
- LAUBSCHER, H.P. (1973): Alpen und Plattentektonik. Das Problem der Bewegungsdiffusion an kompressiven Plattengrenzen. – *Z. dt. geol. Ges.*, **124**, 295–308, Hannover.
- LAUBSCHER, H.P. (1983): The late Alpine (Periadriatic) intrusions and the Insubric line. – *Mem. Soc. Geol. It.*, **26**, 21–30, Rom.
- LAUBSCHER, H.P. (1990): The problem of the deep structure of the Southern Alps: 3-D material balance considerations and regional consequences. – In: R. FREEMAN & S. MUELLER (Eds.), *The European Geotraverse, Part 6*, *Tectonophysics*, **176**, Spec. Issue, 103–121, Amsterdam.
- LAUBSCHER, H. & BERNOULLI, D. (1982): History and deformation of the Alps. – In: K.J. HSÜ (Ed.), *Mountain Building Processes*, 169–180, Academic Press, London.
- LAURENT, P. (1987): Shear-sense determination on striated faults from "e" twin lamellae in calcite. – *J. Struct. Geol.*, **9/5–6**, 591–595, Oxford.
- LAW, R.D. (1986): Relationships between strain and quartz crystallographic fabrics in the Roche Maurice quartzites of Plou-gastel, western Brittany. – *J. Struct. Geol.*, **8/5**, 493–515, Oxford.
- LAW, R.D. (1990): Crystallographic fabrics: a selective review of their applications to research in structural geology. – In: J. KNIPE & E.H. RUTTER (Eds.), *Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics*, *GSA Spec. Publ.*, **54**, 335–352, Oxford.
- LE PICHON, X., BERGERAT, F. & ROULET, M.-L. (1988): Plate kinematics and tectonics leading to the Alpine belt formation; a new analysis. – In: S.P. CLARK, Jr., B.C. BURCHFIEL & J. SUPPE (Eds.), *Processes in Continental Lithospheric Deformation*, *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, **218**, 111–131, Boulder.
- LINKER, M.F., KIRBY, S.H., ORD, A. & CHRISTIE, J.M. (1984): Effects of compression direction on the plasticity and rheology of hydrolytically weakened synthetic quartz crystals at atmospheric pressure. – *J. Geophys. Res.*, **89/B6**, 4241–4255, Baltimore.
- LIU, J.G. (1971a): Synthesis and stability relations of prehnite, $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})$. – *Am. Mineral.*, **56**, 507–531, Washington.
- LIU, J.G. (1971b): P-T stabilities of laumontite, wairakite, lawsonite, and related minerals in the system $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$. – *J. Petrol.*, **12**, 379–411, Oxford.
- LISLE, R.J. (1985): *Geological Strain Analysis – A Manual for the R_f/ϕ Method*. – 99 p., Pergamon Press, Oxford.
- LISTER, G.S. (1977): Discussion: crossed-girdle c-axis fabrics in quartzites plastically deformed by plane strain and progressive simple shear. – *Tectonophysics*, **39**, 51–54, Amsterdam.
- LISTER, G.S. (1981): The effect of the basal-prism mechanism switch on fabric development during plastic deformation of quartzite. – *J. Struct. Geol.*, **3/1**, 67–75, Oxford.
- LISTER, G.S. & DORNSIEPEN, U.F. (1982): Fabric transitions in the Saxony granulite terrain. – *J. Struct. Geol.*, **4/1**, 81–92, Oxford.
- LISTER, G.S. & HOBBS, B.E. (1980): The simulation of fabric development during plastic deformation and its application to quartzite: the influence of deformation history. – *J. Struct. Geol.*, **2/3**, 355–370, Oxford.
- LISTER, G.S. & PATERSON, M.S. (1979): The simulation of fabric development during plastic deformation and its application to quartzite: fabric transitions. – *J. Struct. Geol.*, **1**, 99–115, Oxford.
- LISTER, G.S., PATERSON, M.S. & HOBBS, B.E. (1978): The simulation of fabric development during plastic deformation and its application to quartzite: the model. – *Tectonophysics*, **45**, 107–158, Amsterdam.
- LISTER, G.S. & PRICE, G.P. (1978): Fabric development in a quartz-feldspar mylonite. – *Tectonophysics*, **49**, 37–78, Amsterdam.

- LISTER, G.S. & SNOKE, A.W. (1984): S-C mylonites. – *J. Struct. Geol.*, **6/6**, 617–638, Oxford.
- LISTER, G.S. & WILLIAMS, P.F. (1979): Fabric development in shear zones: theoretical controls and observed phenomena. – *J. Struct. Geol.*, **1/4**, 283–297, Oxford.
- LOESCHKE, J. (1989): Lower Palaeozoic volcanism of the Eastern Alps and its geodynamic implications. – *Geol. Rundsch.*, **78/2**, 599–616, Stuttgart.
- LOESCHKE, J. & HEINISCH, H. (1993): Palaeozoic volcanism of the Eastern Alps and its palaeotectonic significance. – In: J.F. VON RAUMER & F. NEUBAUER (Eds.), *Pre-Mesozoic Geology in the Alps*, 441–455, Springer, Berlin.
- LOGAN, J.M. (1990): Shear melting of quartz sandstone under controlled laboratory experiments. – Abstract, GSA Annual Meeting, October 29–November 1, 1990, Dallas, p. A286, Boulder.
- MACAUDIÈRE, J. & BROWN, W.L. (1982): Transcrystalline shear fracturing and pseudotachylite generation in a meta-anorthosite (Harris, Scotland). – *J. Struct. Geol.*, **4/4**, 395–406, Oxford.
- MACAUDIÈRE, J., BROWN, W.L. & OHNSTETTER, D. (1985): Microcrystalline textures resulting from rapid crystallization in a pseudotachylite melt in a meta-anorthosite. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **89**, 39–51, Berlin.
- MADDOCK, R.H. (1983): Melt origin of fault-generated pseudotachylites demonstrated by textures. – *Geology*, **11**, 105–108, Boulder.
- MADDOCK, R.H. (1992): Effects of lithology, cataclasis and melting on the composition of fault-generated pseudotachylites in Lewisian gneiss, Scotland. – In: J.F. MAGLOUGHLIN & J.G. SPRAY (Eds.), *Frictional Melting Processes and Products in Geological Materials*, *Tectonophysics*, **204/3–4**, Spec. Issue, 261–278, Amsterdam.
- MADDOCK, R.H., GROCOTT, J. & VAN NES, M. (1987): Vesicles, amygdaloids and similar structures in fault-generated pseudotachylites. – *Lithos*, **20**, 419–432, Amsterdam.
- MAGLOUGHLIN, J.F. (1989): The nature and significance of pseudotachylite from the Nason terrane, North Cascade Mountains, Washington. – *J. Struct. Geol.*, **11/7**, 907–917, Oxford.
- MAGLOUGHLIN, J.F. (1992): Microstructural and chemical changes associated with cataclasis and frictional melting at shallow crustal levels: the cataclasite-pseudotachylite connection. – In: J.F. MAGLOUGHLIN & J.G. SPRAY (Eds.), *Frictional Melting Processes and Products in Geological Materials*, *Tectonophysics*, **204/3–4**, Spec. Issue, 243–260, Amsterdam.
- MAINPRICE, D., BOUCHEZ, J.L., BLUMENFELD, P. & TUBIA, J.M. (1986): Dominant c slip in naturally deformed quartz: Implications for dramatic plastic softening at high temperature. – *Geology*, **14**, 819–822, Boulder.
- MALARODA, R. (1948): Studi petrografici nell'Adamello nord-orientale. – *Mem. Ist. Geol. Univ. Padova*, **16**, 1–111, Padova.
- MANCKTELOW, N.S. (1987): Quartz textures from the Simplan Fault Zone, southwest Switzerland and north Italy. – In: H.J. ZWART, M. MARTENS, I. VAN DER MOLEN, C.W. PASSCHIER, C. SPIERS & R.L.M. VISSERS (Eds.), *Tectonic and Structural Processes on a Macro-, Meso- and Micro-Scale*, *Tectonophysics*, **135**, Spec. Issue, 133–153, Amsterdam.
- MARCH, A. (1932): Mathematische Theorie der Regelung nach der Korngestalt bei affiner Deformation. – *Z. Kristallogr.*, **81**, 285–298, Leipzig.
- MASCH, L. (1970): Die Pseudotachylite der Silvretta – eine Untersuchung ihrer Deformation und Aufschmelzung. – Unveröff. Diss. Univ. München, 65 S., München.
- MASCH, L. (1974): Untersuchung der Aufschmelzung und Deformation der Pseudotachylite der Silvretta (Österreich, Schweiz). [Investigation of the molten state and deformation of the pseudotachylites of the Silvretta (Austria, Switzerland)]. – *N. Jb. Miner. Mh.*, **1973**, 485–509, Stuttgart.
- MASCH, L. & KOCH, N. (1988): Deformationsstrukturen der Mylonite der Zone von Erbdorf-Vohenstrauß (ZEV) und der Vergleich mit Basismyloniten der alpidischen Silvretta-Decke (Graubünden). – *Erlanger geol. Abh.*, **116**, 81–100, Erlangen.
- MASUDA, A., NAKAMURA, N. & TANAKA, T. (1973): Fine structures of mutually normalized rare-earth patterns of chondrites. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, **37**, 239–248, Oxford.
- MATTHES, S. (1983): *Mineralogie*. – 417 S., Springer, Berlin.
- MAURITSCH, H.J. (1986): Der Stand der paläomagnetischen Forschung in den Ostalpen. – *L H A Geophys.*, **1986**, 141–160, Leoben.
- MAWER, C.K. (1983): State of strain in a quartzite mylonite, Central Australia. – *J. Struct. Geol.*, **5/3–4**, 401–409, Oxford.
- MCBIRNEY, A.R. (1984): *Igneous Petrology*. – 504 p., Freeman, Cooper & Co., San Francisco.
- MCCAIG, A.M. (1988): Deep fluid circulation in fault zones. – *Geology*, **16**, 867–870, Boulder.
- MEANS, W.D. (1987): A newly recognized type of slickenside striation. – *J. Struct. Geol.*, **9/5–6**, 585–590, Oxford.
- MEIER, D. (1984): Zur Tektonik des schweizerischen Tafel- und Faltenjura (regionale und lokale Strukturen, Klüftung, Bruch- und Falten tektonik, Drucklösung). – *Clausth. Geowiss. Diss.*, **14**, 75 S., Clausthal-Zellerfeld.
- MICHARD, A. (1989): Rare earth element systematics in hydrothermal fluids. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, **53**, 745–750, Oxford.
- MILLER, D.M. & OERTEL, G. (1979): Strain determination from the measurement of pebble shapes: a modification. – *Tectonophysics*, **55**, T11–T13, Amsterdam.
- MILLER, H., MUELLER, S. & PERRIER, G. (1982): Structure and dynamics of the Alps – a geophysical inventory. – In: H. BERCKHEMER & K. HSU (Eds.), *Alpine-Mediterranean Geodynamics*, *Geodyn. Ser.*, **7**, 175–203, Washington and Boulder.
- MILTON, N.J. (1980): Determination of the strain ellipsoid from measurements on any three sections. – *Tectonophysics*, **64**, T19–T27, Amsterdam.
- MITRA, G. (1984): Brittle to ductile transition due to large strains along the White Rock thrust, Wind River Mountains, Wyoming. – *J. Struct. Geol.*, **6**, 51–61, Oxford.
- MITRA, S. & TULLIS, J. (1979): A comparison of intracrystalline deformation in naturally and experimentally deformed quartzites. – *Tectonophysics*, **53**, T21–T27, Amsterdam.
- MOSTLER, H. (1972): Die permoskythische Transgressionsserie der Gailtaler Alpen. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1972**, 143–149, Wien.
- MÜLLER, G. (1977): Fault-plane solution of the earthquake in northern Italy, 6 May 1976, and implications for the tectonics of the Eastern Alps. – *J. Geophys.*, **42**, 343–349, Berlin.
- MÜLLER, K. (1984): *Geologische Neuaufnahme und Untersuchungen zur Petrographie und Genese des Gailtalkristallins um Liesing/Lesachtal*. – Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. München, 120 S., München.
- MUELLER, S., ANSORGE, J., EGLOFF, R. & KISSLING, E. (1980): A crustal cross-section along the Swiss Geotraverse from the Rhinegraben to the Po Plain. – *Eclogae geol. Helv.*, **73/2**, 463–483, Basel.
- NADAI, A. (1963): *Theory of Flow and Fracture of Solids*. – 705 p., McGraw-Hill, New York.
- NANCE, W.B. & TAYLOR, S.R. (1977): Rare earth element patterns and crustal evolution – II. Archean sedimentary rocks from Kalgoorlie, Australia. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, **41**, 225–231, Oxford.
- NAYLOR, M.A., MANDL, G. & SIJPESTEIJN, C.H.K. (1986): Fault geometries in basement-induced wrench faulting under different initial stress states. – *J. Struct. Geol.*, **8**, 737–752, Oxford.
- NESBITT, H.W. (1979): Mobility and fractionation of rare earth elements during weathering of a granodiorite. – *Nature*, **279**, 206–210, London.
- NEUBAUER, F. (1988): Bau und Entwicklungsgeschichte des Rennfeld-Mugel- und des Gleinalm-Kristallins (Ostalpen). – *Abh. Geol. B.-A.*, **42**, 137 S., Wien.
- NEUGEBAUER, J. (1988): The Variscan plate tectonic evolution: an improved "lapetus model". – *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **68**, 313–333, Zürich.
- NICOLAS, A. & POIRIER, J.P. (1976): Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks. – 444 p., Wiley & Sons, London.
- NIEDERMAYER, G. (1975): Gedanken zur lithofaziellen Gliederung der postvariszischen Transgressionsserie der westlichen Gailtaler Alpen, Österreich. – *Mitt. österr. geol. Ges.*, **66/67** (1973/74), 105–126, Wien.

- NIEDERMAYR, G., MULLIS, J., NIEDERMAYR, E. & SCHRAMM, J.-M. (1984): Zur Anchimetamorphose permo-skythischer Sedimentgesteine im westlichen Drauzug, Kärnten – Osttirol (Österreich). – *Geol. Rundsch.*, **73/1**, 207–221, Stuttgart.
- NIEDERMAYR, G. & SCHERIAU-NIEDERMAYR, E. (1982): Zur Nomenklatur, Seriengliederung und Lithofazies der permoskythischen Basisschichten des westlichen Drauzuges. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1982**, 33–51, Wien.
- NITSCH, K.-H. (1971): Stabilitätsbeziehungen von Prehnit- und Pumpellyit-haltigen Paragenesen. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **30**, 240–260, Berlin.
- NITSCH, K.-H. (1974): Neue Erkenntnisse zur Stabilität von Lawsonit. – *Fortschr. Miner.*, **51**, Beih. 1, 34–35, Stuttgart.
- OBERHAUSER, R. (1980): Das Altpaläozoikum (Die geologische Entwicklung von der Mittleren Kreide bis an die Wende Eozän-Oligozän). – In: R. OBERHAUSER (Ed.), *Der geologische Aufbau Österreichs*, 35–48, Springer, Wien.
- OERTEL, G. (1978): Strain determination from the measurement of pebble shapes. – *Tectonophysics*, **50**, T1–T7, Amsterdam.
- O'HARA, K. (1988): Fluid flow and volume loss during mylonitization: an origin for phyllonite in an overthrust setting, North Carolina, U.S.A. – *Tectonophysics*, **156**, 21–36, Amsterdam.
- O'HARA, K. (1990): State of strain in mylonites from the western Blue Ridge province, southern Appalachians: the role of volume loss. – *J. Struct. Geol.*, **12/4**, 419–430, Oxford.
- O'HARA, K. & BLACKBURN, W.H. (1989): Volume-loss model for trace-element enrichments in mylonites. – *Geology*, **17**, 524–527, Boulder.
- ONASCH, C.M. (1984): Application of the R_f/ϕ technique to elliptical markers deformed by pressure-solution. – *Tectonophysics*, **110**, 157–165, Amsterdam.
- OTSUKI, K. (1978): On the relationship between the width of a shear zone and the displacement along fault. – *J. geol. Soc. Japan*, **84**, 661–669, Tokyo.
- OWENS, W.H. (1984): The calculation of a best-fit ellipsoid from elliptical sections on arbitrarily orientated planes. – *J. Struct. Geol.*, **6/5**, 571–578, Oxford.
- PANOZZO, R. (1987): Two-dimensional strain determination by the inverse SURFOR wheel. – *J. Struct. Geol.*, **9/1**, 115–119, Oxford.
- PASSCHIER, C.W. (1982): Pseudotachylyte and the development of ultramylonite bands in the Saint-Barthélemy Massif, French Pyrenees. – *J. Struct. Geol.*, **4/1**, 69–79, Oxford.
- PASSCHIER, C.W. (1983): The reliability of asymmetric c-axis fabrics of quartz to determine sense of vorticity. – *Tectonophysics*, **99**, T9–T18, Amsterdam.
- PASSCHIER, C.W. (1987): Stable positions of rigid objects in non-coaxial flow – a study in vorticity analysis. – *J. Struct. Geol.*, **9/5–6**, 679–690, Oxford.
- PASSCHIER, C.W. (1988): Analysis of deformation paths in shear zones. – *Geol. Rdsch.*, **77/1**, 309–318, Stuttgart.
- PASSCHIER, C.W. & SIMPSON, C. (1986): Porphyroclast systems as kinematic indicators. – *J. Struct. Geol.*, **8/8**, 831–843, Oxford.
- PAULITSCH, P. (1960): Das Kristallin zwischen Tassenbach und Obertilliach, Osttirol, und seine Metamorphose. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1960**, 103–119, Wien.
- PEACH, C.J. & LISLE, R.J. (1979): A FORTRAN IV program for the analysis of tectonic strain using deformed elliptical markers. – *Computers & Geosciences*, **5**, 325–334, Oxford.
- PEARCE, J.A., HARRIS, N.B.W. & TINDLE, A.G. (1984): Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. – *J. Petrol.*, **25/4**, 956–983, Chicago.
- PETIT, J.P. (1987): Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. – *J. Struct. Geol.*, **9/5–6**, 597–608, Oxford.
- PIFFNER, O.A. (1993a): The structure of the Alps: An Introduction. – In: J.F. VON RAUMER & F. NEUBAUER (Eds.), *Pre-Mesozoic Geology in the Alps*, 3–5, Springer, Berlin.
- PIFFNER, O.A. (1993b): Palinspastic reconstruction of the pre-Triassic basement units in the Alps: the Central Alps. – In: J.F. VON RAUMER & F. NEUBAUER (Eds.), *Pre-Mesozoic Geology in the Alps*, 29–39, Springer, Berlin.
- PHILPOTTS, A.R. (1964): Origin of pseudotachylites. – *Am. J. Sci.*, **262**, 1008–1035, New Haven.
- PITCHER, W.S. (1982): Granite type and tectonic environment. – In: K.J. HSU (Ed.), *Mountain Building Processes*, 19–40, Academic Press, London.
- PLATT, J.P. (1984): Secondary cleavages in ductile shear zones. – *J. Struct. Geol.*, **6/4**, 439–442, Oxford.
- PLATT, J.P. (1986): Dynamics of orogenic wedges and the uplift of high-pressure metamorphic rocks. – *Geol. Soc. Am. Bull.*, **97**, 1037–1053, Boulder.
- PLATT, J.P. & BEHRMANN, J.H. (1986): Structures and fabrics in a crustal-scale shear zone, Betic Cordillera, SE Spain. – *J. Struct. Geol.*, **8/1**, 15–33, Oxford.
- PLATT, J.P. & VISSERS, R.L.M. (1980): Extensional structures in anisotropic rocks. – *J. Struct. Geol.*, **2/4**, 397–410, Oxford.
- POIRIER, J.-P. (1985): Creep of crystals. High-temperature deformation processes in metals, ceramics and minerals. – 260 p., Cambridge University Press, Cambridge.
- POLINSKI, R.K. (1991): Ein Modell der Tektonik der Karawanken, Südkärnten, Österreich. – Unveröff. Diss. Univ. Karlsruhe, 143 S., Karlsruhe.
- PRICE, G.P. (1978): Study of heterogeneous fabric and texture within a quartz-feldspar mylonite using the photometric method. – *Geol. Soc. Am. Bull.*, **89**, 1359–1372, Boulder.
- PRICE, R.C., GRAY, C.M., WILSON, R.E., FREY, F.A. & TAYLOR, S.R. (1991): The effects of weathering on rare-earth element, Y and Ba abundances in Tertiary basalts from southeastern Australia. – *Chem. Geol.*, **93**, 245–265, Amsterdam.
- RAGAN, D.M. (1985): *Structural Geology*. – 3rd ed., 393 p., Wiley & Sons, New York.
- RAMSAY, J.G. (1967): *Folding and Fracturing of Rocks*. – 568 p., McGraw-Hill, New York.
- RAMSAY, J.G. (1980): Shear zone geometry: a review. – *J. Struct. Geol.*, **2/1–2**, 83–99, Oxford.
- RAMSAY, J.G. & GRAHAM, R.H. (1970): Strain variation in shear belts. – *Can. J. Earth Sci.*, **7**, 786–813, Ottawa.
- RAMSAY, J.G. & HUBER, M.I. (1983): *The Techniques of Modern Structural Geology. Vol. 1: Strain Analysis*. – 1–308, Academic Press, London.
- RAMSAY, J.G. & HUBER, M.I. (1987): *The Techniques of Modern Structural Geology. Vol. 2: Folds and Fractures*. – 309–700, Academic Press, London.
- RAMSAY, J.G. & WOOD, D.S., Eds. (1976): A discussion on natural strain and geological structure. – *Phil. Trans. R. Soc. London (A)*, **283**, 344 p., London.
- RATHORE, J.S. & BECKE, M. (1980): Magnetic fabric analyses in the Gail Valley (Carinthia, Austria) for the determination of the sense of movements along this region of the Periadriatic Line. – *Tectonophysics*, **69**, 349–368, Amsterdam.
- RATHORE, J.S. & HEINZ, H. (1980): The application of magnetic susceptibility anisotropy analyses to the study of tectonic events on the Periadriatic Line. – *Mitt. österr. geol. Ges.*, **71/72**, 275–290, Wien.
- RATSCHBACHER, L. (1986): Kinematics of Austro-Alpine cover nappes: changing translation path due to transpression. – *Tectonophysics*, **125/4**, 335–356, Amsterdam.
- RATSCHBACHER, L. & FRISCH, W. (1993): Palinspastic reconstruction of the pre-Triassic basement units in the Alps: the Eastern Alps. – In: J.F. VON RAUMER & F. NEUBAUER (Eds.), *Pre-Mesozoic Geology in the Alps*, 41–51, Springer, Berlin.
- RATSCHBACHER, L., FRISCH, W., NEUBAUER, F., SCHMID, S.M. & NEUGBAUER, J. (1989): Extension in compressional orogenic belts: The Eastern Alps. – *Geology*, **17**, 404–407, Boulder.
- RATSCHBACHER, L., MERLE, O., DAVY, P. & COBBOLD, P. (1991a): Lateral extrusion in the Eastern Alps, Part 1: Boundary conditions and experiments scaled for gravity. – *Tectonics*, **10/2**, 245–256, Washington.
- RATSCHBACHER, L., FRISCH, W., LINZER, H.-G. & MERLE, O. (1991b): Lateral extrusion in the Eastern Alps, Part 2: Structural analysis. – *Tectonics*, **10/2**, 257–271, Washington.
- RATSCHBACHER, L. & OERTEL, G. (1987): Superposed deformations in the Eastern Alps: strain analysis and microfabrics. – *J. Struct. Geol.*, **9/3**, 263–276, Oxford.

- RICHTER, C.F. (1958): Elementary Seismology. – 768 p., Freeman, San Francisco.
- RIEDEL, W. (1929): Zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen. – Zbl. Mineral. Geol. Paläont., **1929B**, 354–368, Stuttgart.
- ROEDER, D. (1989): South-Alpine thrusting and trans-Alpine convergence. – In: M.P. COWARD, D. DIETRICH & R.G. PARK (Eds.), Alpine Tectonics, Geol. Soc. Lond. Spec. Publ., **45**, 211–227, London.
- RÖSLER, H.J. (1981): Lehrbuch der Mineralogie. – 2. Aufl., 833 S., VEB Deutscher Verlag f. Grundstoffindustrie, Leipzig.
- RÖSLER, H.J. & BEUGE, P. (1983): Geochemistry of trace elements during regional metamorphism. – In: S.S. AUGUSTITHIS (Ed.), The Significance of Trace Elements in Solving Petrogenetic Problems and Controversies, 407–430, Theophrastus Publ., Athens.
- SABINS, F.F. Jr. (1987): Remote Sensing. Principles and Interpretation. – 2nd ed., 449 p., Freeman, New York.
- SAHA, D. (1989): The Caledonian Skerrols Thrust, SW Scotland – microstructure and strain. – J. Struct. Geol., **11/5**, 553–568, Oxford.
- SALOMON, W. (1905): Die alpino-dinarische Grenze. – Verh. Geol. R.-A., **1905**, 341–343, Wien.
- SANDER, B. (1916): Zur Geologie der Zentralalpen. I. Alpinodinarische Grenze in Tirol. – Verh. Geol. R.-A., **1916**, 206–215, Wien.
- SANDER, B. (1950): Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. Teil II: Die Korngefüge. – 409 S., Springer, Wien.
- SANDERSON, D.J. (1982): Models of strain variation in nappes and thrust sheets: a review. – In: G.D. WILLIAMS (Ed.), Strain within Thrust Belts, Tectonophysics, **88**, Spec. Issue, 201–238, Amsterdam.
- SASSI, F.P., CAVAZZINI, G., VISONÀ, D. & DEL MORO, A. (1985): Radiometric geochronology in the Eastern Alps: results and problems. – Rend. Soc. It. Miner. Petr., **40**, 187–224, Milano.
- SASSI, F.P. & ZANFERRARI, A. (1971): Osservazioni sulla granodiorite affiorante lungo la linea della Gail presso Hollbruck (Tirolo Orientale, Austria). – Stud. Trent. Sci. Nat. (A), **XLVIII**, 271–281, Trento.
- SASSI, F.P. & ZANFERRARI, A. (1972): Il significato geologico del Complesso del Thurntaler (Pusteria), con particolare riguardo alla successione di eventi metamorfici prealpini nel basamento austriaco dell'Alpi Orientali. – Boll. Soc. Geol. It., **91**, 533–557, Roma.
- SASSI, F.P. & ZANFERRARI, A. (1973): Sulla presenza di una massa tonalitica lungo la linea della Gail fra Obertilliach e Liesing (Austria). – Boll. Soc. Geol. It., **92**, 605–620, Roma.
- SASSI, F.P., ZANFERRARI, A., ZIRPOLI, G., BORSI, S. & DEL MORO, A. (1974): The Austrides to the south of the Tauern Window and the Periadriatic Lineament between Mules and Mauthen. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1974**, 421–434, Stuttgart.
- SAVOSTIN, L.A., SIBOUET, J.C., ZONENSHAIN, L.P., LE PICHON, X. & ROULET, M.-J. (1986): Kinematic evolution of Tethys belt from the Atlantic Ocean to the Pamirs since the Triassic. – Tectonophysics, **123**, 1–35, Amsterdam.
- SCHARBERT, S. (1975): Radiometrische Altersdaten von Intrusivgesteinen im Raum Eisenkappel (Karawanken, Kärnten). – Verh. Geol. B.-A., **1975/4**, 301–304, Wien.
- SCHARBERT, S. & SCHÖNLAUB, H.P. (1980): Das Prävariszikum und Variszikum. – In: R. OBERHAUSER (Ed.), Der geologische Aufbau Österreichs, 3–20, Springer, Wien.
- SCHERMERHORN, L.J.G., WALLBRECHER, E. & HUCH, K.M. (1986): Der Subduktionskomplex, Granitplutonismus und Schertektonik im Grundgebirge des Sirwa-Doms (Anti-Atlas, Marokko). – Berl. geowiss. Abh. (A), **66**, 301–332, Berlin.
- SCHLAEGEL-BLAUT, P. (1990): Der basische Magmatismus der Nördlichen Grauwackenzone, Oberostalpinen Paläozoikum. – Abh. Geol. B.-A., **43**, 143 S., Wien.
- SCHLAGER, W. (1963): Zur Geologie der östlichen Lienzer Dolomiten. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **13** (1962), 41–120, Wien.
- SCHMID, S.M. (1982): Microfabric studies as indicators of deformation mechanism and flow laws operative in mountain building. – In: K.J. HSÜ (Ed.), Mountain Building Processes, 95–110, Academic Press, London.
- SCHMID, S.M., AEBLI, H.R., HELLER, F. & ZINGG, A. (1989): The role of the Periadriatic Line in the tectonic evolution of the Alps. – In: M.P. COWARD, D. DIETRICH & R.G. PARK (Eds.), Alpine Tectonics, Geol. Soc. Lond. Spec. Publ., **45**, 153–171, London.
- SCHMID, S.M. & CASEY, M. (1986): Complete fabric analysis of some commonly observed quartz c-axis patterns. – In: B.E. HOBBS & H. C. HEARD (Eds.), Mineral and Rock Deformation: Laboratory Studies – The Paterson Volume, AGU Geophys. Monogr., **36**, 263–286, Washington.
- SCHMID, S.M., CASEY, M. & STARKEY, J. (1981): An illustration of the advantages of a complete texture analysis described by the orientation distribution function (ODF) using quartz pole figure data. – In: G.S. LISTER, H.-J. BEHR, K. WEBER & H.J. ZWART (Eds.), The Effect of Deformation on Rocks, Tectonophysics, **78**, Spec. Issue, 101–117, Amsterdam.
- SCHMID, S.M., ZINGG, A. & HANDY, M. (1987): The kinematics of movements along the Insubric Line and the emplacement of the Ivrea Zone. – In: H.J. ZWART, M. MARTENS, I. VAN DER MOLEN, C.W. PASSCHIER, C. SPIERS & R.L.M. VISSERS (Eds.), Tectonic and Structural Processes on a Macro-, Meso- and Micro-Scale, Tectonophysics, **135**, Spec. Issue, 47–66, Amsterdam.
- SCHMIDT K. (1977): Der altpaläozoische Magmatismus und seine Stellung in der tektonischen Geschichte Mittel- und Südwesteuropas. – Z. dt. geol. Ges., **128**, 121–141, Hannover.
- SCHMIDT, T., BLAU, J. & KÁZMÉR, M. (1991): Large-scale strike-slip displacement of the Drauzug and the Transdanubian Mountains in early Alpine history: evidence from Permo-Mesozoic facies belts. – Tectonophysics, **200/1–3**, 213–232, Amsterdam.
- SCHNABEL, W. (1980): Permomesozoikum in den zentralen Ostalpen: Zentralalpin (Mittelostalpin), Oberostalpin inkl. zentralalpine Gosau mit Eozän, mittlerer und östlicher Teil. – In: R. OBERHAUSER (Ed.), Der Geologische Aufbau Österreichs, 406–407, Wien.
- SCHÖNENBERG, R. & NEUGEBAUER, J. (1987): Einführung in die Geologie Europas. – 5. Aufl., 294 S., Rombach, Freiburg.
- SCHÖNLAUB, H.P. (1979): Das Paläozoikum in Österreich. – Abh. Geol. B.-A., **33**, 124 S., Wien.
- SCHÖNLAUB, H.P. (1980): Das Paläozoikum der Karnischen Alpen, der Westkarawanken und des Seeberger Aufbruchs. – In: R. OBERHAUSER (Ed.), Der geologische Aufbau Österreichs, 429–447, Springer, Wien.
- SCHÖNLAUB, H.P. (1985): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000, 197 Kötschach. – Geol. B.-A., Wien.
- SCHÖNLAUB, H.P. (1993): Stratigraphy, biogeography and climatic relationships of the Alpine Palaeozoic. – In: J.F. VON RAUMER & F. NEUBAUER (Eds.), Pre-Mesozoic Geology in the Alps, 65–91, Springer, Berlin.
- SCHÖNLAUB, H.P. & HEINISCH, H. (1993): The classic fossiliferous Palaeozoic units of the Eastern and Southern Alps. – In: J.F. VON RAUMER & F. NEUBAUER (Eds.), Pre-Mesozoic Geology in the Alps, 395–422, Springer, Berlin.
- SCHOLZ, C.H. (1988): The brittle-plastic transition and the depth of seismic faulting. – Geol Rundsch., **77/1**, 319–328, Stuttgart.
- SCHROLL, E. (1976): Analytische Geochemie. Band II: Grundlagen und Anwendungen. – 374 S., Enke, Stuttgart.
- SCHROLL, E. & GROHMANN, H. (1965): Beitrag zur Kenntnis des K/Rb-Verhältnisses in magmatischen Gesteinen. – Geol. Rundsch., **55**, 261–274, Stuttgart.
- SCHUH, H. (1982): Petrographie und Genese des Gailtal-Kristallins im unteren Lesachtal (Kärnten, Austria). – Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. München, 120 S., München.
- SCHULZ, B. (1988): Quarz- und Mikrogefüge zonierte Kalksilikatgneis-Körper im ostalpinen Altkristallin (südliche Deferegger Alpen, Österreich). – Erl. Geol. Abh., **116**, 117–122, Erlangen.
- SCHULZ, B. (1989): Jungalpidische Gefügeentwicklung entlang der Deferegger-Antholz-Vals-Linie (Osttirol, Österreich). – Jb. Geol. B.-A., **132/4**, 775–789, Wien.
- SCHULZ, B., NOLLAU, G., HEINISCH, H. & GODIZART, G. (1993): Austro-Alpine basement complex to the south of the Tauern

- Window. – In: J.F. RAUMER & F. NEUBAUER (Eds.), *Pre-Mesozoic Geology in the Alps*, 495–514, Springer, Berlin.
- SCUDELER BACCELE, L. & SEMENZA, E. (1974): Flysch terrigeno con “strutture contornitiche” nel Cretacico delle Dolomiti Ampezzane. Caratteristiche sedimentologiche e significato geodinamico. – *Ann. Univ. Ferrara, N. S., Scienze Geol. e Paleont.*, **IX/5**, 165–179, Ferrara.
- SILVERSTONE, J. (1988): Evidence for east-west crustal extension in the Eastern Alps: Implications for the unroofing history of the Tauern Window. – *Tectonics*, **7/1**, 87–105, Washington.
- SILVERSTONE, J., MORTEANI, G. & STAUDE, J.-M. (1991): Fluid channelling during ductile shearing: transformation of granodiorite into aluminous schist in the Tauern Window, Eastern Alps. – *J. metamorphic Geol.*, **9**, 419–431, Oxford.
- SHAND, S.J. (1916): The pseudotachylyte of Parijs (Orange Free State), and its relation to “trap-shotten gneiss” and “flinty crushrock”. – *Q. Jl. geol. Soc. Lond.*, **72/3**, 198–221, London.
- SHAW, D.M. (1968): Review of K-Rb fractionation trends by covariance analysis. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, **32**, 573–601, Oxford.
- SHIMAMOTO, T. & IKEDA, Y. (1976): A simple algebraic method for strain estimation from deformed ellipsoidal objects. – *Tectonophysics*, **36**, 315–337, Amsterdam.
- SIBSON, R.H. (1975): Generation of pseudotachylyte by ancient seismic faulting. – *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **43**, 775–794, Oxford.
- SIBSON, R.H. (1977): Fault rocks and fault mechanisms. – *J. geol. Soc. Lond.*, **133**, 191–213, London.
- SIBSON, R.H. (1986): Earthquakes and rock deformation in crustal fault zones. – *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, **14**, 149–175, Palo Alto.
- SIBSON, R.H., MOORE, J. MCM. & RANKIN, A.H. (1975): Seismic pumping – a hydrothermal fluid transport mechanism. – *J. geol. Soc. Lond.*, **131**, 653–659, London.
- SIEGAL, B.S. & GILLESPIE, A.R., Eds. (1980): *Remote Sensing in Geology*. – 701 p., Wiley & Sons, New York.
- SIMIGIAN, S. & STARKEY, J. (1986): Automated grain shape analysis. – *J. Struct. Geol.*, **8/5**, 589–592, Oxford.
- SIMPSON, C. & SCHMID, S.M. (1983): An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. – *Geol. Soc. Am. Bull.*, **94**, 1281–1288, Boulder.
- SOFFEL, H. (1978): Reinterpretation of paleomagnetism of the Colli Euganei and Monti Lessini (Italy). – *J. Geophys.*, **45**, 35–39, Berlin.
- SPITZ, A. (1919): Fragmente zur Tektonik der Westalpen und des Engadins. – *Verh. Geol. R.-A.*, **1919**, 104–122, Wien.
- SPRAY, J.G. (1987): Artificial generation of pseudotachylyte using friction welding apparatus: simulation of melting on a fault plane. – *J. Struct. Geol.*, **9/1**, 49–60, Oxford.
- SPRAY, J.G. (1992): A physical basis for the frictional melting of some rock-forming minerals. – In: J.F. MAGLOUGHLIN & J.G. SPRAY (Eds.), *Frictional Melting Processes and Products in Geological Materials*, *Tectonophysics*, **204/3–4**, Spec. Issue, 205–221, Amsterdam.
- SPRENGER, W. & HEINISCH, H. (1992): Late Oligocene to Recent brittle transpressive deformation along the Periadriatic Lineament in the Lesach Valley (Eastern Alps): remote sensing and paleo-stress analysis. – *Ann. Tectonicae*, **VI/2**, 134–149, Firenze.
- SPRY, A. (1969): *Metamorphic Textures*. – 352 p., Pergamon, Oxford.
- STAVROV, O.D., STOLYAROV, I.S. & IOVCHEVA, E.I. (1969): Geochemistry and origin of the Verkh-Iset granitoid massif in the Central Ural. – *Geochem. Int.*, **6/1**, 1138–1146, Washington.
- STEINHAUSER, P. (1980): Rezente Krustenbewegungen an der Nivellement-Linie Villach-Thörl Maglern. – *Mitt. österr. geol. Ges.*, **71/72**, 317–332, Wien.
- 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.
- STRECKEISEN, A. (1976): To each plutonic rock its proper name. – *Earth-Sci. Rev.*, **12**, 1–33, Amsterdam.
- STRECKEISEN, A. (1980): Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites and melilitic rocks. IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. – *Geol. Rundsch.*, **69/1**, 194–207, Stuttgart.
- STUBLEY, M.P. (1990): The geometry and kinematics of a suite of conjugate kink bands, southeastern Australia. – *J. Struct. Geol.*, **12/8**, 1019–1031, Oxford.
- SUCESS, E. (1901): *Das Antlitz der Erde*. Band III/1. – 508 S., Tempsky, Wien & Freytag, Leipzig.
- SUTTNER, E. (1983): *Geologische Neuaufnahme des Altkristallins im oberen Gailtal, Kärnten, zwischen Kirchbach und Waidegg*. – Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. München, 114 S., München.
- SWANSON, M.T. (1992): Fault structure, wear mechanisms and rupture processes in pseudotachylyte generation. – In: J.F. MAGLOUGHLIN & J.G. SPRAY (Eds.), *Frictional Melting Processes and Products in Geological Materials*, *Tectonophysics*, **204/3–4**, Spec. Issue, 223–242, Amsterdam.
- TAYLOR, S.R. & MCLENNAN, S.M. (1985): *The Continental Crust: its Composition and Evolution*. – 312 p., Blackwell, Oxford.
- TECHMER, K. (1989): *Die Genese von Pseudotachyliten und ihre Bedeutung für die geotektonische Stellung der Ivrea-Verbano-Zone*. – Unveröff. Diss. Univ. Göttingen, 144 S., Göttingen.
- TECHMER, K.S., AHRENDT, H. & WEBER, K. (1992): The development of pseudotachylyte in the Ivrea-Verbano Zone of the Italian Alps. – In: J.F. MAGLOUGHLIN & J.G. SPRAY (Eds.), *Frictional Melting Processes and Products in Geological Materials*, *Tectonophysics*, **204/3–4**, Spec. Issue, 307–322, Amsterdam.
- TEICH, T. (1980): *Zur Genese der Augengneise im Kristallin des Gailtales von Kärnten*. – *Carinthia II*, **170/90**, 103–122, Klagenfurt.
- TERMIER, P. (1904): *Les nappes des Alpes Orientales et la synthèse des Alpes*. – *Bull. Soc. géol. France* (4), **3**, 1903, 711–765, Paris.
- TOLLMANN, A. (1977a): *Geologie von Österreich. Band 1: Die Zentralalpen*. – 766 S., Deuticke, Wien.
- TOLLMANN, A. (1977b): *Die Bruchtektonik Österreichs im Satellitenbild*. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **153**, 1–27, Stuttgart.
- TOLLMANN, A. (1986): *Geologie von Österreich. Band 3: Gesamtübersicht*. – 718 S., Deuticke, Wien.
- TOLLMANN, A. (1987a): *Geodynamic concepts of the evolution of the Eastern Alps*. – In: H.W. FLÜGEL & P. FAUPL (Eds.), *Geodynamics of the Eastern Alps*, 361–378, Deuticke, Wien.
- TOLLMANN, A. (1987b): *Neue Wege in der Ostalpengeologie und die Beziehungen zum Ostmediterrän*. – *Mitt. österr. geol. Ges.*, **80**, 47–113, Wien.
- TROGER, W.E. (1969): *Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil II Textband*. – 2. Aufl., 822 S., Schweizerbart, Stuttgart.
- TROGER, W.E. (1982): *Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil I Bestimmungstabellen*. – 5. Aufl., 188 S., Schweizerbart, Stuttgart.
- TRÜMPY, R. (1988): A possible Jurassic-Cretaceous transform system in the Alps and the Carpathians. – In: S.P. CLARK, Jr., B.C. BURCHFIELD & J. SUPPE (Eds.), *Processes in Continental Lithospheric Deformation*, *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, **218**, 93–109, Boulder.
- TULLIS, J. (1977): Preferred orientation of quartz produced by slip during plane strain. – *Tectonophysics*, **39**, 87–102, Amsterdam.
- TULLIS, J., CHRISTIE, J.M. & GRIGGS, D.T. (1973): Microstructures and preferred orientations of experimentally deformed quartzites. – *Geol. Soc. Am. Bull.*, **84**, 297–314, New York.
- TULLIS, J., SHELTON, G.L. & YUND, R.A. (1979): Pressure dependence of rock strength: implications for hydrolytic weakening. – *Bull. Mineral.*, **102**, 110–114, Paris.
- TURNER, F.J. & WEISS, L.E. (1963): *Structural Analysis of Metamorphic Tectonites*. – 545 p., McGraw-Hill, New York.
- UEBERHORST, S. (1985): *Die Geologie des Gailtalkristallins (Kärnten, Austria) im Bereich Guggenberg-St. Lorenzen und petrographisch-geochemische Untersuchungen an Gailtaler Augengneisen*. – Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. München, 143 S., München.
- UNZOG, W. (1989): *Schertektonik im Gailtalkristallin und an seiner Begrenzung*. – Unveröff. Diss. Univ. Graz, 204 S., Graz.

- URAI, J.L., MEANS, W.D. & LISTER, G.S. (1986): Dynamic recrystallization of minerals. – In: B.E. HOBBS & H.C. HEARD (Eds.), *Mineral and Rock Deformation: Laboratory Studies – The Paterson Volume*. – AGU Geophys. Monogr., **36**, 161–199, Washington.
- VAI, G.B. (1975): Hercynian Basin Evolution of the Southern Alps. – In: C. SOUYRES (Ed.), *Geology of Italy, The Earth Sci. Soc. Lib. Arab. Rep.*, 293–298, Tripolis.
- VAN BEMMELEN, R. (1957): Beitrag zur Geologie der westlichen Gailtaler Alpen (Kärnten, Österreich). Erster Teil. – *Jb. Geol. B.-A.*, **100**, 179–212, Wien.
- VAN BEMMELEN, R.W. & MEULENKAMP, J.E. (1965): Beiträge zur Geologie des Drauzuges (Kärnten, Österreich). Dritter Teil: Die Lienzer Dolomiten und ihre geodynamische Bedeutung für die Ostalpen. – *Jb. Geol. B.-A.*, **108**, 213–268, Wien.
- VAN HOUTTE, P. & WAGNER, F. (1985): Development of textures by slip and twinning. – In: H.-R. WENK (Ed.), *Preferred Orientation in Deformed Metals and Rocks: An Introduction to Modern Texture Analysis*, 233–258, Academic Press, Orlando.
- VISONA, D. (1974): Il significato barometrico delle muscoviti nelle filladi dello Gailtal (Alpi Orientali). – *Stud. Trent. Sci. Nat.*, **51**, 94–104, Trento.
- VISSERS, R.L.M. (1989): Asymmetric quartz c-axis fabrics and flow vorticity: a study using rotated garnets. – *J. Struct. Geol.*, **11/3**, 231–244, Oxford.
- VOLL, G. (1969): Klastische Mineralien aus Sedimentserien der Schottischen Highlands und ihr Schicksal bei aufsteigender Regional- und Kontaktmetamorphose. – Habilitationsschrift TU Berlin, 206 S., Berlin.
- VOLL, G. (1982): Bewegung von Korngrenzen in Gesteinen. – Vortrag DFG Gesteinskinetik-Sitzung, 24. April 1982, 39 S., Tübingen.
- VOLLBRECHT, A. (1981): Tektonogenetische Entwicklung der Münchberger Gneismasse (Quarzkorngefüge-Untersuchungen und Mikrothermometrie an Flüssigkeitseinschlüssen). – *Gött. Arb. Geol. Paläont.*, **24**, 122 S., Göttingen.
- VON GIZYCKI, P. (1977): Petrographisch-geochemische Untersuchungen an Periadriatischen Plutonen und ihren Rahmengesteinen am SW-Rand des Tauernfensters (Südtirol). – Unveröff. Diss. Univ. München, 154 S., München.
- VON GIZYCKI, P. & SCHMIDT, K. (1978a): Zur Genese der Plutone im SW des Tauernfensters. – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1978**, 657–673, Stuttgart.
- VON GIZYCKI, P. & SCHMIDT, K. (1978b): Granites and granodiorites at the Periadriatic Line in SW of the Tauern Window. – In: H. CLOSS, D. ROEDER & K. SCHMIDT (Eds.), *Alps, Apennines, Hellenides*, 160–162, Schweizerbart, Stuttgart.
- VON GOSEN, W. (1989): Fabric developments and the evolution of the Periadriatic Lineament in southeast Austria. – *Geol. Mag.*, **126/1**, 55–71, Cambridge.
- VON MISES, R. (1928): Mechanik der plastischen Formänderung von Kristallen. – *Z. Angew. Math. Mech.*, **8**, 161–184, Berlin.
- WAGNER, S. & MILLER, H. (1993): Elementmobilisierungen bei Scherbewegungen zwischen Gesteinen unterschiedlicher Zusammensetzung. – *Z. dt. geol. Ges.*, **144/1**, 129–149, Hannover.
- WALLACE, R.C. (1976): Partial fusion along the Alpine Fault Zone, New Zealand. – *Geol. Soc. Am. Bull.*, **87**, 1225–1228, Boulder.
- WALLBRECHER, E. (1978): Ein Cluster-Verfahren zur richtungsstatistischen Analyse tektonischer Daten. – *Geol. Rundsch.*, **67/3**, 840–857, Stuttgart.
- WALLBRECHER, E. (1979): Methoden zum quantitativen Vergleich von Regelungsgraden und -formen struktureologischer Datenmengen mit Hilfe von Vektorstatistik und Eigenwert-Analyse. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **159**, 113–149, Stuttgart.
- WALLBRECHER, E. (1986): Tektonische und gefügeanalytische Arbeitsweisen. – 244 S., Enke, Stuttgart.
- WALLBRECHER, E. (1988): A ductile shear zone in the Panafrican basement on the northwestern margin of the West African Craton (Sirwa Dome, Central Anti-Atlas). – In: V. JACOBSHAGEN (Ed.): *The Atlas System of Morocco, Studies on its Geodynamic Evolution, Lecture Notes in Earth Sciences*, **15**, 19–42, Springer, Berlin.
- WALLBRECHER, E. & FRITZ, H. (1989): Quantitative evaluation of the shape and orientation of a paleo-stress ellipsoid from the distribution of slickenside striations. – *Ann. Tectonicae*, **III/2**, 110–122, Firenze.
- WATTERSON, J. (1975): Mechanism for the persistence of tectonic lineaments. – *Nature*, **253**, 520–522, London.
- WEBER, K. (1992): Gefügeentwicklung in Transpressions- und Transtensionszonen. – Vortragskurzfassung TSK IV, Frankfurter geowiss. Arb., **A 11**, 178–180, Frankfurt am Main.
- WEISSERT, H.J. & BERNOULLI, D. (1985): A transform margin in the Mesozoic Tethys: evidence from the Swiss Alps. – *Geol. Rundsch.*, **74/3**, 665–679, Stuttgart.
- WENK, E. (1963): Zur Definition von Schiefer und Gneiss. – *N. Jb. Miner. Mh.*, **1963**, 97–107, Stuttgart.
- WENK, H.R. (1978): Are pseudotachylites products of fracture or fusion? – *Geology*, **6**, 507–511, Boulder.
- WENK, H.R. (1985): Measurement of pole figures. – In: H.-R. WENK (Ed.), *Preferred Orientation in Deformed Metals and Rocks: An Introduction to Modern Texture Analysis*, 11–47, Academic Press, Orlando.
- WENK, H.R., TAKESHITA, T., BECHLER, E., ERSKINE, B. G. & MATTHIES, S. (1987): Pure shear and simple shear calcite textures. Comparison of experimental, theoretical and natural data. – *J. Struct. Geol.*, **9/5–6**, 731–745, Oxford.
- WENK, H.R. & WEISS, L.E. (1982): Al-rich calcic pyroxene in pseudotachylite: an indicator of high pressure and high temperature? – *Tectonophysics*, **84**, 329–341, Amsterdam.
- WHALLEY, J.S. (1987): The use of a digitizing tablet to automate R_f/ϕ calculations. – *J. Struct. Geol.*, **9**, 501–502, Oxford.
- WILKE, M. (1983): Geologische Kartierung des ostalpinen Altkristallins und petrologische Beschreibung der Augengneise des Altkristallins unterhalb des Reißkofels, oberes Gailtal, Kärnten. – Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. München, 126 S., München.
- WINKLER, H.G.F. (1979): *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. – 5th ed., 348 p., Springer, New York.
- WINTERER, E.J. & BOSELLINI, A. (1981): Subsidence and sedimentation on a Jurassic passive continental margin (Southern Alps, Italy). – *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, **65**, 394–421, Tulsa.
- WISE, D.U., DUNN, D.E., ENGELDER, J.T., GEISER, P. A., HATCHER, R.D., KISH, S.A., ODOM, A.L. & SCHAMEL, S. (1984): Fault-related rocks: suggestions for terminology. – *Geology*, **12**, 391–394, Boulder.
- WOJTAL, S. & MITRA, G. (1988): Nature of deformation in some fault rocks from Appalachian thrusts. – In: G. MITRA & S. WOJTAL (Eds.), *Geometries and Mechanisms of Thrusting, with Special Reference to the Appalachians*, *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, **222**, 17–33, Boulder.
- WOODCOCK, N.H. (1977): Specification of fabric shapes using an eigenvalue method. – *Geol. Soc. Am. Bull.*, **88**, 1231–1236, New York.
- ZANFERRARI, A. (1976): On the occurrence of a Permo-Scythian syncline outcropping in the middle Lesachtal along the Gailtal line (Carinthia, Austria). – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1976**, 109–117, Stuttgart.
- ZARSKE, G. (1989): Gefügekundliche und kristallingeologische Untersuchungen zur alpinen Störungskinetik im Umbiegungsbereich von Tonale- und Judikarientlinie. – *Göttinger Arb. Geol. Paläont.*, **38**, 142 S., Göttingen.
- ZECK, H.P. (1971): Prehnite-pumpellyite facies metamorphism in Precambrian basement rocks of S Sweden. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **32**, 307–314, Heidelberg.
- ZIJDERVELD, J.D.A. & VAN DER VOO, R. (1973): Palaeomagnetism in the Mediterranean area. – In: D.H. TARLING & S.K. RUNCORN (Eds.), *Implications of Continental Drift to the Earth Sciences*, 133–161, Academic Press, London, New York.
- ZINGG, A., HANDY, M.R., HUNZICKER, J.C. & SCHMID, S.M. (1990): Tectonometamorphic history of the Ivrea Zone and its relationship to the crustal evolution of the Southern Alps. – *Tectonophysics*, **182**, 169–192, Amsterdam.
- ZOBACK, M.L., ZOBACK, M.D., ADAMS, J., ASSUMPCAO, M., BELL, S., BERGMAN, E.A., BLÜMLING, P., BRERETON, N.R., DENHAM, D., DING, J., FUCHS, K., GAY, N., GREGERSEN, S., GUPTA, H.K., GVI-SHIANI, A., JACOB, K., KLEIN, R., KNOLL, P., MAGEE, M., MERCIER, J.L., MÜLLER, B.C., PAQUIN, C., RAJENDRAN, K., STEPHANSSON, O., SUAREZ, G., SUTER, M., UDIAS, A., XU, Z.H. & ZHIZHIN, M. (1989): Global pattern of tectonic stress. – *Nature*, **341**, 291–298, London.

Anhang

A. Strukturgeologische und geochemische Probenahme

Tabelle A.1.

Tektonische und geographische Position der Proben.

Tectonic and geographic position of samples.

| Probe | Gestein | Lokalität | Höhe | Tekton. Einheit* | Geograph. Position | | Schliffe |
|--------|-----------------------------|-------------------------------|--------|------------------|--------------------|----------|-----------------------|
| | | | | | Rechts- | Hochwert | |
| 86001 | Pseudotachylit in GS | Archerlebach | 1065 m | PL/GS | 0711090 | 5171460 | vorh.(M),H86025(M,N) |
| 87001A | Pseudotachylit in Tonalit | Hollbruck | 1350 m | PL/T | 0684310 | 5177100 | - |
| 87001C | Pseudotachylit in Tonalit | Hollbruck | 1350 m | PL/T | 0684310 | 5177100 | XZU(G) |
| 87002 | Grödener Sandstein m. Pt | Archerlebach | 1065 m | PL/GS | 0711090 | 5171460 | XZUA,XZUB,XZU(M) |
| 87003A | Andesit-Gang | Kostagraben | 795 m | GK/T | 0721360 | 5171270 | XZU |
| 87004 | Andesit-Gang | E' Kostagraben | 830 m | GK/T | 0721335 | 5171340 | XZU |
| 87005 | Zellendolomit | Obergailbach | 1085 m | PL/GS | 0709140 | 5171695 | XZ |
| 87006 | Gips | Obergailbach | 1085 m | PL/GS | 0709140 | 5171700 | XYU,XZU,YZU |
| 87007 | Tonalit | Obergailbach | 1080 m | PL/T | 0709080 | 5171620 | XZ |
| 87008 | Tonalit | Obergailbach | 1080 m | PL/T | 0709080 | 5171620 | XZU |
| 87009 | Tonalit | Obergailberg SE' Frohn | 1260 m | PL/T | 0707475 | 5172200 | XZU |
| 87010 | Tonalit | Obergailberg SE' Frohn | 1385 m | PL/T | 0707750 | 5172010 | XZU |
| 87011 | Tonalit | Obergailberg SE' Frohn | 1380 m | PL/T | 0707750 | 5172010 | XZ |
| 87012 | Tonalit | Obergailberg SE' Frohn | 1405 m | PL/T | 0707945 | 5172000 | XZU |
| 87013 | paläoz. Quarzit | Obergailbach | 1080 m | SAP | 0790965 | 5171600 | XZ,YZ |
| 87014B | Dolomit | Obergailbach | 1080 m | PL/GS | 0709140 | 5171695 | XYU,XZU |
| 87015 | Pseudotachylit in Tonalit | Obergailbach | 1075 m | PL/T | 0709140 | 5171730 | XZ |
| 87016 | Tonalit | Obergailbach | 1075 m | PL/T | 0709140 | 5171730 | XZ |
| 87017 | Kataklasit mit Pt | Obergailbach | 1075 m | PL/T | 0709140 | 5171730 | XZUA(M),XZUB(M),YZ(M) |
| 87018 | diaphth. Ab-Gr-Blastengneis | Obergailbach | 1080 m | PL/GK | 0709080 | 5171750 | XZ,YZU |
| 87019 | Tonalit | Luggauer Bach, Forststr. E' | 1305 m | PL/T | 0703765 | 5172635 | XZU |
| 87020 | Tonalit-Kataklasit | Mooser Bach, Forststr. E' | 1385 m | PL/T | 0705060 | 5172500 | XZ |
| 87021 | Tonalit | Mooser Bach, Forststr. E' | 1385 m | PL/T | 0705060 | 5172500 | XZU,YZUA,YZUB |
| 87022 | Tonalit | Raabbach, Forststr. E' | 1245 m | PL/T | 0699820 | 5173420 | XY,XZ |
| 87023 | Amphibolit mit Pt | Liesinger Hochwald, M-Bach | 950 m | GK | 0711455 | 5171445 | XZ(G) |
| 87024 | Tonalit-Kataklasit mit Pt | Liesinger Hochwald, M-Bach | 1075 m | PL/T | 0711470 | 5171320 | XZ |
| 87025B | Grödener Sandstein | Liesinger Hochwald, E-Bach | 1105 m | PL/GS | 0711610 | 5171360 | XZ,XZU |
| 87026 | Grödener Sandstein | Liesinger Hochwald, E-Bach | 1120 m | PL/GS | 0711625 | 5171325 | XY,XZ,YZU |
| 87027 | Grödener Sandstein | Archerlebach | 1065 m | PL/GS | 0711090 | 5171460 | XY,XZU,YZ |
| 87028 | katakl. Phyllit | Archerlebach | 1110 m | SAP | 0711100 | 5171320 | XZU,YZ |
| 87029 | paläoz. Tonschiefer | Archerlebach | 1150 m | SAP | 0711090 | 5171240 | XYU,XZ,YZU |
| 87030 | paläoz. Grünschiefer m. Pt | Archerlebach | 1120 m | SAP | 0711090 | 5171290 | XZU(G) |
| 87031 | paläoz. Grünschiefer | Archerlebach | 1120 m | SAP | 0711090 | 5171290 | YZ |
| 87032 | paläoz. Grünschiefer | Archerlebach | 1120 m | SAP | 0711090 | 5171290 | XZ,XZU |
| 87033 | Ultrakataklasit mit Pt | Archerlebach, 1. Seitenb. W' | 1095 m | PL/GK | 0711030 | 5171505 | XZU |
| 87034 | katakl. Tonalit | Archerlebach | 1075 m | PL/T | 0711090 | 5171400 | XZ |
| 87035 | katakl. Tonalit | Archerlebach | 1085 m | PL/T | 0711080 | 5171375 | XZ |
| 87036 | Amphibolit | Archerlebach | 955 m | GK | 0711255 | 5171915 | XZ,YZ |
| 87037 | Amphibolit | Archerlebach | 945 m | GK | 0711250 | 5171960 | XZU |
| 87038 | Amphibolit | Archerlebach | 945 m | GK | 0711250 | 5171960 | XZU,XZU(G),YZU |
| 87039A | Grödener Sandstein m. Pt | Archerlebach | 1065 m | PL/GS | 0711090 | 5171460 | XZU,XZ(G),YZU |
| 87040 | Kataklasit (GK) | Archerlebach, 2. Seitenb. W' | 1110 m | PL/GK | 0711040 | 5171380 | YZU(G) |
| 87041 | Grödener Sandstein | Archerlebach | 1065 m | PL/GS | 0711090 | 5171460 | XY,XZ,YZ,YZU |
| 87042 | Grödener Sandstein | Liesinger Hochw., mittl. Bach | 1065 m | PL/GS | 0711465 | 5171360 | XZ |
| 87043 | Grödener Sandstein | Liesinger Hochw., mittl. Bach | 1060 m | PL/GS | 0711455 | 5171400 | XZU |
| 87044 | Gr-Glimmerschiefer | Archerlebach | 1015 m | GK | 0711125 | 5171665 | XY,XZ,YZ |
| 87045A | diaphth. Gr-Glimmerschiefer | Archerlebach | 970 m | GK | 0711210 | 5171860 | XYU,XZU,XZU(G),YZU |
| 87046 | Bi-Mu-Gneis | N' Leiten | 1500 m | GK | 0691340 | 5172490 | XZ |
| 87047 | Sta-Gr-Gneis | S' Eben | 1515 m | GK | 0691160 | 5175540 | XZ |
| 87048 | Sta-Gr-Gneis | Pallaser Bach | 1025 m | GK | 0710740 | 5173140 | XY,XZ,YZ,YZ(M) |
| 87049 | Ab-Gr-Blastengneis | Pallaser Bach | 1040 m | GK | 0710705 | 5173260 | XYU,XZU,YZ |
| 87050 | Glimmerquarzit | Pallaser Bach | 1050 m | GK | 0710700 | 5173320 | XY,XZU,YZ |
| 87051 | Ab-Gr-Blastengneis | Pallaser Bach | 1085 m | GK | 0710640 | 5173420 | XZU |
| 87052 | Glimmerquarzit | Pallaser Bach | 1105 m | GK | 0710620 | 5173550 | XYU,XZU,YZ |
| 87053 | Ab-Gr-Blastengneis | Pallaser Bach | 1125 m | GK | 0710695 | 5173760 | XZU |
| 87054 | Ab-Gr-Blastengneis | Pallaser Bach | 1125 m | GK | 0710695 | 5173760 | XZ,XZU |
| 87055 | diaphth. Gr-Gneis | Pallaser Bach | 1130 m | GK | 0710680 | 5173815 | XYU,XZ,YZU |
| 87056 | diaphth. Gr-Glimmerschiefer | Pallaser Bach | 1160 m | GK | 0710580 | 5174090 | XYU,XZU,YZU |
| 87057 | Glimmerquarzit | Pallaser Bach | 1175 m | GK | 0710600 | 5174180 | XZU |
| 87058B | Pseudotachylit in Tonalit | Leiten, SW' Kapelle | 1445 m | PL/T | 0691280 | 5175240 | XZ |
| 87059 | Phyllit-Kataklasit | Leiten, SW' Kapelle | 1443 m | PL/SAP | 0691280 | 5175240 | XZ |
| 87060 | Pseudotachylit in Tonalit | Leiten, SW' Kapelle | 1440 m | PL/T | 0691280 | 5175245 | XZ(G),YZU |

* Tektonische Einheiten: DS Drauzug-Südrandstörung, GK Gailtalkristallin, PL Periadriatisches Lineament, SAP Südalpines Paläozoikum; Gesteinseinheiten: GK Gailtalkristallin, GS Grödener Sandstein, QP Quarzporphyr, T Tonalit, WD Wettersteindolomit; B-Tektonit: XY entspricht der Achsenebene, X entspricht der Faltenachse.

Tabelle A.1.
Fortsetzung.
Continued.

| Probe | Gestein | Lokalität | Höhe | Tekton. Einheit* | Geograph. Rechts- | Position Hochwert | Schliffe |
|--------|-----------------------------|-------------------------------|--------|------------------|-------------------|-------------------|----------------------|
| 87061 | Pseudotachylit in Tonalit | Leiten, SW Kapelle | 1435 m | PL/T | 0691280 | 5175250 | XZA,XZB |
| 87062 | Pseudotachylit in Tonalit | Leiten, SW Kapelle | 1430 m | PL/T | 0691290 | 5175250 | XZ,XZA(G),XZB(G),XZU |
| 87063 | Pseudotachylit in Tonalit | Hollbruck, SE Faschinghöfe | 1345 m | PL/T | 0684290 | 5177120 | XZ(G),XZU,YZA,YZB |
| 87064 | Pseudotachylit in Tonalit | Hollbruck, SE Faschinghöfe | 1350 m | PL/T | 0684310 | 5177100 | XZU |
| 87065 | Tonalit | Hollbruck, SE Faschinghöfe | 1347 m | PL/T | 0684290 | 5177120 | XZ,XZU |
| 87066 | Tonalit | Hollbruck, SE Faschinghöfe | 1340 m | PL/T | 0684290 | 5177120 | XZU,YZ |
| 87067 | Pseudotachylit in Tonalit | Hollbruck, SE Faschinghöfe | 1348 m | PL/T | 0684300 | 5177110 | XZU(M),XZU(G) |
| 87068 | Gr-Amphibolit | Pallaser Bach | 1220 m | GK | 0710605 | 5174520 | XZU,YZU |
| 87069 | Kf-Augengneis | Pallaser Bach | 1220 m | GK | 0710605 | 5174520 | XYU,XZU,YZ,YZU |
| 87070B | diaphth. Gr-Glimmerschiefer | Pallaser Bach | 1235 m | GK | 0710650 | 5174620 | XY,XYU,XZU,YZ |
| 87071B | Glimmerquarzit | Pallaser Bach | 985 m | GK | 0710320 | 5172610 | XZU,YZU |
| 87072 | Gr-Bi-Gneis | Pallaser Bach | 985 m | GK | 0710290 | 5172660 | XY(M),XZU |
| 87073A | Glimmerquarzit | Pallaser Bach | 965 m | GK | 0710340 | 5172400 | XYU,XZ,YZU |
| 87074 | Glimmerquarzit | Pallaser Bach | 965 m | GK | 0710340 | 5172390 | XZ |
| 87075 | Grödener Sandstein | Pallaser Bach | 1275 m | DS/GS | 0710810 | 5174800 | XZU |
| 87076 | Tonalit | Seebach, Graben W' | 1425 m | PL/T | 0700635 | 5173350 | XZU |
| 87077 | Grödener Sandstein | Archerlebach | 1065 m | PL/GS | 0711090 | 5171480 | XZ(M) |
| 87078 | paläoz. Tonschiefer | Leiten, SW Kapelle | 1445 m | SAP | 0691190 | 5175230 | XZUA,XZUB |
| 87079 | Tonalit | Hollbruck, Bundesstr. | 1430 m | PL/T | 0684150 | 5177160 | XZ |
| 87080 | Tonalit | Seebach, Seitenbach E' | 1525 m | PL/T | 0701505 | 5173050 | XZU |
| 87081B | Pseudotachylit in Tonalit | Seebach, Seitenbach E' | 1440 m | PL/T | 0701330 | 5173090 | XZU(G),YZU(G) |
| 87082 | Tonalit | Seebach, Seitenbach E' | 1405 m | PL/T | 0701215 | 5173100 | XZU |
| 87083 | Tonalit | Seebach | 1345 m | PL/T | 0701145 | 5173240 | XZ |
| 87084 | Tonalit | Seebach | 1368 m | PL/T | 0701145 | 5173100 | XZ,YZ |
| 87085 | Tonalit | Seebach | 1368 m | PL/T | 0701145 | 5173090 | XZU |
| 87086 | Tonalit | Seebach | 1368 m | PL/T | 0701145 | 5173110 | XZ,XZU |
| 87087 | Pseudotachylit in Tonalit | Seebach | 1365 m | PL/T | 0701145 | 5173120 | XZ(G),YZ(G) |
| 87088A | Tonalit-Kataklasit | Seebach | 1365 m | PL/T | 0701145 | 5173120 | XZU |
| 87089 | Tonalit | Seebach | 1365 m | PL/T | 0701145 | 5173120 | XZ,XZU(G),YZU(G) |
| 87090 | Tonalit | Seebach | 1347 m | PL/T | 0701145 | 5173245 | XZ,YZ |
| 87091 | Tonalit-Ultrakataklasit | Seebach | 1337 m | PL/T | 0701140 | 5173275 | XZ(G),YZUA,YZUB |
| 87092 | Tonalit | Seebach | 1355 m | PL/T | 0701140 | 5173170 | XZU |
| 87093 | Tonalit | Seebach | 1355 m | PL/T | 0701140 | 5173170 | XZ |
| 87094 | Tonalit | Seebach | 1351 m | PL/T | 0701145 | 5173200 | XZU |
| 87095 | katakl. Mu-Gneis | Seebach | 1337 m | PL/GK | 0701140 | 5173275 | XZU,YZ |
| 87096 | Kf-Augengneis | Strajacher Graben, Bundesstr. | 830 m | GK | 0720690 | 5171860 | XY,XZ,XZU(G),YZ |
| 87097 | Kf-Augengneis | Strajacher Graben, Bundesstr. | 830 m | GK | 0720700 | 5171775 | XYUA,XYUB,XZU,YZU |
| 87098 | Kf-Augengneis | Strajacher Graben, Bundesstr. | 830 m | GK | 0720655 | 5171660 | XYU,XZ,YZ |
| 87099A | Kf-Augengneis | Strajacher Graben, Bundesstr. | 830 m | GK | 0720670 | 5171590 | XY,XZ,YZ |
| 87100 | Tonalit-Kataklasit | Schwendereck, Graben S' | 1373 m | PL/T | 0702980 | 5172745 | XZ |
| 87101 | Tonalit-Kataklasit | Schwendereck, Graben S' | 1373 m | PL/T | 0702980 | 5172745 | XZ |
| 87102 | Tonalit-Kataklasit | Schwendereck, Graben S' | 1373 m | PL/T | 0702980 | 5172745 | XZ |
| 87103B | Tonalit | Schwendereck, Graben S' | 1375 m | PL/T | 0702980 | 5172745 | XZUA,XZUB,YZU |
| 87104 | Tonalit | Schwendereck, Graben S' | 1370 m | PL/T | 0702990 | 5172740 | XZ |
| 87105A | Tonalit | Schwendereck, Graben SE' | 1325 m | PL/T | 0703100 | 5172715 | XZ |
| 87106 | Tonalit | Schwendereck, Graben S' | 1375 m | PL/T | 0703005 | 5172715 | XY,XZU,YZU |
| 87107 | Tonalit | Schwendereck, Graben S' | 1367 m | PL/T | 0702995 | 5172730 | XZ,YZ |
| 87108 | Tonalit | Schwendereck, S-Hang | 1378 m | PL/T | 0702980 | 5172745 | XZ,YZU |
| 87109 | Tonalit | Schwendereck, S-Hang | 1383 m | PL/T | 0702975 | 5172760 | XZ,YZ |
| 87110 | Tonalit | Schwendereck, S-Hang | 1388 m | PL/T | 0702970 | 5172770 | XY,XZU |
| 87111 | Tonalit | Schwendereck, S-Hang | 1400 m | PL/T | 0702965 | 5172790 | XZU,YZU |
| 87112 | Tonalit | Schwendereck, S-Hang | 1405 m | PL/T | 0702965 | 5172800 | XY,XZU,YZ,YZ(M) |
| 87113 | Tonalit | Schwendereck, S-Hang | 1418 m | PL/T | 0702960 | 5172815 | XZA,XZB,YZ |
| 87114 | Tonalit | Schwendereck, S-Hang | 1428 m | PL/T | 0702955 | 5172825 | XZA,XZB,YZU |
| 87115 | Tonalit | Schwendereck, S-Hang | 1440 m | PL/T | 0702950 | 5172840 | XY,XZ,YZU |
| 87116 | Tonalit | Schwendereck, S-Hang | 1435 m | PL/T | 0702870 | 5172810 | XZ |
| 87117 | Bi-Mu-Gneis | Schwendereck, S-Hang | 1463 m | GK | 0702930 | 5172880 | XZ,YZ |
| 88001 | Ab-Gr-Blastengneis | Archerlebach | 955 m | GK | 0711255 | 5171915 | XY,XZUA,XZUB,YZ(M) |
| 88002 | diaphth. Gr-Glimmerschiefer | Archerlebach | 982 m | GK | 0711160 | 5171770 | XZU,YZ |
| 88003 | katakl. Gr-Gneis | Archerlebach | 1045 m | PL/GK | 0711100 | 5171530 | XZUA,XZUB,YZU |
| 88004 | katakl. Ab-Gr-Blastengneis | Archerlebach | 1065 m | PL/GK | 0711070 | 5171480 | XZU |
| 88005 | Pseudotachylit in GS | Archerlebach | 1065 m | PL/GS | 0711090 | 5171460 | - |

Tabelle A.1.
Fortsetzung.
Continued.

| Proben-Nr. | Gestein | Lokalität | Höhe | Tekton. Einheit* | Geograph. Position Rechts- Hochwert | Schliffe |
|-------------|-----------------------------|-------------------------------|--------|------------------|-------------------------------------|----------------------|
| 88006A | Pseudotachylit in GS | Archerlebach | 1065 m | PL/GS | 0711090 5171460 | - |
| 88006B | GS-Ultrakataklasit | Archerlebach | 1065 m | PL/GS | 0711090 5171460 | - |
| 88006C | Grödener Sandstein | Archerlebach | 1065 m | PL/GS | 0711090 5171460 | - |
| 88007 | Tonalit-Kataklasit | Seebach, Seitenbach E' | 1440 m | PL/T | 0701330 5173090 | - |
| 88008 (A30) | diaphth. Gr-Glimmerschiefer | Tuffbach | 1400 m | GK | 0705585 5176770 | XZA,XZB |
| 88009 (A3) | Gr-Amphibolit | Tuffbach | 1405 m | GK | 0705545 5176825 | XZU |
| 88010 | diaphth. Gr-Glimmerschiefer | Tuffbach | 1410 m | GK | 0705530 5176870 | XY,XZA,XZB,XZ(M),YZU |
| 88011 (A31) | Quarzporphyr | Tuffbach | 1420 m | DS/QP | 0705490 5176960 | - |
| 88012 (A43) | Quarzporphyr | Tuffbach | 1420 m | DS/QP | 0705490 5176960 | vorh. |
| 88013 (A34) | Grödener Sandstein | Tuffbach, Mündung Tränkegr. | 1460 m | DS/GS | 0705310 5177060 | vorh. |
| 88014 (A35) | Grödener Sandstein | Tuffbach | 1440 m | DS/GS | 0705465 5177005 | - |
| 88015 (Z3) | Dolomit-Kataklasit | Tuffbach | 1465 m | DS/WD | 0705520 5176985 | vorh. |
| 88016 | Kataklasit (GK) | Badbach, Forststr. | 1570 m | DS/GK | 0690060 5177750 | XZ |
| 88017 | katakl. Ab-Gr-Blastengneis | Badbach, Forststr. | 1580 m | DS/GK | 0690130 5177730 | XZ |
| 88018 | katakl. Ab-Gr-Blastengneis | Badbach, Forststr. | 1590 m | DS/GK | 0690190 5177690 | XZU,XZU(M),YZU |
| 88019 | Glimmerquarzit | Archerlebach | 1060 m | GK | 0711090 5171500 | XYU,XZ,YZ(M),YZU |
| 88020 | Kf-Augengneis | Pallaser Bach | 1220 m | GK | 0710605 5174520 | XZUA,XZUB |
| 88021 | Glimmerquarzit | Obergailbach | 1065 m | GK | 0709150 5171840 | XYU,XZU,YZ,YZUA,YZUB |
| 88022 | katakl. Ab-Gr-Blastengneis | Gail, W' Mündung Frohnbach | 1020 m | GK | 0707610 5173240 | XZU,YZU(M) |
| 88023 | Glimmerquarzit | Gail, N' Mündg. Archerlebach | 920 m | GK | 0711360 5172130 | XZ,YZ |
| 89001B | Glimmerquarzit | Sägebach, Seitenbach W' | 1160 m | GK | 0681850 5178170 | XZA,XZB,YZ |
| C 1 | Sta-Gr-Glimmerschiefer | Radegunder Bach, W' Kapelle | 1110 m | GK | 0707345 5174000 | XZ |
| C 2 | Gr-Glimmerschiefer | Radegunder Bach | 1110 m | GK | 0707370 5174065 | XZ |
| C 3 | Glimmerquarzit | Radegunder Bach | 1100 m | GK | 0707360 5174160 | XZ |
| C 4 | Ab-Gr-Blastengneis | Radegunder Bach | 1100 m | GK | 0707335 5174195 | XZ |
| C 5 | Ab-Gr-Blastengneis | Radegunder Bach | 1100 m | GK | 0707335 5174250 | XZ |
| C 7 | Gr-Chloritschiefer | Radegunder Bach, W' Brücke | 1140 m | GK | 0707485 5174425 | XZ |
| C 9 | Ab-Gr-Blastengneis | Radegunder Bach | 1100 m | GK | 0707425 5174520 | XZ |
| C 12 | Ab-Gr-Sta-Blastengneis | Radegunder Bach | 1160 m | GK | 0707210 5174760 | XZ |
| C 19 | quarzit. Gr-Gneis | Radegunder Bach | 1190 m | GK | 0707040 5175400 | XZ |
| C 21 | quarzit. Gneis | Radegunder Bach | 1195 m | GK | 0706915 5175580 | XZ |
| C 24 | diaphth. Gr-Glimmerschiefer | Radegunder Bach, E' Brücke | 1225 m | GK | 0706805 5175875 | XZ |
| A 37 | katakl. Gr-Gneis | Tuffbach, E' Sattel | 1760 m | GK | 0704165 5177200 | XZ |
| A 56 | diaphth. Gr-Glimmerschiefer | Tuffbach, Seitengr. N' Samalm | 1855 m | GK | 0704240 5176890 | XZ |
| A 57 | quarzit. Gr-Gneis | Radegunder Bach, E' Wiesen | 1045 m | GK | 0707400 5173830 | XZ,YZ |

Tabelle A.2.
 Räumliche Orientierung der Proben und angewendete Untersuchungsmethoden.
Spatial orientation of the samples and applied investigation methods.

| Probe | Räumliche Orientierung | | | | | | | Quarz-<c>- Achsenmessungen | | | Verformungsanalyse | | Geo- chemie | Bemer- kung |
|--------|------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|-------------------------------|-------------|-----|--------------------|----------|----------------|----------------|
| | Feld | XY (S) | XZ | YZ | X (L) | Y | Z | Photo- meter | U- Tisch | RTG | R _f /ψ' | PODI | | |
| 86001 | - | - | - | - | - | - | - | | | | | | | REM/TEM |
| 87001A | 295/27 | 161/65 | 256/80 | 6/27 | 186/63 | 76/10 | 344/25 | | | | | | x | |
| 87001C | 212/50 | 208/48 | 90/66 | 340/53 | 160/37 | 270/24 | 28/42 | | | | | | | |
| 87002 | 32/40 | 347/61 | 222/44 | 92/65 | 272/25 | 42/46 | 167/29 | + | | | | | | |
| 87003A | 34/20 | 171/73 | 23/20 | 264/82 | 84/ 8 | 203/70 | 351/17 | | | | | | x | |
| 87004 | 334/87 | 334/85 | 244/63 | 74/27 | 254/63 | 64/27 | 154/ 5 | | | | | | x | |
| 87005 | 280/28 | 268/67 | 57/70 | 154/80 | 334/10 | 237/20 | 88/67 | | | | | | | |
| 87006 | 300/70 | 206/58 | 324/56 | 89/50 | 266/38 | 144/34 | 26/32 | | | | | | | |
| 87007 | 277/84U | 265/63 | 356/85 | 95/22 | 276/63 | 176/ 5 | 85/27 | + | | | | | x | |
| 87008 | 190/60 | 192/58 | 345/35 | 92/75 | 272/15 | 165/55 | 12/32 | + | | | | | x | |
| 87009 | 356/66 | 184/25 | 342/75 | 84/88 | 254/ 9 | 162/15 | 4/65 | | | | | | x | |
| 87010 | 356/74 | 288/83 | 159/11 | 22/82 | 202/ 8 | 339/79 | 108/ 7 | | | | | | x | |
| 87011 | 5/64 | 2/60 | 174/30 | 270/86 | 90/ 4 | 354/60 | 182/30 | | | | | | x | |
| 87012 | 291/56 | 244/73 | 328/63 | 133/36 | 302/60 | 148/27 | 64/17 | + | | | | | x | |
| 87013 | 191/53 | 170/65 | 65/63 | 305/40 | 116/51 | 245/27 | 350/25 | + | | | | | | |
| 87014B | 314/32 | 23/20 | 196/70 | 282/86 | 102/ 4 | 16/20 | 203/70 | | | | | | | |
| 87015 | 280/42 | 193/57 | 297/65 | 50/35 | 238/48 | 117/25 | 13/33 | | | | | | | |
| 87016 | 283/82 | 180/45 | 352/46 | 89(87 | 266/ 4 | 176/45 | 2/56 | | | | | | x | |
| 87017 | 188/87 | 159/81 | 260/40 | 60/47 | 240/43 | 80/50 | 339/ 9 | | | | | | x | |
| 87018 | 198/84 | 184/84 | 90/55 | 282/35 | 102/55 | 270/35 | 4/ 6 | o | | | | | | |
| 87019 | 212/57 | 350/25 | 157/65 | 298/86 | 69/ 5 | 337/25 | 170/65 | ++ | | | | | x | |
| 87020 | 83/85 | 162/73 | 332/17 | 74/88 | 251/ 3 | 157/73 | 345/17 | o | | | | | x | |
| 87021 | 199/51U | 20/35 | 175/60 | 270/80 | 92/12 | 355/30 | 200/55 | + | + | | XZ,YZ | | x | |
| 87022 | 98/81 | 182/85 | 275/38 | 87/50 | 268/38 | 95/52 | 2/ 5 | + | | | | | x | |
| 87023 | 52/61 | 162/77 | 62/65 | 276/26 | 96/61 | 242/25 | 342/13 | | | | | | | REM |
| 87024 | 304/35 | 356/64 | 137/32 | 256/70 | 76/20 | 317/58 | 176/26 | | | | | | x | |
| 87025B | 204/40 | 201/45 | 112/89 | 22/45 | 202/45 | 292/ 1 | 21/45 | | | | | | | |
| 87026 | 21/79U | 227/49 | 106/60 | 7/55 | 173/35 | 286/30 | 47/41 | | | | XY,XZ,YZ | | | |
| 87027 | 20/24 | 184/63 | 277/85 | 12/25 | 197/62 | 97/ 5 | 4/27 | | | | XY,XZ,YZ | | x | |
| 87028 | 344/32 | 197/50 | 10/40 | 100/82 | 280/ 8 | 190/50 | 17/40 | | | | | | | |
| 87029 | 176/63U | 183/27 | 77/82 | 337/65 | 157/25 | 257/ 8 | 3/63 | | | | | | | |
| 87030 | 206/50U | 200/50 | 48/48 | 306/80 | 123/16 | 228/42 | 20/40 | | | | | | | |
| 87031 | 12/77 | 218/38 | 10/53 | 114/75 | 290/13 | 190/37 | 38/52 | | | | | | | |
| 87032 | 246/20 | 227/24 | 346/78 | 82/70 | 262/20 | 166/12 | 47/66 | o | | | | | | |
| 87033 | 70/36 | 160/88 | 255/20 | 70/70 | 250/20 | 75/70 | 340/ 2 | | | | | | | |
| 87034 | 71/61 | 342/85 | 245/16 | 74/75 | 253/16 | 65/74 | 162/ 5 | | | | | | x | |
| 87035 | 110/69 | 323/15 | 206/83 | 112/77 | 292/13 | 26/ 7 | 143/75 | o | | | | | x | |
| 87036 | 200/85 | 200/85 | 292/88 | 20/17 | 200/83 | 112/ 2 | 20/ 5 | + | | | | | | |
| 87037 | 26/80 | 26/80 | 287/55 | 129/37 | 309/53 | 107/35 | 206/10 | | | | | | | |
| 87038 | 194/76U | 192/77 | 100/80 | 340/15 | 160/75 | 280/10 | 12/13 | | | | | | | |
| 87039A | 167/35 | 166/37 | 307/56 | 50/77 | 230/13 | 127/34 | 346/53 | + | | | | | | |
| 87040 | 13/55 | 204/50 | 98/77 | 350/47 | 174/46 | 278/13 | 24/40 | | | | | | | |
| 87041 | 133/45 | 155/65 | 247/85 | 342/25 | 162/65 | 67/ 5 | 335/25 | | | | | | | |
| 87042 | 112/29 | 178/65 | 80/68 | 322/36 | 133/56 | 260/22 | 358/25 | + | | | | | | |
| 87043 | 17/80 | 171/44 | 34/55 | 284/70 | 104/20 | 214/35 | 351/46 | | | | | | | |
| 87044 | 67/51 | 183/61 | 320/31 | 84/70 | 264/18 | 144/55 | 2/28 | o | | | | | | |
| 87045A | 235/35 | 203/75 | 313/40 | 98/60 | 282/36 | 133/50 | 23/15 | ++ | | | XY,XZ,YZ | XY,XZ,YZ | | |
| 87046 | 303/65U | 321/51 | 66/72 | 166/42 | 346/48 | 246/18 | 141/39 | ++ | + | + | | | | |
| 87047 | 62/76U | 71/74 | 170/60 | 315/33 | 135/57 | 350/30 | 251/16 | + | | | | | | |
| 87048 | 172/73 | 138/85 | 230/70 | 44/16 | 215/70 | 50/20 | 318/ 5 | | | | XY,XZ,YZ | | | B-Tektonit |
| 87049 | 250/74 | 24/87 | 288/60 | 120/30 | 299/60 | 108/30 | 204/ 3 | | | | | | | |
| 87050 | 151/48 | 350/78 | 262/75 | 116/18 | 299/71 | 82/15 | 170/12 | ++ | | | | | | |
| 87051 | 163/71 | 253/60 | 350/73 | 79/30 | 259/60 | 170/17 | 70/30 | + | | | | | | |
| 87052 | 205/82 | 206/80 | 307/66 | 100/25 | 273/65 | 127/24 | 26/10 | ++ | + | + | | | | |
| 87053 | 215/73 | 230/80 | 342/80 | 102/16 | 282/74 | 142/12 | 50/10 | | | | | | | B-Tektonit |
| 87054 | 339/59 | 342/69 | 246/75 | 126/25 | 306/65 | 66/15 | 162/21 | | | | | | | |
| 87055 | 132/56 | 195/78 | 102/85 | 10/24 | 170/77 | 282/ 5 | 14/14 | + | | | | | | |
| 87056 | 0/72 | 206/84 | 308/26 | 113/66 | 293/24 | 128/64 | 26/ 6 | o | | | | | | B-Tektonit |
| 87057 | 15/87 | 26/89 | 116/23 | 296/70 | 116/23 | 296/67 | 206/ 1 | o | | | | | | |
| 87058B | 186/80U | 180/47 | 79/78 | 335/42 | 155/48 | 259/12 | 0/43 | | | | | | x | |
| 87059 | 226/80 | 210/29 | 328/75 | 64/65 | 244/25 | 148/15 | 30/61 | o | | | | | | |
| 87060 | 280/80 | 210/25 | 96/77 | 2/65 | 181/22 | 276/13 | 30/65 | | | | | | x | |

++ deutliche Regelung, + schwache Regelung, o keine Regelung.

Tabelle A.2.
Fortsetzung.
Continued.

| Probe | Räumliche Orientierung | | | | | | | Quarz- $\langle c \rangle$ - Achsenmessungen | | | Verformungsanalyse | | Geo- chemie | Bemer- kung |
|--------|------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|---|-------------|-----|--------------------|----------|----------------|----------------|
| | Feld | XY (S) | XZ | YZ | X (L) | Y | Z | Photo- meter | U- Tisch | RTG | R _i /ψ | PODI | | |
| 87061 | 4/72 | 223/11 | 68/87 | 160/79 | 340/11 | 248/3 | 43/79 | | | | | | | |
| 87062 | 314/90 | 1/88 | 98/20 | 270/65 | 90/25 | 278/70 | 181/2 | | | | | | | |
| 87063 | 356/22 | 112/48 | 276/36 | 18/85 | 197/7 | 96/54 | 282/42 | | | | | | x | |
| 87064 | 82/77 | 286/43 | 160/60 | 52/61 | 232/29 | 340/30 | 106/47 | | | | | | | |
| 87065 | 210/44 | 160/61 | 260/73 | 16/34 | 196/56 | 80/17 | 340/29 | | | | | | x | |
| 87066 | 252/66 | 116/62 | 230/50 | 4/45 | 181/38 | 50/40 | 296/28 | | | | | | x | |
| 87067 | 260/45 | 156/53 | 282/57 | 33/56 | 217/33 | 102/33 | 336/37 | | | | | | | |
| 87068 | 176/83U | 344/87 | 85/15 | 254/85 | 74/5 | 265/75 | 164/3 | o | | | | | | |
| 87069 | 337/66 | 334/78 | 78/40 | 234/50 | 54/40 | 258/50 | 154/12 | + | + | | XY,XZ,YZ | | | |
| 87070B | 169/66 | 162/70 | 270/49 | 58/50 | 233/42 | 90/41 | 342/20 | o | | | | | | |
| 87071B | 358/86 | 359/87 | 263/27 | 90/65 | 270/25 | 83/63 | 179/3 | + | | | | | | |
| 87072 | 21/87 | 160/70 | 62/85 | 300/18 | 139/69 | 242/5 | 340/20 | | | | | XY,XZ | | B-Tektonit |
| 87073A | 120/80 | 12/65 | 103/88 | 196/25 | 16/65 | 283/2 | 192/25 | + | + | + | XY,XZ,YZ | | | |
| 87074 | 332/75U | 358/82 | 259/70 | 112/15 | 292/75 | 79/20 | 178/8 | + | | | | | | |
| 87075 | 225/30 | 136/86 | 26/11 | 234/80 | 54/10 | 206/79 | 316/4 | | | | XZ | | | |
| 87076 | 236/72 | 145/65 | 248/77 | 5/26 | 181/60 | 68/13 | 325/25 | | | | | | x | |
| 87077 | 173/64 | 173/62 | 330/30 | 78/81 | 258/9 | 150/60 | 353/28 | | | | | | | |
| 87078 | 159/45U | 163/38 | 26/60 | 281/70 | 101/20 | 206/30 | 343/52 | | | | | | x | |
| 87079 | 105/60 | 114/25 | 270/75 | 3/80 | 183/10 | 90/15 | 294/65 | o | | | | | x | |
| 87080 | 270/90 | 175/80 | 305/15 | 87/78 | 267/12 | 125/75 | 355/10 | | | | | | x | |
| 87081B | 283/58 | 191/67 | 290/70 | 46/27 | 226/63 | 110/20 | 11/23 | | | | | | x | REM/TEM |
| 87082 | 99/86 | 229/86 | 316/62 | 131/28 | 311/62 | 136/28 | 49/4 | | | | | | x | |
| 87083 | 255/70 | 15/70 | 128/45 | 269/52 | 89/38 | 308/45 | 195/20 | | | | | | x | |
| 87084 | 200/36 | 169/70 | 286/40 | 60/61 | 240/29 | 106/51 | 349/20 | + | + | | XZ,YZ | | x | |
| 87085 | 169/74U | 180/87 | 283/13 | 90/77 | 270/13 | 103/77 | 0/3 | + | | | | | x | |
| 87086 | 224/83 | 146/53 | 23/70 | 272/45 | 95/40 | 203/20 | 326/37 | + | + | | | | x | |
| 87087 | 198/64U | 192/65 | 284/85 | 19/25 | 199/65 | 104/5 | 12/25 | | | | | | x | |
| 87088A | 10/35 | 156/50 | 43/70 | 294/58 | 114/32 | 222/26 | 336/40 | | | | | | x | |
| 87089 | 318/90 | 198/59 | 297/75 | 53/36 | 235/55 | 117/15 | 18/31 | | | | | | x | |
| 87090 | 268/68 | 14/88 | 109/89 | 200/3 | 45/88 | 289/1 | 194/2 | + | | | | | x | |
| 87091 | 170/67 | 165/85 | 74/88 | 16/5 | 164/85 | 254/2 | 345/5 | | | | | | x | |
| 87092 | 108/58 | 110/81 | 267/10 | 200/89 | 20/1 | 87/80 | 290/9 | | | | | | x | |
| 87093 | 297/54 | 186/55 | 83/77 | 336/39 | 156/51 | 263/13 | 5/35 | | | | | | x | |
| 87094 | 199/26 | 250/50 | 356/78 | 98/55 | 279/46 | 176/12 | 70/40 | | | | | | x | |
| 87095 | 282/53 | 150/73 | 255/50 | 46/52 | 226/38 | 75/40 | 330/17 | ++ | + | | | | x | |
| 87096 | 116/60 | 197/88 | 294/25 | 107/69 | 290/23 | 114/65 | 17/2 | + | | | XY,XZ,YZ | XY,XZ,YZ | | |
| 87097 | 104/74 | 0/76 | 127/23 | 268/72 | 88/18 | 307/67 | 180/14 | + | + | | XY,XZ,YZ | XY,XZ,YZ | | |
| 87098 | 137/87 | 13/77 | 130/15 | 280/77 | 100/13 | 210/75 | 193/13 | + | | | XY,XZ,YZ | XY,XZ,YZ | | |
| 87099A | 262/70 | 178/89 | 286/23 | 87/66 | 268/22 | 106/67 | 358/1 | + | | | | | | |
| 87100 | 170/90 | 346/76 | 88/57 | 244/35 | 57/53 | 268/33 | 166/14 | | | | | | x | |
| 87101 | 342/55 | 338/50 | 170/37 | 73/84 | 253/6 | 350/53 | 158/40 | | | | | | x | |
| 87102 | 166/86 | 348/35 | 166/50 | 78/87 | 77/1 | 346/40 | 168/55 | | | | | | x | |
| 87103B | 210/55 | 340/52 | 126/43 | 234/70 | 54/20 | 306/47 | 160/38 | + | | | | | x | |
| 87104 | 44/85U | 0/57 | 202/30 | 110/87 | 276/9 | 22/60 | 180/33 | + | + | | | | x | |
| 87105A | 287/83U | 20/80 | 153/8 | 285/77 | 109/6 | 333/82 | 200/10 | | | | | | x | |
| 87106 | 46/46 | 12/46 | 178/45 | 277/81 | 97/9 | 1/46 | 192/44 | + | | | XY,XZ,YZ | | x | |
| 87107 | 195/75 | 66/76 | 324/44 | 168/47 | 349/41 | 144/46 | 246/14 | + | | | XZ,YZ | | x | |
| 87108 | 344/66U | 347/65 | 254/76 | 142/21 | 322/69 | 73/8 | 167/25 | | | | XZ,YZ | | x | |
| 87109 | 198/54 | 350/60 | 254/80 | 146/30 | 326/60 | 74/10 | 170/30 | + | + | | XZ,YZ | | x | |
| 87110 | 135/80 | 344/65 | 155/25 | 75/88 | 255/2 | 335/65 | 164/25 | | | | | | x | |
| 87111 | 180/69 | 320/25 | 182/70 | 84/76 | 266/15 | 2/20 | 140/65 | | | | | | x | |
| 87112 | 126/81 | 350/63 | 190/35 | 90/83 | 265/10 | 10/55 | 170/27 | + | + | | XY,XZ,YZ | | x | |
| 87113 | 198/51 | 32/77 | 162/20 | 300/80 | 120/10 | 342/70 | 212/13 | | | | XZ,YZ | | x | |
| 87114 | 169/55 | 325/73 | 144/27 | 235/90 | 55/0 | 324/63 | 145/17 | + | | | XZ,YZ | | x | |
| 87115 | 94/86 | 337/69 | 210/40 | 79/61 | 259/29 | 30/50 | 157/21 | ++ | + | | XY,XZ,YZ | | x | |
| 87116 | 341/35 | 0/45 | 255/77 | 154/50 | 333/42 | 75/13 | 180/45 | | | | | | x | |
| 87117 | 353/62U | 356/61 | 260/80 | 144/33 | 324/57 | 80/10 | 176/29 | + | + | | | | | |
| 88001 | 194/68 | 197/76 | 332/20 | 104/79 | 284/11 | 152/70 | 17/14 | + | | | | XY,XZ,YZ | | |
| 88002 | 200/39 | 154/21 | 356/70 | 260/84 | 80/6 | 176/20 | 334/69 | | | | | | | |
| 88003 | 186/71 | 186/80 | 84/55 | 292/41 | 264/35 | 112/49 | 5/15 | o | | | | | | |
| 88004 | 175/86 | 182/65 | 310/37 | 79/65 | 259/25 | 130/53 | 2/25 | + | | | | | | |
| 88005 | 150/88U | 150/88 | 236/42 | 58/43 | 238/42 | 62/48 | 330/2 | | | | | | | |

Tabelle A.2.
Fortsetzung.
Continued.

| Probe | Räumliche Orientierung | | | | | | | Quarz-<c>- Achsenmessungen | | | Verformungsanalyse | | Geo- chemie | Bemer- kung |
|-------------|------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|-------------------------------|-------------|-----|--------------------|----------|----------------|----------------|
| | Feld | XY (S) | XZ | YZ | X (L) | Y | Z | Photo- meter | U- Tisch | RTG | R _f /ψ | PODI | | |
| 88006A | - | - | - | - | - | - | - | | | | | | | x |
| 88006B | - | - | - | - | - | - | - | | | | | | | x |
| 88006C | - | - | - | - | - | - | - | | | | | | | x |
| 88007 | 200/80U | - | - | - | - | - | - | | | | | | | x |
| 88008 (A30) | 212/88 | 312/40 | 45/90 | 142/38 | 320/54 | 224/ 0 | 140/36 | | | | | | | |
| 88009 (A3) | 340/75 | - | - | - | - | - | - | | | | | | | |
| 88010 | 5/83U | 5/78 | 244/23 | 98/77 | 278/13 | 64/67 | 185/12 | o | | | XY,XZ,YZ | XY,XZ,YZ | | |
| 88011 (A31) | 10/85 | - | - | - | - | - | - | | | | | | | |
| 88012 (A43) | 4/48 | - | - | - | - | - | - | | | | | | | |
| 88013 (A34) | 0/90 | - | - | - | - | - | - | | | | | | | |
| 88014 (A35) | 180/55 | - | - | - | - | - | - | | | | | | | |
| 88015 (Z3) | 196/68 | - | - | - | - | - | - | | | | | | | |
| 88016 | 280/75 | 136/79 | 30/35 | 234/53 | 54/37 | 210/55 | 316/11 | | | | | | | |
| 88017 | 74/63U | 67/54 | 244/36 | 336/88 | 156/ 2 | 64/64 | 247/36 | o | | | | | | |
| 88018 | 140/77U | 134/73 | 38/65 | 247/37 | 67/53 | 218/25 | 315/15 | | | | | | | |
| 88019 | 123/78U | 16/60 | 126/60 | 244/41 | 64/49 | 306/30 | 196/30 | + | + | + | XY,XZ,YZ | | | |
| 88020 | 340/88 | 340/87 | 40/ 9 | 250/84 | 70/ 6 | 220/81 | 160/ 3 | + | | | XZ,YZ | XZ,YZ | | |
| 88021 | 205/60 | 197/61 | 294/78 | 40/31 | 220/59 | 114/12 | 17/29 | + | + | + | | | | |
| 88022 | 189/89U | 185/86 | 328/ 5 | 95/89 | 275/ 1 | 148/85 | 5/ 4 | + | | | | | | |
| 88023 | 252/70 | 355/83 | 264/81 | 122/11 | 302/79 | 84/ 9 | 175/ 7 | + | + | + | XZ,YZ | | | |
| 89001B | 186/48U | 175/57 | 287/60 | 48/47 | 228/43 | 107/30 | 355/33 | | + | + | | | | |
| C 1 | 178/56 | 21/49 | 262/61 | 146/57 | 320/36 | 82/29 | 210/41 | | | | | | | |
| C 2 | 25/66 | 30/60 | 240/35 | 122/73 | 302/17 | 60/35 | 210/30 | | | | | | | |
| C 3 | 340/80 | 335/82 | 242/78 | 98/15 | 278/75 | 62/13 | 155/ 8 | + | | | | | | |
| C 4 | 326/86U | 324/88 | 232/72 | 92/10 | 272/80 | 52/18 | 144/ 2 | + | | | | | | |
| C 5 | 122/90 | 290/88 | 200/72 | 22/16 | 206/72 | 19/16 | 111/ 2 | | | | | | | |
| C 7 | 288/70U | 254/74 | 346/82 | 96/16 | 280/75 | 165/ 4 | 73/14 | | | | | | | |
| C 9 | 284/64 | 276/66 | 6/89 | 98/24 | 278/65 | 186/ 1 | 96/24 | + | | | | | | |
| C 12 | 60/80 | 185/86 | 276/64 | 86/26 | 266/64 | 90/26 | 5/ 4 | + | | | | | | |
| C 19 | 320/56 | 322/66 | 55/84 | 158/25 | 338/65 | 235/ 6 | 142/24 | + | | | | | | |
| C 21 | 156/80 | 158/78 | 247/65 | 30/26 | 210/64 | 67/25 | 338/12 | + | | | | | | |
| C 24 | 200/70 | 176/75 | 274/64 | 64/36 | 244/54 | 94/26 | 356/15 | | | | | | | |
| A 37 | 224/70 | 208/75 | 108/90 | 34/15 | 214/75 | 288/ 0 | 28/15 | + | | | | | | |
| A 56 | 124/54 | 124/54 | 307/36 | 214/88 | 34/ 2 | 127/54 | 304/36 | + | + | | | | | |
| A 57 | 210/72 | 334/84 | 240/54 | 80/38 | 260/52 | 60/36 | 154/ 6 | ++ | + | | | | | |

B. Verformungsanalysen

Tabelle B.1.

R_f/ϕ' -Verformungsanalyse des Gailtalkristallins, Lesachtal-Tonalits und der Grödener Sandsteinlamelle im Liesinger Hochwald.

R_f/ϕ' -strain analysis of the Gailtal metamorphic basement, Lesachtal tonalite, and Gröden sandstone pod in the Liesinger Hochwald.

| Probe | | Gestein/Lokalität | Objekt | R_f | R_s | R_{imax} | ϕ' | $\gamma (R_s)$ | $\gamma (\phi')$ | n |
|----------------------------------|----|-------------------------|----------|-------|-------|------------|---------|----------------|------------------|-----|
| Gailtalkristallin | | | | | | | | | | |
| 87048 | XZ | Sta-Gr-Gneis, | Quarz | 2.01 | 1.70 | 2.00 | -0.8 | 0.54 | 71.6 | 250 |
| | YZ | Pallaser Bach | | 1.69 | 1.25 | 2.00 | -5.1 | | | 210 |
| | XY | | | 1.98 | 1.60 | 2.00 | 8.3 | | | 250 |
| 87069 | XZ | Kf-Augengneis, | Quarz | 2.15 | 1.80 | 2.25 | -4.5 | 0.60 | 12.6 | 250 |
| | YZ | Pallaser Bach | | 2.14 | 1.50 | 2.50 | 4.7 | | | 250 |
| | XY | | | 1.70 | 1.25 | 2.25 | 1.7 | | | 250 |
| 87073A | XZ | Glimmerquarzit, | Quarz | 2.48 | 1.90 | 2.75 | -3.2 | 0.65 | 17.8 | 300 |
| | YZ | Pallaser Bach | | 1.99 | 1.35 | 2.50 | -0.2 | | | 300 |
| | XY | | | 1.86 | 1.45 | 3.00 | 11.4 | | | 300 |
| 88019 | XZ | Glimmerquarzit, | Quarz | 2.46 | 1.80 | 2.75 | -1.0 | 0.60 | 57.3 | 300 |
| | YZ | Archerlebach | | 2.29 | 1.70 | 2.75 | 0.1 | | | 300 |
| | XY | | | 2.32 | 1.70 | 2.75 | 7.2 | | | 300 |
| 88023 | XZ | Glimmerquarzit, Gail | Quarz | 4.39 | 3.60 | 3.00 | 2.4 | 1.37 | 23.8 | 300 |
| | YZ | | | 2.54 | 2.05 | 3.00 | 8.6 | | | 300 |
| 87045A | XZ | diaphth. Gr-Glimmer- | Granat | 1.86 | 1.70 | 1.50 | 0.5 | 0.54 | 114.6 | 137 |
| | YZ | schiefer, Archerlebach | | 1.58 | 1.45 | 1.50 | -9.0 | | | 115 |
| | XY | | | 1.39 | 1.25 | 1.50 | 8.3 | | | 197 |
| 88010 | XZ | diaphth. Gr-Glimmer | Granat | 2.32 | 2.20 | 2.00 | -2.0 | 0.81 | 28.6 | 180 |
| | YZ | schiefer, Tuffbach | | 2.19 | 1.95 | 2.25 | 14.1 | | | 143 |
| | XY | | | 1.43 | 1.20 | 1.75 | 3.6 | | | 75 |
| 87096 | XZ | Kf-Augengneis, | Kf-Augen | 3.40 | 2.85 | 2.00 | -0.6 | 1.10 | 95.5 | 123 |
| | YZ | Strajacher Graben | | 3.06 | 2.70 | 2.00 | 4.4 | | | 69 |
| | XY | | | 1.96 | 1.70 | 2.00 | 4.9 | | | 77 |
| 87097 | XZ | Kf-Augengneis, | Kf-Augen | 3.01 | 2.70 | 2.00 | 7.0 | 1.03 | 8.0 | 65 |
| | YZ | Strajacher Graben | | 2.43 | 2.20 | 2.25 | -4.2 | | | 154 |
| | XY | | | 2.15 | 1.90 | 2.00 | -6.6 | | | 55 |
| 87098 | XZ | Kf-Augengneis, | Kf-Augen | 3.68 | 3.00 | 2.00 | -0.3 | 1.15 | 191.0 | 205 |
| | YZ | Strajacher Graben | | 2.18 | 2.05 | 1.75 | -5.0 | | | 98 |
| 88020 | XZ | Kf-Augengneis, | Kf-Augen | 3.40 | 2.85 | 2.00 | -0.5 | 1.10 | 114.6 | 97 |
| | YZ | Pallaser Bach | | 3.18 | 2.55 | 2.50 | -8.9 | | | 49 |
| Lesachtal-Tonalit | | | | | | | | | | |
| 87021 | XZ | Tonalit, Mooser Bach | Quarz | 3.56 | 2.85 | 3.50 | -1.4 | 1.10 | 40.9 | 400 |
| | YZ | | | 3.14 | 2.70 | 2.75 | 3.6 | | | 400 |
| 87084 | XZ | Tonalit, Seebach | Quarz | 5.14 | 3.70 | 4.00 | 2.2 | 1.40 | 26.0 | 400 |
| | YZ | | | 3.59 | 3.00 | 2.50 | 6.5 | | | 400 |
| 87106 | XZ | Tonalit, Schwendereck | Quarz | 4.58 | 3.30 | 4.00 | -9.3 | 1.27 | 5.9 | 500 |
| | YZ | | | 4.36 | 3.20 | 3.50 | -0.4 | | | 305 |
| | XY | | | 1.70 | 1.15 | 2.25 | 4.8 | | | 300 |
| 87107 | XZ | Tonalit, Schwendereck | Quarz | 5.01 | 3.60 | 4.50 | 5.7 | 1.37 | 9.9 | 500 |
| | YZ | | | 3.97 | 3.00 | 4.00 | -0.4 | | | 400 |
| 87108 | XZ | Tonalit, Schwendereck | Quarz | 4.31 | 3.20 | 3.50 | -9.2 | 1.23 | 6.0 | 500 |
| | YZ | | | 3.85 | 3.00 | 4.00 | -1.6 | | | 500 |
| 87109 | XZ | Tonalit, Schwendereck | Quarz | 5.54 | 4.00 | 4.00 | -10.3 | 1.50 | 5.3 | 350 |
| | YZ | | | 3.92 | 3.20 | 3.00 | -4.1 | | | 360 |
| 87112 | XZ | Tonalit, Schwendereck | Quarz | 5.59 | 3.80 | 5.00 | -4.6 | 1.44 | 12.4 | 500 |
| | YZ | | | 3.94 | 3.20 | 3.50 | -4.0 | | | 350 |
| | XY | | | 1.69 | 1.20 | 2.50 | 9.7 | | | 300 |
| 87113 | XZ | Tonalit, Schwendereck | Quarz | 4.94 | 3.50 | 4.00 | -4.1 | 1.34 | 13.9 | 500 |
| | YZ | | | 3.86 | 3.00 | 4.00 | -0.9 | | | 400 |
| 87114 | XZ | Tonalit, Schwendereck | Quarz | 4.61 | 3.45 | 4.00 | -6.1 | 1.32 | 9.3 | 500 |
| | YZ | | | 4.51 | 3.40 | 3.00 | 8.8 | | | 400 |
| 87115 | XZ | Tonalit, Schwendereck | Quarz | 4.36 | 3.50 | 3.50 | -8.1 | 1.34 | 6.9 | 500 |
| | YZ | | | 4.32 | 3.30 | 3.50 | -6.4 | | | 400 |
| | XY | | | 1.69 | 1.20 | 2.50 | -0.5 | | | 300 |
| Grödener Sandsteinlamelle | | | | | | | | | | |
| 87026 | XZ | Sandstein, | Quarz | 2.36 | 1.90 | 2.50 | 6.0 | 0.65 | 31.79 | 300 |
| | YZ | Liesinger Hochwald | | 1.87 | 1.60 | 2.25 | -16.6 | | | 200 |
| | XY | | | 1.68 | 1.30 | 2.00 | -3.2 | | | 200 |
| 87027 | XZ | Sandstein, Archerlebach | Quarz | 2.16 | 1.60 | 3.00 | -1.8 | 0.47 | 31.79 | 450 |
| | YZ | | | 1.97 | 1.50 | 2.50 | 12.9 | | | 200 |
| | XY | | | 1.74 | 1.25 | 2.50 | 3.9 | | | 150 |

Tabelle B.2.
 PODI-Verformungsanalyse des Gailtalkristallins.
 PODI strain analysis of the Gailtal metamorphic basement.

| Probe | Objekt | χ^2 - Test* | n | R _f | θ | γ (R _f) | γ (θ) | ϕ (R _f) | ϕ (θ) | Schersinn (2D) | Fläche | Lineation | Deformations- regime (3D) |
|----------|--------|---------------------|-----|----------------|----------|----------------------------|-----------------------|--------------------------|---------------------|-------------------|--------|-----------|------------------------------|
| 87045-XY | Granat | 13.96 | 175 | 1.57 | -26.31 | 0.46 | 1.53 | 24.93 | 56.80 | sin | 203/75 | 282/36 | Plättung |
| 87045-XZ | | 10.47 | 137 | 2.54 | -2.77 | 1.02 | 20.63 | 45.47 | 87.22 | sin | 313/40 | | sinistral |
| 87045-YZ | | 12.62 | 103 | 1.94 | -13.45 | 0.70 | 3.94 | 35.14 | 75.76 | sin | 98/60 | | S ab |
| 87072-XY | Granat | 5.75 | 69 | 1.52 | -7.17 | 0.43 | 7.82 | 23.37 | 82.72 | sin | 160/70 | 139/69 | Plättung |
| 87072-XZ | | 7.91 | 54 | 1.70 | -25.30 | 0.55 | 1.64 | 29.00 | 58.67 | sin | 62/85 | | S ab |
| 87072-YZ | | 12.56 | 66 | 2.10 | 6.80 | 0.79 | 8.27 | 38.35 | 83.10 | dex | 300/18 | | dextral |
| 87096-XY | Kf | 11.33 | 72 | 1.41 | 2.25 | 0.35 | 25.36 | 19.19 | 87.74 | dex | 197/88 | 290/23 | ebene Verf. |
| 87096-XZ | | 7.29 | 114 | 1.85 | 2.12 | 0.64 | 26.96 | 32.71 | 87.88 | dex | 294/25 | | dextral |
| 87096-YZ | | 15.37 | 61 | 1.57 | 1.94 | 0.46 | 29.46 | 24.85 | 88.06 | dex | 107/69 | | S auf |
| 87097-XY | Kf | 15.00 | 53 | 1.96 | 47.66 | 0.69 | 0.19 | 34.63 | 10.55 | dex | 0/76 | 88/18 | Plättung |
| 87097-XZ | | 9.97 | 53 | 2.39 | 16.97 | 0.93 | 2.97 | 42.80 | 71.40 | dex | 127/23 | | dextral |
| 87097-YZ | | 15.68 | 147 | 2.78 | 15.97 | 1.09 | 3.21 | 47.55 | 72.69 | dex | 268/72 | | N auf |
| 87098-XY | Kf | 15.75 | 69 | 2.44 | 35.83 | 0.90 | 0.66 | 42.14 | 33.56 | dex | 13/77 | 100/13 | ebene Verf. |
| 87098-XZ | | 13.18 | 164 | 2.21 | -17.84 | 0.84 | 2.79 | 39.90 | 70.25 | sin | 130/15 | | sinistral |
| 87098-YZ | | 17.93 | 83 | 2.38 | 23.23 | 0.90 | 1.90 | 41.84 | 62.25 | dex | 280/77 | | N auf |
| 88001-XY | Kf | 6.00 | 95 | 1.34 | -46.84 | 0.29 | 0.13 | 16.38 | 7.32 | sin | 197/76 | 284/11 | ebene Verf. |
| 88001-XZ | | 3.31 | 60 | 2.95 | -7.72 | 1.22 | 7.24 | 50.74 | 82.14 | sin | 332/20 | | sinistral |
| 88001-YZ | | 3.51 | 104 | 1.59 | 6.35 | 0.48 | 8.87 | 25.65 | 83.57 | dex | 104/79 | | S auf |
| 88001-XY | Granat | 50.07 | 208 | 2.45 | 15.77 | 0.97 | 3.26 | 43.99 | 72.94 | dex | 197/76 | 284/11 | Streckung |
| 88001-XZ | | 13.57 | 98 | 1.67 | 1.25 | 0.54 | 45.74 | 28.21 | 88.75 | dex | 332/20 | | dextral |
| 88001-YZ | | 23.23 | 134 | 1.54 | -39.86 | 0.44 | 0.36 | 23.90 | 19.92 | sin | 104/79 | | S ab |
| 88010-XY | Granat | 7.82 | 67 | 1.63 | 1.40 | 0.50 | 40.90 | 26.78 | 88.60 | dex | 5/78 | 278/13 | ebene Verf. |
| 88010-XZ | | 9.96 | 153 | 1.33 | 1.47 | 0.29 | 38.97 | 15.96 | 88.53 | dex | 244/23 | | dextral |
| 88010-YZ | | 5.88 | 126 | 1.47 | 6.26 | 0.39 | 9.00 | 21.40 | 83.66 | dex | 98/77 | | S auf |
| 88020-XZ | Kf | 9.08 | 91 | 1.40 | 25.46 | 0.34 | 1.62 | 18.89 | 58.38 | dex | 40/09 | 70/06 | Plättung |
| 88020-YZ | | 2.47 | 47 | 2.06 | 12.41 | 0.76 | 4.32 | 37.06 | 76.98 | dex | 250/84 | | dextral, N auf |

* Test der Punktverteilung auf Eignung für die PODI-Methode (8 Freiheitsgrade): $\chi^2 < 3.49$ (>90 %): Punktverteilung entspricht weitgehend einer Gleichverteilung; $3.49 \geq \chi^2 \geq 7.34$ (50-90 %): Punktverteilung liegt zwischen einer Gleichverteilung und einer Zufallsverteilung; $\chi^2 > 7.34$ (<50 %): Punktverteilung entspricht weitgehend einer Zufallsverteilung.

Tabelle B.3.

3D-Verformungsanalyse der R_f/ϕ' - und PODI-Messungen (R_f und R_s bezogen auf das XYZ-Koordinatensystem).3D strain analysis of R_f/ϕ' and PODI measures (R_f and R_s based on XYZ coordinate system).

| Probe | Objekt | R_f (normiert*) | R_{xy} | R_{yz} | k | K | d | D | ΔV [%] | Orientierung der R_f -Hauptachsen X Y Z | | |
|--|--------|-------------------|----------|----------|------|------|------|------|-------------------|--|--------|--------|
| (A) 3D-Orientierung des finiten Verformungsellipsoides des R_f/ϕ'-Analyse | | | | | | | | | | | | |
| 87045A | Granat | 1.45:1.04:0.66 | 1.39 | 1.58 | 0.67 | 0.72 | 0.70 | 0.56 | -12.0 | 282/36 | 133/50 | 23/15 |
| 87048 | Quarz | 1.90:0.94:0.56 | 2.02 | 1.69 | 1.48 | 1.34 | 1.23 | 0.88 | 19.5 | 215/70 | 50/20 | 318/05 |
| 87069 | Quarz | 1.84:1.08:0.51 | 1.70 | 2.14 | 0.61 | 0.70 | 1.34 | 0.93 | -20.6 | 54/40 | 258/50 | 154/12 |
| 87073A | Quarz | 1.90:1.02:0.51 | 1.86 | 1.99 | 0.87 | 0.90 | 1.31 | 0.93 | -6.5 | 16/65 | 283/02 | 192/25 |
| 87096 | Kf | 2.27:1.16:0.38 | 1.96 | 3.06 | 0.47 | 0.60 | 2.27 | 1.31 | -35.9 | 290/23 | 114/65 | 17/02 |
| 87097 | Kf | 2.24:1.04:0.43 | 2.15 | 2.43 | 0.80 | 0.86 | 1.84 | 1.17 | -11.5 | 88/18 | 307/67 | 180/14 |
| 87098 | Kf | 1.84:1.09:0.50 | 1.69 | 2.18 | 0.58 | 0.67 | 1.37 | 0.94 | -22.5 | 100/13 | 210/75 | 193/13 |
| 88010 | Granat | 1.65:1.15:0.53 | 1.43 | 2.19 | 0.36 | 0.46 | 1.27 | 0.86 | -34.7 | 278/13 | 64/67 | 185/12 |
| 88019 | Quarz | 2.31:1.00:0.43 | 2.32 | 2.29 | 1.02 | 1.02 | 1.85 | 1.18 | 1.3 | 64/49 | 306/30 | 196/30 |
| 88020 | Kf | 1.54:1.44:0.45 | 1.07 | 3.18 | 0.03 | 0.06 | 2.18 | 1.16 | -66.4 | 70/06 | 220/81 | 160/03 |
| 88023 | Quarz | 1.97:1.14:0.45 | 1.73 | 2.54 | 0.47 | 0.59 | 1.70 | 1.08 | -31.9 | 302/79 | 84/09 | 175/07 |
| 87021 | Quarz | 1.59:1.41:0.45 | 1.13 | 3.14 | 0.06 | 0.11 | 2.14 | 1.15 | -64.0 | 92/12 | 355/30 | 200/55 |
| 87084 | Quarz | 1.94:1.36:0.38 | 1.42 | 3.59 | 0.16 | 0.27 | 2.62 | 1.33 | -60.4 | 240/29 | 106/51 | 349/20 |
| 87106 | Quarz | 1.69:1.61:0.37 | 1.05 | 4.36 | 0.01 | 0.03 | 3.36 | 1.47 | -75.9 | 97/09 | 1/46 | 192/44 |
| 87107 | Quarz | 1.85:1.47:0.37 | 1.26 | 3.97 | 0.09 | 0.17 | 2.98 | 1.40 | -68.3 | 349/41 | 144/46 | 246/14 |
| 87108 | Quarz | 1.69:1.51:0.39 | 1.12 | 3.85 | 0.04 | 0.08 | 2.85 | 1.35 | -70.9 | 322/69 | 73/08 | 167/25 |
| 87109 | Quarz | 1.98:1.40:0.36 | 1.41 | 3.92 | 0.14 | 0.25 | 2.95 | 1.41 | -64.0 | 326/60 | 74/10 | 170/30 |
| 87112 | Quarz | 2.00:1.41:0.36 | 1.42 | 3.94 | 0.14 | 0.26 | 2.97 | 1.42 | -64.0 | 265/10 | 10/55 | 170/27 |
| 87113 | Quarz | 1.85:1.45:0.37 | 1.28 | 3.86 | 0.10 | 0.18 | 2.87 | 1.37 | -66.8 | 120/10 | 342/70 | 212/13 |
| 87114 | Quarz | 1.67:1.64:0.36 | 1.02 | 4.51 | 0.01 | 0.01 | 3.51 | 1.51 | -77.4 | 55/00 | 324/63 | 145/17 |
| 87115 | Quarz | 1.64:1.62:0.37 | 1.01 | 4.32 | 0.00 | 0.01 | 3.32 | 1.46 | -76.6 | 259/29 | 30/50 | 157/21 |
| 87026 | Quarz | 1.74:1.04:0.55 | 1.68 | 1.87 | 0.78 | 0.83 | 1.10 | 0.81 | -10.2 | 173/35 | 286/30 | 47/41 |
| 87027 | Quarz | 1.81:1.04:0.53 | 1.74 | 1.97 | 0.76 | 0.82 | 1.22 | 0.88 | -11.7 | 197/62 | 97/05 | 4/27 |
| (B) 3D-Orientierung des Verformungsellipsoides der R_f/ϕ'-Analyse | | | | | | | | | | | | |
| 87045A | Granat | 1.31:1.05:0.72 | 1.25 | 1.45 | 0.56 | 0.60 | 0.51 | 0.43 | -13.8 | 282/36 | 133/50 | 23/15 |
| 87048 | Quarz | 1.47:0.92:0.74 | 1.60 | 1.25 | 2.40 | 2.11 | 0.65 | 0.52 | 28.0 | 215/70 | 50/20 | 318/05 |
| 87069 | Quarz | 1.33:1.06:0.71 | 1.25 | 1.50 | 0.50 | 0.55 | 0.56 | 0.46 | -16.7 | 54/40 | 258/50 | 154/12 |
| 87073A | Quarz | 1.42:0.98:0.72 | 1.45 | 1.35 | 1.29 | 1.24 | 0.57 | 0.48 | 7.4 | 16/65 | 283/02 | 192/25 |
| 87096 | Kf | 1.98:1.17:0.43 | 1.70 | 2.70 | 0.41 | 0.53 | 1.84 | 1.13 | -37.0 | 290/23 | 114/65 | 17/02 |
| 87097 | Kf | 2.00:1.05:0.48 | 1.90 | 2.20 | 0.75 | 0.81 | 1.50 | 1.02 | -13.6 | 88/18 | 307/67 | 180/14 |
| 87098 | Kf | 2.55:0.90:0.44 | 2.85 | 2.05 | 1.76 | 1.46 | 2.13 | 1.27 | 39.0 | 100/13 | 210/75 | 193/13 |
| 88010 | Granat | 1.41:1.18:0.60 | 1.20 | 1.95 | 0.21 | 0.27 | 0.97 | 0.69 | -38.5 | 278/13 | 64/67 | 185/12 |
| 88019 | Quarz | 1.70:1.00:0.59 | 1.70 | 1.70 | 1.00 | 1.00 | 0.99 | 0.75 | 0.0 | 64/49 | 306/30 | 196/30 |
| 88020 | Kf | 1.47:1.32:0.52 | 1.12 | 2.55 | 0.08 | 0.12 | 1.55 | 0.94 | -56.1 | 70/06 | 220/81 | 160/03 |
| 88023 | Quarz | 1.88:1.04:0.51 | 1.80 | 2.05 | 0.76 | 0.82 | 1.32 | 0.93 | -12.2 | 302/79 | 84/09 | 175/07 |
| 87021 | Quarz | 1.45:1.37:0.51 | 1.06 | 2.70 | 0.04 | 0.06 | 1.70 | 0.99 | -60.7 | 92/12 | 355/30 | 200/55 |
| 87084 | Quarz | 1.66:1.35:0.45 | 1.23 | 3.00 | 0.12 | 0.19 | 2.01 | 1.12 | -59.0 | 240/29 | 106/51 | 349/20 |
| 87106 | Quarz | 1.62:1.41:0.44 | 1.15 | 3.20 | 0.07 | 0.12 | 2.21 | 1.17 | -64.1 | 97/09 | 1/46 | 192/44 |
| 87107 | Quarz | 1.63:1.36:0.45 | 1.20 | 3.00 | 0.10 | 0.17 | 2.01 | 1.11 | -60.0 | 349/41 | 144/46 | 246/14 |
| 87108 | Quarz | 1.51:1.41:0.47 | 1.07 | 3.00 | 0.04 | 0.06 | 2.00 | 1.10 | -63.4 | 322/69 | 73/08 | 167/25 |
| 87109 | Quarz | 1.71:1.37:0.43 | 1.25 | 3.20 | 0.11 | 0.19 | 2.21 | 1.18 | -60.9 | 326/60 | 74/10 | 170/30 |
| 87112 | Quarz | 1.66:1.39:0.43 | 1.20 | 3.20 | 0.09 | 0.16 | 2.21 | 1.18 | -62.5 | 265/10 | 10/55 | 170/27 |
| 87113 | Quarz | 1.60:1.37:0.46 | 1.17 | 3.00 | 0.09 | 0.14 | 2.01 | 1.11 | -61.0 | 120/10 | 342/70 | 212/13 |
| 87114 | Quarz | 1.51:1.50:0.44 | 1.01 | 3.40 | 0.00 | 0.01 | 2.40 | 1.22 | -70.3 | 55/00 | 324/63 | 145/17 |
| 87115 | Quarz | 1.68:1.40:0.42 | 1.20 | 3.30 | 0.09 | 0.15 | 2.31 | 1.21 | -63.6 | 259/29 | 30/50 | 157/21 |
| 87026 | Quarz | 1.39:1.07:0.67 | 1.30 | 1.60 | 0.50 | 0.56 | 0.67 | 0.54 | -18.8 | 173/35 | 286/30 | 47/41 |
| 87027 | Quarz | 1.33:1.06:0.71 | 1.25 | 1.50 | 0.50 | 0.55 | 0.56 | 0.46 | -16.7 | 197/62 | 97/05 | 4/27 |
| (C) 3D-Orientierung des finiten Verformungsellipsoides der PODI-Analyse | | | | | | | | | | | | |
| 87045A | Granat | 1.68:1.07:0.55 | 1.57 | 1.94 | 0.61 | 0.68 | 1.10 | 0.80 | -19.1 | 282/36 | 133/50 | 23/15 |
| 87072 | Granat | 1.69:1.11:0.53 | 1.52 | 2.10 | 0.47 | 0.56 | 1.22 | 0.85 | -27.6 | 139/69 | 242/05 | 340/20 |
| 87096 | Kf | 1.57:1.11:0.71 | 1.41 | 1.57 | 0.72 | 0.76 | 0.70 | 0.57 | -10.2 | 290/23 | 114/65 | 17/02 |
| 87097 | Kf | 2.20:1.12:0.40 | 1.96 | 2.78 | 0.54 | 0.66 | 2.02 | 1.22 | -29.5 | 88/18 | 307/67 | 180/14 |
| 87098 | Kf | 2.42:0.99:0.42 | 2.44 | 2.38 | 1.04 | 1.03 | 1.99 | 1.24 | 2.5 | 100/13 | 210/75 | 193/13 |
| 88001 | Kf | 1.42:1.06:0.67 | 1.34 | 1.59 | 0.58 | 0.63 | 0.68 | 0.55 | -15.7 | 284/11 | 152/70 | 17/14 |
| 88001 | Granat | 2.10:0.86:0.56 | 2.45 | 1.54 | 2.69 | 2.08 | 1.55 | 0.99 | 59.1 | 284/11 | 152/70 | 17/14 |
| 88010 | Granat | 1.85:1.47:0.37 | 1.63 | 1.47 | 1.34 | 1.27 | 0.79 | 0.62 | 10.9 | 278/13 | 64/67 | 185/12 |
| 88020 | Kf | 1.65:1.12:0.54 | 1.47 | 2.06 | 0.44 | 0.53 | 1.16 | 0.82 | -28.6 | 70/06 | 220/81 | 160/03 |

* Normierung von R_f und R_s auf eine Einheitskugel mit $r = 1$.

Tabelle B.4.

3D-Verformungsanalyse der R_f/ϕ' -Messungen (R_f und R_s berechnet nach OWENS, 1984).
 3D strain analysis of R_f/ϕ' measures (R_f and R_s calculated after OWENS, 1984).

| Probe | Objekt | R_f (normiert*) | natürliche Verformung | | | finites Ellipsoid (R_f) | | | initiales Ellipsoid (R_i) | | | k | K | d | D | ΔV [%] | Orientierung der R_f -Hauptachsen | | |
|---|--------|-------------------|-----------------------|--------------|--------------|-----------------------------|----------|----------|-------------------------------|----------|----------|------|------|------|------|----------------|-------------------------------------|--------|--------|
| | | | ϵ_x | ϵ_y | ϵ_z | R_{xz} | R_{yz} | R_{xy} | R_{xz} | R_{yz} | R_{xy} | | | | | | X | Y | Z |
| (A) 3D-Orientierung des finiten Verformungsellipsoides | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 87045A | Granat | 1.37:1.05:0.69 | 0.32 | 0.05 | -0.37 | 1.92 | 1.54 | 1.35 | 1.03 | 1.03 | 1.03 | 0.57 | 0.70 | 0.60 | 0.53 | -12.3 | 272/46 | 142/33 | 33/26 |
| 87048 | Quarz | 1.63:0.94:0.65 | 0.49 | -0.06 | -0.43 | 2.35 | 1.45 | 1.72 | 1.17 | 1.18 | 1.17 | 1.70 | 1.46 | 0.86 | 0.66 | 18.6 | 236/84 | 40/06 | 130/02 |
| 87069 | Quarz | 1.79:0.99:0.57 | 0.58 | -0.01 | -0.57 | 2.49 | 1.88 | 1.39 | 1.20 | 1.23 | 1.25 | 1.09 | 0.52 | 1.10 | 0.71 | -26.1 | 87/66 | 236/21 | 331/12 |
| 87073A | Quarz | 1.71:1.01:0.58 | 0.54 | 0.01 | -0.54 | 2.79 | 1.77 | 1.68 | 1.13 | 1.13 | 1.13 | 0.96 | 0.91 | 1.01 | 0.77 | -5.1 | 49/63 | 289/15 | 193/22 |
| 87096 | Kf | 1.89:1.20:0.44 | 0.64 | 0.19 | -0.82 | 3.79 | 2.88 | 1.75 | 1.12 | 1.10 | 1.12 | 0.33 | 0.53 | 1.82 | 1.20 | -39.2 | 297/44 | 88/43 | 192/15 |
| 87097 | Kf | 2.07:1.01:0.48 | 0.73 | 0.01 | -0.73 | 3.18 | 2.30 | 2.11 | 1.06 | 1.06 | 1.05 | 0.97 | 0.90 | 1.52 | 1.12 | -8.3 | 272/12 | 29/65 | 177/21 |
| 88010 | Granat | 1.43:1.22:0.57 | 0.36 | 0.20 | -0.56 | 2.40 | 2.14 | 1.38 | 1.03 | 1.03 | 1.03 | 0.15 | 0.42 | 1.16 | 0.83 | -35.5 | 279/17 | 34/54 | 179/31 |
| 88019 | Quarz | 1.88:0.98:0.54 | 0.63 | -0.02 | -0.61 | 3.10 | 1.81 | 1.94 | 1.27 | 1.29 | 1.27 | 1.14 | 1.12 | 1.22 | 0.89 | 7.2 | 54/58 | 305/12 | 208/29 |
| 88023 | Quarz | 1.97:1.14:0.45 | 0.35 | -0.09 | -0.26 | 2.68 | 2.54 | 1.73 | 1.05 | 1.05 | 1.05 | 0.47 | 0.59 | 1.70 | 1.08 | -31.9 | 302/79 | 84/09 | 175/07 |
| 87106 | Quarz | 2.31:1.15:0.38 | 0.84 | 0.14 | -0.98 | 5.41 | 3.17 | 1.38 | 1.25 | 1.38 | 1.43 | 0.48 | 0.28 | 2.30 | 1.20 | -56.5 | 89/27 | 335/38 | 205/40 |
| 87112 | Quarz | 2.18:1.29:0.36 | 0.78 | 0.25 | -1.03 | 5.97 | 3.64 | 1.57 | 1.08 | 1.08 | 1.08 | 0.26 | 0.35 | 2.70 | 1.37 | -56.9 | 265/00 | 355/60 | 175/30 |
| 87115 | Quarz | 2.00:1.31:0.38 | 0.70 | 0.27 | -0.96 | 5.20 | 3.39 | 1.33 | 1.23 | 1.28 | 1.29 | 0.22 | 0.23 | 2.48 | 1.25 | -60.8 | 265/25 | 39/56 | 165/22 |
| 87026 | Quarz | 1.38:1.28:0.57 | 0.32 | 0.24 | -0.57 | 2.35 | 1.91 | 1.65 | 1.02 | 1.03 | 1.03 | 0.07 | 0.77 | 1.25 | 0.82 | -13.6 | 173/35 | 286/30 | 47/41 |
| 87027 | Quarz | 1.51:1.12:0.59 | 0.41 | 0.11 | -0.52 | 2.34 | 1.89 | 1.61 | 1.08 | 1.08 | 1.08 | 0.39 | 0.75 | 0.95 | 0.80 | -14.8 | 176/60 | 294/15 | 31/25 |
| (B) 3D-Orientierung des Verformungsellipsoides | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 87045A | Granat | 1.28:1.06:0.74 | 0.25 | 0.06 | -0.31 | 1.71 | 1.45 | 1.25 | 1.00 | 1.00 | 1.00 | 0.48 | 0.60 | 0.51 | 0.43 | -13.8 | 274/45 | 142/34 | 33/26 |
| 87048 | Quarz | 1.41:0.92:0.77 | 0.35 | -0.09 | -0.26 | 1.78 | 1.19 | 1.53 | 1.05 | 1.05 | 1.05 | 2.73 | 2.44 | 0.56 | 0.46 | 28.6 | 231/81 | 42/09 | 132/02 |
| 87069 | Quarz | 1.37:1.03:0.71 | 0.32 | 0.03 | -0.35 | 1.85 | 1.45 | 1.20 | 1.04 | 1.04 | 1.04 | 0.73 | 0.49 | 0.49 | 0.41 | -17.2 | 82/56 | 240/32 | 337/10 |
| 87073A | Quarz | 1.41:0.97:0.73 | 0.35 | -0.03 | -0.32 | 1.90 | 1.35 | 1.45 | 1.00 | 1.00 | 1.00 | 1.38 | 1.24 | 0.57 | 0.48 | 7.4 | 44/65 | 287/12 | 192/22 |
| 87096 | Kf | 1.68:1.25:0.51 | 0.52 | 0.19 | -0.71 | 3.12 | 2.55 | 1.55 | 1.10 | 1.09 | 1.10 | 0.24 | 0.47 | 1.64 | 1.03 | -39.2 | 297/43 | 88/43 | 193/15 |
| 87097 | Kf | 1.87:1.02:0.53 | 0.63 | 0.02 | -0.65 | 2.81 | 2.11 | 1.87 | 1.04 | 1.04 | 1.04 | 0.90 | 0.84 | 1.41 | 0.97 | -11.4 | 272/12 | 28/65 | 177/21 |
| 88010 | Granat | 1.34:1.22:0.61 | 0.29 | 0.20 | -0.49 | 2.12 | 2.00 | 1.24 | 1.04 | 1.03 | 1.04 | 0.10 | 0.31 | 1.03 | 0.73 | -38.0 | 280/18 | 37/55 | 179/29 |
| 88019 | Quarz | 1.49:0.99:0.68 | 0.40 | -0.01 | -0.39 | 2.08 | 1.47 | 1.51 | 1.16 | 1.17 | 1.16 | 1.11 | 1.07 | 0.69 | 0.56 | 2.7 | 54/59 | 305/12 | 208/29 |
| 88023 | Quarz | 1.88:1.04:0.45 | 0.35 | -0.09 | -0.26 | 3.60 | 2.05 | 1.80 | 1.05 | 1.05 | 1.05 | 0.76 | 0.82 | 1.32 | 0.93 | -12.2 | 302/79 | 84/09 | 175/07 |
| 87106 | Quarz | 1.68:1.30:0.46 | 0.52 | 0.26 | -0.78 | 3.56 | 2.86 | 1.10 | 1.10 | 1.12 | 1.13 | 0.16 | 0.09 | 1.86 | 1.06 | -61.5 | 91/27 | 337/38 | 206/40 |
| 87112 | Quarz | 1.68:1.37:0.43 | 0.52 | 0.32 | -0.83 | 3.85 | 3.16 | 1.19 | 1.01 | 1.01 | 1.01 | 0.10 | 0.15 | 2.17 | 1.16 | -62.3 | 267/03 | 2/60 | 175/30 |
| 87115 | Quarz | 1.66:1.36:0.44 | 0.51 | 0.31 | -0.82 | 3.73 | 3.04 | 1.11 | 1.08 | 1.09 | 1.09 | 0.11 | 0.09 | 2.04 | 1.12 | -63.5 | 265/22 | 34/58 | 166/23 |
| 87026 | Quarz | 1.29:1.18:0.66 | 0.25 | 0.16 | -0.42 | 1.90 | 1.59 | 1.31 | 1.01 | 1.01 | 1.01 | 0.12 | 0.58 | 0.67 | 0.54 | -17.6 | 222/48 | 315/02 | 47/42 |
| 87027 | Quarz | 1.24:1.09:0.74 | 0.22 | 0.09 | -0.31 | 1.62 | 1.49 | 1.24 | 1.01 | 1.01 | 1.01 | 0.28 | 0.54 | 0.55 | 0.45 | -16.8 | 180/61 | 293/12 | 29/25 |
| * Normierung von R_f und R_s auf eine Einheitskugel mit $r = 1$. | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |

Tabelle B.5.

Basisdaten zur Berechnung der Rotationszahl von Kalifeldspat- σ -Porphyroklasten in den Augengneisen des Gailtalkristallins.*Basic data for the calculation of the vorticity number of K-feldspar σ -type porphyroclasts in the augen gneisses of the Gailtal metamorphic basement.*

| Probe | Mx [mm] | Mn [mm] | B* | η [°] | β [°] | W_n (1) | W_n (2) | Probe | Mx [mm] | Mn [mm] | B* | η [°] | β [°] | W_n (1) | W_n (2) | |
|------------|------------|------------|------|---------------|----------------|--------------|--------------|------------|------------|------------|------|---------------|----------------|--------------|--------------|------|
| 87096-XZ | 11.5 | 6.0 | 0.57 | 2 | 3 | 0.10 | 0.06 | 87098-XZ | 9.0 | 7.0 | 0.25 | 23 | 2 | 0.07 | 0.00 | |
| | 6.0 | 4.0 | 0.38 | 7 | 1 | 0.03 | 0.02 | | 10.0 | 6.0 | 0.47 | 24 | 3 | 0.10 | 0.01 | |
| | 7.5 | 5.5 | 0.30 | 3 | 3 | 0.10 | 0.04 | | 17.0 | 10.0 | 0.49 | 13 | 2 | 0.07 | 0.01 | |
| | 12.5 | 6.0 | 0.63 | 7 | 6 | 0.21 | 0.02 | | 9.0 | 5.5 | 0.46 | 12 | 1 | 0.03 | 0.01 | |
| | 10.0 | 5.0 | 0.60 | 8 | 6 | 0.21 | 0.02 | | 1.8 | 1.1 | 0.46 | 11 | 7 | 0.24 | 0.01 | |
| | 9.0 | 4.5 | 0.60 | 5 | 8 | 0.28 | 0.02 | | 1.6 | 1.0 | 0.44 | 12 | 9 | 0.31 | 0.01 | |
| Mittelwert | 9.4 | 5.2 | 0.51 | 5.3 | 4.5 | 0.16 | 0.03 | Mittelwert | 8.1 | 5.1 | 0.43 | 15.8 | 4.0 | 0.14 | 0.01 | |
| 87096-YZ | 4.8 | 2.8 | 0.49 | 31 | 16 | 0.53 | 0.00 | 87098-YZ | 10.0 | 6.5 | 0.41 | 24 | 19 | 0.62 | 0.01 | |
| | 2.5 | 1.2 | 0.63 | 20 | 19 | 0.62 | 0.01 | | 9.0 | 5.3 | 0.49 | 26 | 18 | 0.59 | 0.00 | |
| | 7.5 | 3.5 | 0.64 | 10 | 10 | 0.34 | 0.01 | | 5.0 | 4 | 0.22 | 69 | 8 | 0.28 | 0.00 | |
| | 7.0 | 3.5 | 0.60 | 21 | 10 | 0.34 | 0.01 | | 7.0 | 4.7 | 0.38 | 22 | 11 | 0.37 | 0.01 | |
| | 6.0 | 3.5 | 0.49 | 2 | 20 | 0.64 | 0.06 | | 7.0 | 4 | 0.51 | 24 | 6 | 0.21 | 0.01 | |
| | Mittelwert | 5.6 | 2.9 | 0.57 | 16.8 | 15.0 | 0.49 | | 0.02 | Mittelwert | 7.6 | 4.9 | 0.40 | 33.0 | 12.4 | 0.41 |
| 87097-XZ | 11.5 | 6.5 | 0.52 | 10 | 3 | 0.10 | 0.01 | 87069-XZ | 19.0 | 12.0 | 0.43 | 7 | 8 | 0.28 | 0.02 | |
| | 7.0 | 5.0 | 0.32 | 14 | 1 | 0.03 | 0.01 | | 9.0 | 4.5 | 0.60 | 5 | 5 | 0.17 | 0.02 | |
| | 6.0 | 4.0 | 0.38 | 1 | 7 | 0.24 | 0.12 | | 88020-XZ | 9.0 | 5.5 | 0.46 | 8 | 9 | 0.31 | 0.02 |
| | 7.5 | 4.5 | 0.47 | 13 | 4 | 0.14 | 0.01 | | | 15.0 | 6.0 | 0.72 | 2 | 2 | 0.07 | 0.05 |
| | 4.1 | 2.5 | 0.46 | 3 | 3 | 0.10 | 0.04 | | | 2.5 | 2.3 | 0.08 | 25 | 1 | 0.03 | 0.00 |
| | 3.9 | 3.2 | 0.20 | 29 | 7 | 0.24 | 0.00 | | | 3.7 | 1.8 | 0.62 | 4 | 1 | 0.03 | 0.03 |
| 4.2 | 2.2 | 0.57 | 33 | 5 | 0.17 | 0.00 | Mittelwert | 9.7 | | 5.4 | 0.49 | 8.5 | 4.3 | 0.15 | 0.02 | |
| Mittelwert | 6.3 | 4.0 | 0.42 | 14.7 | 4.3 | 0.15 | 0.03 | 87069-YZ | | 7.5 | 3.7 | 0.61 | 13 | 10 | 0.34 | 0.01 |
| 87097-YZ | 4.7 | 2.8 | 0.48 | 22 | 12 | 0.41 | 0.01 | 88020-YZ | 17.5 | 9.5 | 0.54 | 2 | 3 | 0.10 | 0.06 | |
| | 1.9 | 1.1 | 0.50 | 56 | 27 | 0.81 | 0.00 | | 23.0 | 12.5 | 0.54 | 8 | 7 | 0.24 | 0.02 | |
| | 5.8 | 2.9 | 0.60 | 1 | 4 | 0.14 | 0.12 | | 9.5 | 4.3 | 0.66 | 11 | 5 | 0.17 | 0.01 | |
| | 2.9 | 2.3 | 0.23 | 47 | 2 | 0.07 | 0.00 | | 15.0 | 8.0 | 0.56 | 32 | 22 | 0.69 | 0.00 | |
| | 6.0 | 4.0 | 0.38 | 24 | 10 | 0.34 | 0.00 | | 5.5 | 4.0 | 0.31 | 6 | 10 | 0.34 | 0.02 | |
| | 5.5 | 4.0 | 0.31 | 20 | 5 | 0.17 | 0.01 | | 6.0 | 3.9 | 0.41 | 5 | 2 | 0.07 | 0.02 | |
| Mittelwert | 4.5 | 2.9 | 0.42 | 28.3 | 10.0 | 0.32 | 0.02 | Mittelwert | 12.0 | 6.6 | 0.52 | 11.0 | 8.4 | 0.28 | 0.02 | |

(1) $W_n = \sin 2\beta$; (2) $W_n = f(n, B^*)$.

C. TM-Bildverarbeitung

Abb. C.1. Histogramme der originalen TM-Spektralkanäle: a) TM-Kanal 1; b) TM-Kanal 2; c) TM-Kanal 3; d) TM-Kanal 4; e) TM-Kanal 5; f) TM-Kanal 7. Histograms of the original TM spectral bands: a) TM band 1; b) TM band 2; c) TM band 3; d) TM band 4; e) TM band 5; f) TM band 7.

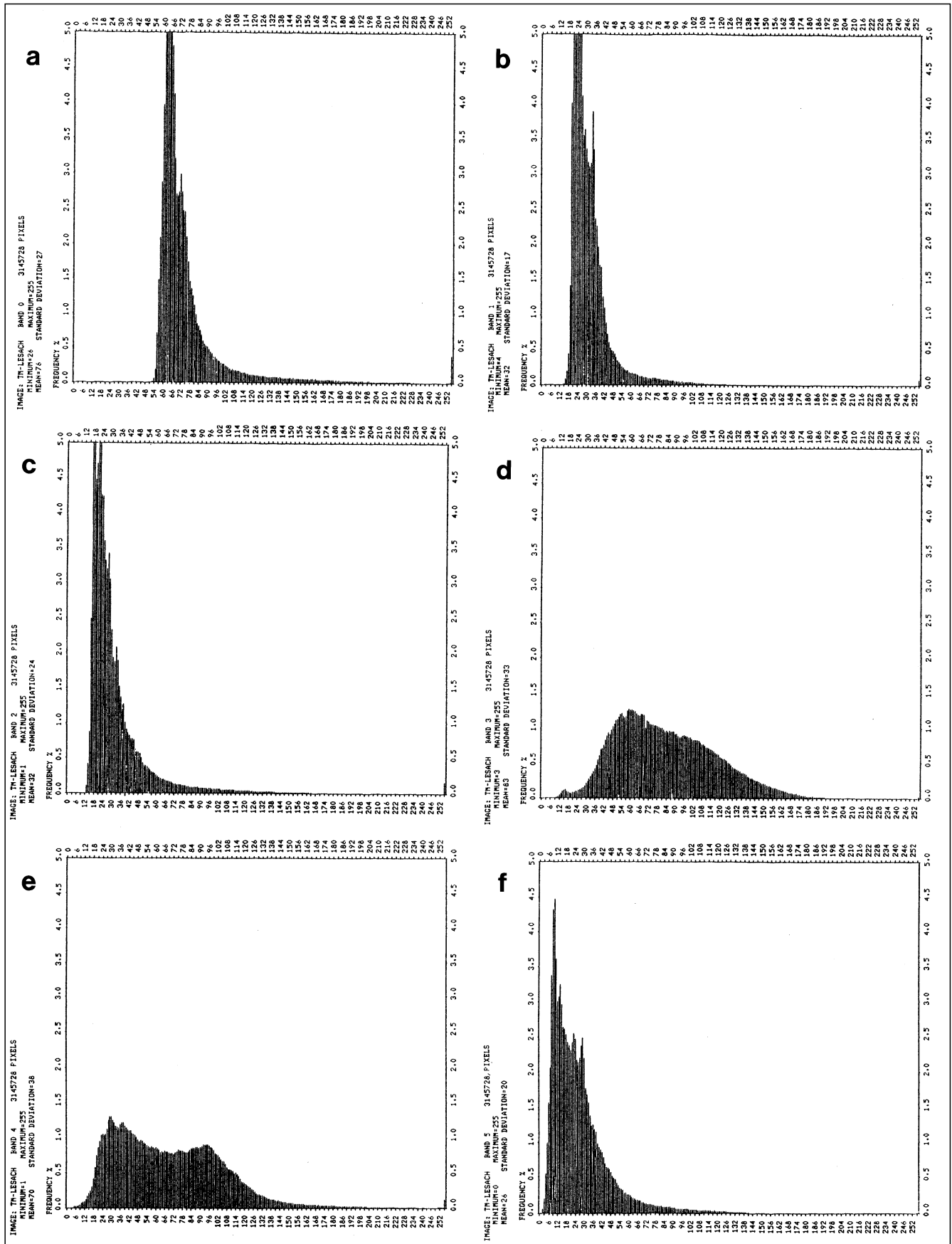


Abb. C. 2.

Histogramme des TM-Spektralkanal 4 unter Anwendung verschiedener Kontrastverstärkungstechniken.

a) TM-Kanal 4 mit 5 x 5 highpass filtering; b) TM-Kanal 4 mit 5 x 5 add-back highpass filtering; c und d) TM-Kanal 4 in pseudoplastischer Darstellung („NW-Pseudoplast“ und „NE-Pseudoplast“).

Histograms of TM spectral band 4 with the application of various contrast enhancement techniques.

a) TM band 4 with 5 x 5 highpass filtering; b) TM band 4 with 5 x 5 add-back highpass filtering; c and d) TM band 4 with NW-SE- and NE-SW-directed edge enhancement.

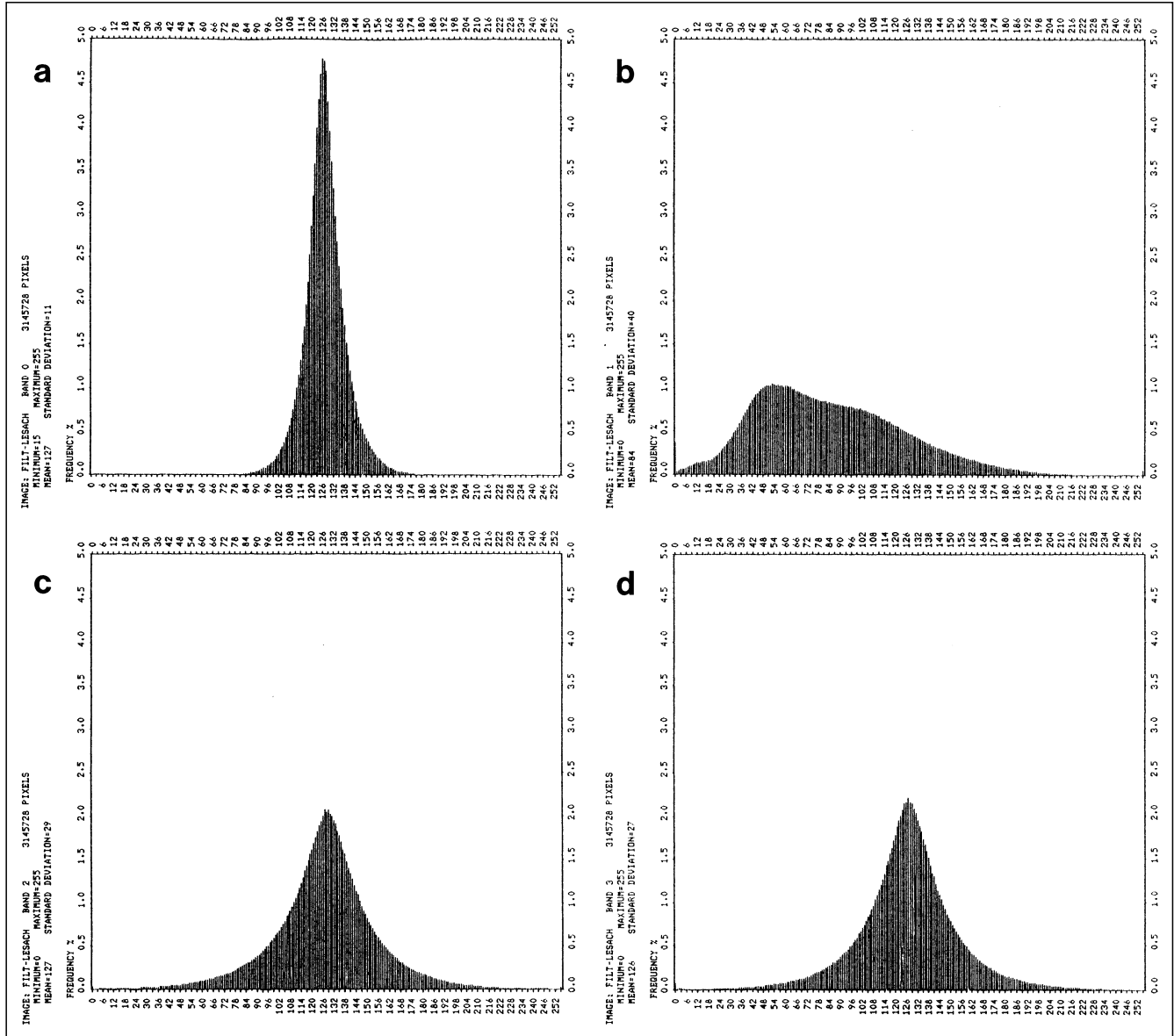


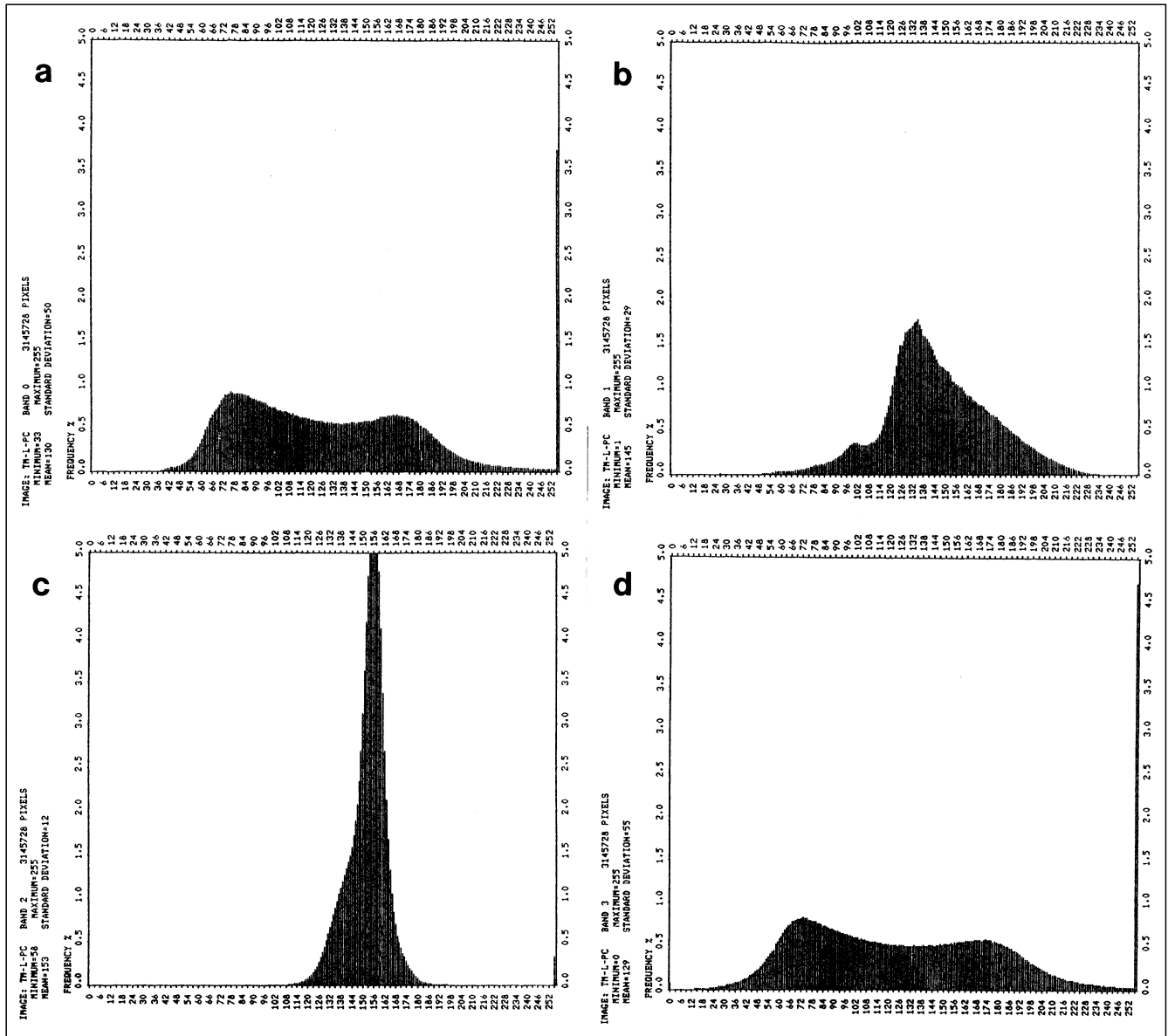
Abb. C. 3.

Histogramme der Hauptachsentransformation.

a) 1. Hauptachse; b) 2. Hauptachse; c) 3. Hauptachse; d) 1. Hauptachse mit 5 x 5 add-back highpass filtering.

Histograms of principal components analysis.

a) PC 1; b) PC 2; c) PC 3; d) PC 1 with 5 x 5 add-back highpass filtering.



D. Geochemische Analysen

Tabelle D.1.
Geochemische Analysen (Basisdaten, Elementverhältnisse und CIPW-Normierung).
Geochemical analyses (basic data, element ratios and CIPW normative calculation).

| Probe Gestein | Hollbruck | | | | Leiten | | | | Seebach (inkl. Raabbach) | | | | | | | |
|--------------------------------|-------------|-------------|------------------|------------------|------------------|-------------|-------------|------------------|--------------------------|------------------|------------------|-------------|------------------|------------------|------------------|------------------|
| | 87001 Pt | 87063 Pt | 87065 Tonalit | 87066 Tonalit | 87079 Tonalit | 87058 Pt | 87060 Pt | 87078 Phyllit | 87022 Tonalit | 87076 Tonalit | 87080 Tonalit | 87081 Pt | 87082 Tonalit | 87083 Tonalit | 87084 Tonalit | 87085 Tonalit |
| SiO ₂ | 64.70 | 64.20 | 57.30 | 67.90 | 68.60 | 83.80 | 65.80 | 63.68 | 64.50 | 59.00 | 62.00 | 60.80 | 50.40 | 59.30 | 64.40 | 62.80 |
| Al ₂ O ₃ | 15.80 | 15.70 | 18.60 | 15.30 | 15.10 | 7.65 | 16.40 | 18.75 | 17.00 | 17.70 | 17.29 | 17.40 | 20.50 | 17.60 | 15.50 | 15.85 |
| Fe ₂ O ₃ | 6.89 | 5.88 | 5.67 | 4.31 | 3.89 | 3.51 | 7.10 | 8.40 | 4.40 | 6.35 | 6.06 | 4.26 | 9.29 | 6.33 | 5.20 | 6.24 |
| MnO | 0.08 | 0.08 | 0.04 | 0.07 | 0.07 | 0.02 | 0.08 | 0.07 | 0.08 | 0.12 | 0.09 | 0.07 | 0.20 | 0.12 | 0.10 | 0.12 |
| MgO | 2.91 | 2.79 | 8.07 | 2.05 | 1.36 | 0.88 | 2.32 | 2.58 | 2.69 | 2.65 | 2.20 | 1.70 | 5.45 | 2.88 | 1.89 | 2.81 |
| CaO | 2.03 | 3.68 | 0.33 | 2.38 | 2.58 | 0.15 | 1.02 | 0.21 | 3.14 | 4.55 | 3.53 | 1.44 | 6.92 | 4.93 | 4.19 | 4.34 |
| Na ₂ O | 2.66 | 2.53 | 7.37 | 3.56 | 2.90 | 1.55 | 1.44 | 1.41 | 4.42 | 4.06 | 3.35 | 0.75 | 2.62 | 4.10 | 2.99 | 2.70 |
| K ₂ O | 2.38 | 2.90 | 0.05 | 1.77 | 3.83 | 1.35 | 2.89 | 3.38 | 3.04 | 2.09 | 2.34 | 10.30 | 1.82 | 1.72 | 2.49 | 2.97 |
| TiO ₂ | 0.87 | 0.77 | 0.60 | 0.52 | 0.44 | 0.60 | 1.08 | 1.16 | 0.49 | 0.70 | 0.73 | 0.77 | 1.02 | 0.74 | 0.62 | 0.70 |
| P ₂ O ₅ | 0.21 | 0.20 | 0.19 | 0.17 | 0.14 | 0.10 | 0.20 | 0.21 | 0.15 | 0.23 | 0.24 | 0.25 | 0.32 | 0.17 | 0.18 | 0.16 |
| Cr | 111 | 68 | 20 | 15 | 16 | 29 | 109 | 104 | 11 | 33 | 20 | 57 | 79 | 24 | 15 | 20 |
| Co | 24 | 18 | 20 | 22 | 32 | 24 | 22 | n.a. | 16 | 37 | 35 | 41 | 22 | n.a. | n.a. | n.a. |
| Ni | 58 | 27 | <10 | <10 | <10 | 22 | 55 | 25 | <10 | <10 | <10 | 25 | <10 | <10 | <10 | <10 |
| Zn | 74 | 66 | 25 | 35 | 37 | 42 | 87 | 104 | 37 | 59 | 72 | 80 | 76 | 121 | 38 | 66 |
| Rb | 105 | 133 | <8 | 84 | 144 | 66 | 138 | 157 | 123 | 89 | 82 | 391 | 96 | 89 | 104 | 126 |
| Sr | 225 | 190 | 88 | 167 | 200 | 29 | 108 | 87 | 265 | 406 | 329 | 671 | 470 | 351 | 238 | 241 |
| Y | 28.38 | 32.31 | 26.55 | 27.63 | 17.98 | 15.78 | 19.82 | 12.36 | 12.00 | 22.58 | 25.15 | 22.44 | 27.97 | 16.10 | 21.85 | 30.41 |
| Zr | 220 | 215 | 243 | 203 | 171 | 322 | 300 | 248 | 141 | 147 | 233 | 203 | 177 | 166 | 230 | 200 |
| Nb | 13 | 14 | 14 | 13 | <10 | 12 | 19 | 18 | <9 | <12 | 12 | 12 | 12 | 12 | 11 | 17 |
| Ba | 541 | 564 | 81 | 306 | 632 | 210 | 332 | 437 | 754 | 472 | 570 | 3449 | 490 | 322 | 370 | 517 |
| Th | 20 | 25 | 21 | 31 | 26 | <19 | 20 | n.a. | 18 | 18 | 33 | <18 | 21 | n.a. | n.a. | n.a. |
| La | 39.05 | 40.26 | 33.40 | 47.67 | 27.77 | 22.07 | 22.17 | 15.24 | 34.57 | 41.41 | 43.66 | 24.02 | 26.92 | 37.56 | 31.48 | 47.04 |
| Ce | 78.5 | 85.0 | 75.6 | 108.3 | 66.1 | 51.1 | 56.0 | 34.4 | 73.0 | 88.8 | 98.6 | 60.9 | 65.6 | 83.4 | 64.2 | 103.5 |
| Pr | 9.4 | 9.7 | 7.6 | 11.2 | 6.9 | 5.9 | 6.2 | 3.8 | <2.7 | 9.4 | 10.4 | 6.5 | 7.6 | 8.3 | 9.0 | 11.4 |
| Nd | 32.2 | 35.6 | 29.5 | 38.9 | 24.0 | 21.9 | 24.2 | 14.3 | 26.9 | 31.5 | 36.2 | 25.7 | 29.5 | 30.6 | 26.1 | 39.1 |
| Sm | 7.9 | 7.5 | 6.6 | 7.8 | 5.0 | 5.3 | 5.9 | 2.6 | 5.9 | 6.5 | 7.4 | 5.5 | 7.0 | 6.3 | 6.0 | 8.6 |
| Eu | 1.27 | 1.51 | 1.16 | 1.35 | 1.04 | 1.03 | 1.24 | 0.78 | 1.39 | 1.50 | 1.26 | 0.70 | 1.60 | 1.31 | 1.25 | 1.53 |
| Gd | 6.2 | 8.2 | 6.9 | 7.4 | 5.0 | 5.2 | 5.9 | 3.5 | 2.4 | 6.7 | 7.0 | 5.8 | 6.9 | 5.7 | 5.7 | 8.2 |
| Tb | 1.2 | 1.2 | 1.3 | 1.3 | 1.0 | 1.0 | 1.2 | <0.5 | <0.5 | 1.0 | 1.3 | 1.1 | 1.1 | 1.2 | 1.1 | 1.6 |
| Dy | 5.3 | 5.7 | 4.9 | 4.6 | 3.3 | 3.3 | 4.4 | 2.9 | 2.5 | 4.2 | 4.1 | 4.4 | 5.1 | 3.2 | 3.7 | 5.6 |
| Ho | 1.0 | 1.0 | 0.9 | 0.7 | 0.6 | 0.6 | 0.8 | 0.5 | 0.4 | 0.7 | 0.6 | 0.8 | 0.9 | 0.4 | 0.7 | 0.9 |
| Er | 2.6 | 3.1 | 2.5 | 2.6 | 2.2 | 1.7 | 2.4 | 1.6 | 1.2 | 2.3 | 2.8 | 2.8 | 2.9 | 1.7 | 2.2 | 3.2 |
| Tm | 0.3 | 0.4 | <0.2 | 0.2 | 0.3 | <0.2 | 0.3 | 0.3 | 0.2 | 0.2 | 0.3 | 0.3 | 0.3 | 0.3 | 0.2 | 0.3 |
| Yb | 3.01 | 3.26 | 2.67 | 2.69 | 2.26 | 1.75 | 2.62 | 1.72 | 1.50 | 2.45 | 2.91 | 2.86 | 3.02 | 1.74 | 2.23 | 3.17 |
| Lu | 0.30 | 0.33 | 0.21 | 0.24 | 0.23 | 0.17 | 0.30 | 0.24 | 0.15 | 0.29 | 0.33 | 0.28 | 0.27 | 0.20 | 0.32 | 0.27 |
| Total | 98.69 | 98.89 | 98.29 | 98.14 | 99.06 | 99.70 | 98.46 | 99.97 | 100.07 | 97.60 | 97.99 | 98.25 | 98.71 | 98.02 | 97.68 | 98.81 |
| LOI | 4.06 | 4.77 | 4.07 | 2.10 | 1.41 | 1.53 | 3.78 | 3.48 | 1.85 | 2.57 | 3.83 | 2.06 | 2.41 | 2.77 | 2.23 | 2.94 |
| Ba/Rb | 5.16 | 4.24 | | 3.64 | 4.40 | 3.18 | 2.40 | 2.79 | 6.16 | 5.30 | 6.99 | 8.81 | 5.13 | 3.64 | 3.56 | 4.10 |
| Ba/Sr | 2.41 | 2.97 | 0.92 | 1.84 | 3.17 | 7.23 | 3.07 | 5.01 | 2.85 | 1.16 | 1.74 | 5.14 | 1.04 | 0.92 | 1.56 | 2.15 |
| K/Rb | 188.17 | 181.01 | | 174.93 | 221.57 | 169.81 | 173.85 | 179.10 | 206.02 | 194.95 | 238.35 | 218.50 | 157.93 | 161.34 | 198.76 | 195.35 |
| Rb/Sr | 0.47 | 0.70 | | 0.50 | 0.72 | 2.28 | 1.28 | 1.79 | 0.46 | 0.22 | 0.25 | 0.58 | 0.20 | 0.25 | 0.44 | 0.52 |
| Rb/Y | 3.70 | 4.12 | | 3.04 | 7.98 | 4.18 | 6.96 | 12.68 | 10.21 | 3.94 | 3.24 | 17.44 | 3.42 | 5.50 | 4.76 | 4.14 |
| Rb/Zr | 0.48 | 0.62 | | 0.41 | 0.84 | 0.20 | 0.46 | 0.63 | 0.87 | 0.61 | 0.35 | 1.93 | 0.54 | 0.53 | 0.45 | 0.63 |
| (La/Lu) _{cn} | 13.56 | 12.74 | 16.28 | 20.37 | 12.64 | 13.64 | 7.60 | 6.54 | 24.41 | 14.98 | 13.82 | 8.94 | 10.43 | 19.50 | 10.31 | 18.43 |
| (La/Sm) _{cn} | 3.13 | 3.38 | 3.19 | 3.84 | 3.48 | 2.65 | 2.38 | 3.66 | 3.70 | 4.04 | 3.72 | 2.74 | 2.43 | 3.78 | 3.33 | 3.45 |
| (Gd/Lu) _{cn} | 2.57 | 3.11 | 4.04 | 3.80 | 2.72 | 3.83 | 2.44 | 1.81 | 2.01 | 2.91 | 2.65 | 2.59 | 3.21 | 3.55 | 2.24 | 3.86 |
| (Eu/Sm) _{cn} | 0.43 | 0.53 | 0.47 | 0.46 | 0.55 | 0.52 | 0.56 | 0.79 | 0.63 | 0.62 | 0.45 | 0.34 | 0.61 | 0.56 | 0.56 | 0.47 |
| (Eu) _{cn} /(Eu*) | 0.56 | 0.59 | 0.53 | 0.54 | 0.64 | 0.60 | 0.64 | 0.79 | 1.13 | 0.70 | 0.54 | 0.38 | 0.70 | 0.67 | 0.66 | 0.56 |
| Q | 32.42 | 27.17 | 2.04 | 33.35 | 30.16 | 68.48 | 41.94 | | 16.76 | 14.62 | 23.81 | 12.25 | 6.14 | 14.73 | 26.78 | 22.92 |
| C | 5.69 | 2.16 | 6.38 | 3.64 | 1.79 | 3.60 | 9.66 | | 1.01 | 0.99 | 3.41 | 2.97 | 2.36 | 0.39 | 0.67 | 0.64 |
| Zr | 0.03 | 0.03 | 0.04 | 0.03 | 0.02 | 0.05 | 0.04 | | 0.02 | 0.02 | 0.03 | 0.03 | 0.03 | 0.02 | 0.03 | 0.03 |
| Or | 14.28 | 17.36 | 0.30 | 10.67 | 22.88 | 8.01 | 17.37 | | 17.98 | 12.68 | 14.14 | 62.26 | 10.93 | 10.39 | 15.09 | 17.79 |
| Ab | 22.85 | 21.69 | 63.49 | 30.74 | 24.81 | 13.16 | 12.39 | | 37.44 | 35.27 | 28.98 | 6.49 | 22.53 | 35.46 | 25.94 | 23.16 |
| An | 8.99 | 17.33 | 0.44 | 11.02 | 12.19 | 0.14 | 3.91 | | 14.82 | 21.83 | 16.50 | 5.90 | 32.98 | 24.02 | 20.24 | 20.93 |
| Hy | 7.36 | 7.04 | 20.46 | 5.21 | 3.43 | 2.20 | 5.88 | | 6.71 | 6.78 | 5.60 | 4.33 | 13.79 | 7.33 | 4.83 | 7.10 |
| Hm | 6.99 | 5.96 | 5.77 | 4.40 | 3.93 | 3.52 | 7.22 | | 4.40 | 6.52 | 6.20 | 4.36 | 9.44 | 6.47 | 5.33 | 6.33 |
| Ru | 0.88 | 0.78 | 0.61 | 0.53 | 0.44 | 0.60 | 1.10 | | 0.49 | 0.72 | 0.75 | 0.79 | 1.04 | 0.76 | 0.64 | 0.71 |
| Ap | 0.51 | 0.48 | 0.46 | 0.41 | 0.34 | 0.24 | 0.49 | | 0.36 | 0.56 | 0.59 | 0.61 | 0.78 | 0.42 | 0.44 | 0.39 |
| KAT** | 11 | 11 | 2 | 2 | 7 | 11 | 11 | | 3 | 3 | 1 | 12 | 1 | 6 | 5 | 5 |

Tabelle D.1.
Fortsetzung.
Continued.

| Probe Gestein | Seebach (Fortsetzung) | | | | | | | | | | | Schwendereck (inkl. Luggauer Bach) | | | | |
|--------------------------------|-----------------------|--------|---------|---------|---------|--------|---------|---------|---------|--------|---------|------------------------------------|---------|---------|---------|---------|
| | 87086 | 87087 | 87088 | 87089 | 87090 | 87091 | 87092 | 87093 | 87094 | 87095 | 88007 | 87019 | 87100 | 87101 | 87102 | 87103 |
| | Tonalit | Pt | Tonalit | Tonalit | Tonalit | Uk | Tonalit | Tonalit | Tonalit | Gneis | Tonalit | Tonalit | Tonalit | Tonalit | Tonalit | Tonalit |
| SiO ₂ | 66.90 | 61.60 | 62.20 | 65.70 | 59.90 | 55.45 | 70.90 | 69.10 | 60.90 | 80.80 | 66.76 | 64.40 | 54.50 | 59.30 | 62.50 | 61.80 |
| Al ₂ O ₃ | 15.20 | 17.29 | 16.00 | 15.40 | 17.79 | 16.75 | 13.90 | 14.50 | 18.00 | 8.29 | 15.43 | 16.10 | 19.10 | 17.00 | 16.90 | 18.10 |
| Fe ₂ O ₃ | 4.14 | 2.21 | 5.83 | 4.19 | 6.84 | 10.35 | 3.95 | 5.14 | 5.93 | 2.30 | 5.37 | 5.11 | 8.92 | 6.29 | 5.26 | 6.22 |
| MnO | 0.07 | 0.03 | 0.10 | 0.07 | 0.12 | 0.17 | 0.06 | 0.08 | 0.11 | 0.04 | 0.09 | 0.08 | 0.18 | 0.11 | 0.09 | 0.12 |
| MgO | 1.24 | 0.72 | 2.34 | 2.18 | 3.20 | 3.76 | 1.04 | 2.15 | 2.62 | 1.06 | 2.33 | 2.03 | 3.76 | 2.34 | 2.24 | 2.80 |
| CaO | 3.28 | 1.33 | 4.52 | 2.92 | 3.84 | 4.43 | 1.88 | 1.32 | 4.72 | 0.89 | 2.47 | 3.81 | 5.63 | 10.70 | 4.07 | 5.92 |
| Na ₂ O | 3.03 | 0.48 | 2.79 | 3.29 | 2.73 | 3.62 | 4.36 | 4.33 | 4.17 | 1.48 | 1.98 | 2.54 | 2.51 | 1.73 | 4.33 | 2.15 |
| K ₂ O | 3.08 | 12.60 | 2.78 | 2.94 | 2.89 | 1.98 | 1.83 | 1.92 | 2.13 | 1.92 | 4.22 | 3.63 | 2.07 | 0.70 | 3.39 | 1.98 |
| TiO ₂ | 0.47 | 0.75 | 0.70 | 0.55 | 0.80 | 1.80 | 0.52 | 0.76 | 0.66 | 0.63 | 0.59 | 0.65 | 1.16 | 0.78 | 0.56 | 0.72 |
| P ₂ O ₅ | 0.14 | 0.21 | 0.23 | 0.14 | 0.17 | 0.35 | 0.10 | 0.16 | 0.25 | 0.10 | 0.17 | 0.20 | 0.21 | 0.19 | 0.15 | 0.19 |
| Cr | 10 | 41 | 4 | 13 | 14 | 120 | 16 | 69 | 12 | 31 | 14 | 21 | 17 | 17 | 11 | 10 |
| Co | n.a. | 25 | n.a. | 15 | 16 | n.a. | n.a. | n.a. | n.a. | n.a. | n.a. | 24 | n.a. | n.a. | n.a. | n.a. |
| Ni | <10 | 17 | <10 | <10 | <10 | 54 | <10 | 35 | <9 | <11 | <10 | 13 | <9 | 9 | <10 | <10 |
| Zn | 72 | 137 | 41 | 64 | 77 | 87 | 29 | 54 | 62 | <8 | 61 | 81 | 60 | 38 | 27 | 79 |
| Rb | 115 | 419 | 135 | 166 | 137 | 93 | 94 | 89 | 102 | 77 | 216 | 157 | 105 | 50 | 143 | 86 |
| Sr | 216 | 699 | 185 | 194 | 310 | 176 | 196 | 236 | 373 | 52 | 248 | 247 | 227 | 149 | 324 | 320 |
| Y | 19.77 | 22.91 | 22.06 | 26.40 | 15.71 | 34.60 | 21.84 | 29.14 | 19.40 | 17.45 | 17.92 | 20.50 | 12.97 | 14.97 | 15.54 | 12.56 |
| Zr | 176 | 199 | 229 | 194 | 171 | 291 | 224 | 223 | 155 | 448 | 198 | 286 | 191 | 162 | 140 | 170 |
| Nb | <11 | 13 | 12 | 13 | 12 | 32 | <11 | <11 | 10 | 11 | 10 | 12 | 17 | 14 | 17 | 11 |
| Ba | 644 | 3914 | 643 | 434 | 566 | 327 | 410 | 450 | 485 | 310 | 635 | 994 | 492 | 152 | 704 | 590 |
| Th | n.a. | 26 | n.a. | 22 | 24 | n.a. | n.a. | n.a. | n.a. | n.a. | n.a. | 32 | n.a. | n.a. | n.a. | n.a. |
| La | 33.07 | 16.38 | 30.56 | 35.68 | 19.53 | 41.22 | 19.98 | 31.14 | 29.53 | 26.63 | 23.05 | 49.70 | 44.52 | 19.80 | 24.24 | 19.17 |
| Ce | 89.3 | 35.4 | 68.3 | 74.3 | 41.5 | 92.3 | 48.9 | 71.2 | 55.3 | 55.7 | 44.4 | 111.7 | 86.9 | 37.4 | 43.8 | 37.1 |
| Pr | 8.3 | 5.5 | 8.4 | 9.2 | 5.2 | 11.6 | 5.5 | 9.0 | 6.7 | 5.9 | 4.8 | <2.7 | 10.4 | 5.5 | 6.0 | 5.1 |
| Nd | 30.4 | 20.5 | 30.7 | 31.9 | 18.7 | 41.2 | 20.1 | 30.1 | 23.7 | 23.2 | 17.4 | 41.0 | 33.1 | 18.3 | 16.5 | 16.8 |
| Sm | 6.0 | 4.7 | 6.9 | 7.5 | 4.3 | 9.4 | 4.6 | 6.9 | 5.3 | 4.1 | 3.3 | 9.0 | 5.3 | 5.5 | 4.5 | 4.2 |
| Eu | 1.18 | 0.62 | 1.47 | 1.28 | 1.21 | 2.41 | 0.99 | 1.12 | 1.17 | 0.92 | 0.89 | 1.85 | 1.17 | 1.36 | 1.11 | 1.32 |
| Gd | 5.1 | 5.3 | 6.0 | 6.1 | 4.1 | 8.5 | 4.6 | 6.3 | 4.3 | 4.8 | 3.9 | 7.3 | 3.6 | 5.1 | 3.6 | 3.3 |
| Tb | 1.0 | 0.9 | <0.5 | 0.7 | <0.5 | 0.5 | <0.5 | 0.8 | <0.5 | 0.7 | <0.5 | 1.2 | <0.5 | <0.5 | <0.5 | <0.5 |
| Dy | 3.5 | 4.4 | 4.0 | 4.6 | 2.9 | 6.3 | 3.5 | 5.0 | 3.4 | 3.4 | 3.3 | 5.1 | 2.1 | 2.6 | 2.6 | 2.4 |
| Ho | 0.5 | 0.9 | 0.7 | 0.8 | 0.5 | 1.0 | 0.7 | 0.9 | 0.6 | 0.7 | 0.7 | 0.6 | 0.3 | 0.4 | 0.5 | <0.4 |
| Er | 1.9 | 2.5 | 1.8 | 2.5 | 1.5 | 3.0 | 2.1 | 2.7 | 1.9 | 1.7 | 1.8 | 1.5 | 1.1 | 1.6 | 1.5 | 0.9 |
| Tm | 0.3 | 0.3 | <0.2 | 0.3 | <0.2 | 0.3 | 0.2 | 0.3 | 0.2 | 0.3 | <0.2 | <0.2 | 0.1 | 0.2 | 0.2 | 0.2 |
| Yb | 2.07 | 2.65 | 1.85 | 2.48 | 1.49 | 2.88 | 2.14 | 2.79 | 1.82 | 1.90 | 1.76 | 1.89 | 1.19 | 1.66 | 1.76 | 1.05 |
| Lu | 0.22 | 0.40 | 0.31 | 0.37 | 0.16 | 0.38 | 0.29 | 0.39 | 0.25 | 0.27 | 0.25 | 0.19 | 0.12 | 0.16 | 0.25 | 0.11 |
| Total | 97.70 | 97.78 | 97.63 | 97.51 | 98.43 | 98.79 | 98.65 | 99.59 | 99.63 | 97.62 | 99.56 | 98.76 | 98.17 | 99.18 | 99.64 | 100.14 |
| LOI | 2.26 | 1.30 | 2.60 | 2.73 | 2.52 | 5.81 | 1.62 | 2.37 | 2.38 | 1.88 | 2.43 | 2.04 | 3.50 | 3.78 | 2.32 | 2.14 |
| Ba/Rb | 5.60 | 9.35 | 4.77 | 2.62 | 4.14 | 3.53 | 4.38 | 5.09 | 4.78 | 4.06 | 2.94 | 6.33 | 4.71 | 3.08 | 4.94 | 6.89 |
| Ba/Sr | 2.99 | 5.60 | 3.49 | 2.24 | 1.82 | 1.86 | 2.10 | 1.91 | 1.30 | 6.03 | 2.56 | 4.03 | 2.17 | 1.03 | 2.17 | 1.85 |
| K/Rb | 222.34 | 249.94 | 170.95 | 147.47 | 175.76 | 177.25 | 162.48 | 180.10 | 174.21 | 208.35 | 162.19 | 191.94 | 164.44 | 116.56 | 197.49 | 192.25 |
| Rb/Sr | 0.53 | 0.60 | 0.73 | 0.85 | 0.44 | 0.53 | 0.48 | 0.38 | 0.27 | 1.49 | 0.87 | 0.64 | 0.46 | 0.33 | 0.44 | 0.27 |
| Rb/Y | 5.82 | 18.27 | 6.12 | 6.27 | 8.69 | 2.67 | 4.28 | 3.04 | 5.23 | 4.38 | 12.05 | 7.66 | 8.06 | 3.31 | 9.17 | 6.81 |
| Rb/Zr | 0.65 | 2.10 | 0.59 | 0.86 | 0.80 | 0.32 | 0.42 | 0.40 | 0.65 | 0.17 | 1.09 | 0.55 | 0.55 | 0.31 | 1.02 | 0.50 |
| (La/Lu) _{cn} | 15.53 | 4.27 | 10.17 | 10.15 | 12.91 | 11.23 | 7.08 | 8.35 | 12.07 | 10.10 | 9.57 | 26.87 | 38.84 | 13.09 | 10.15 | 18.95 |
| (La/Sm) _{cn} | 3.47 | 2.21 | 2.79 | 3.01 | 2.86 | 2.76 | 2.74 | 2.83 | 3.49 | 4.08 | 4.33 | 3.47 | 5.30 | 2.28 | 3.36 | 2.88 |
| (Gd/Lu) _{cn} | 2.89 | 1.64 | 2.41 | 2.09 | 3.26 | 2.79 | 1.96 | 2.01 | 2.11 | 2.17 | 1.92 | 4.75 | 3.78 | 4.04 | 1.81 | 3.87 |
| (Eu/Sm) _{cn} | 0.52 | 0.35 | 0.57 | 0.46 | 0.75 | 0.68 | 0.57 | 0.43 | 0.58 | 0.60 | 0.71 | 0.54 | 0.58 | 0.66 | 0.65 | 0.84 |
| (Eu) _{cn} /(Eu*) | 0.65 | 0.38 | 0.70 | 0.58 | 0.88 | 0.82 | 0.66 | 0.52 | 0.75 | 0.64 | 0.76 | 0.69 | 0.81 | 0.79 | 0.84 | 1.09 |
| Q | 29.65 | 7.29 | 23.31 | 26.84 | 20.72 | 12.83 | 33.66 | 31.08 | 15.17 | | 30.91 | 25.35 | 15.14 | 24.18 | 13.27 | 25.31 |
| C | 1.22 | 0.84 | 0.69 | 1.83 | 3.59 | 1.42 | 1.54 | 3.25 | 0.79 | | 3.48 | 1.48 | 3.00 | | | 2.04 |
| Zr | 0.03 | 0.03 | 0.03 | 0.03 | 0.03 | 0.04 | 0.03 | 0.03 | 0.02 | | 0.03 | 0.04 | 0.03 | 0.02 | 0.02 | 0.02 |
| Or | 18.66 | 76.53 | 16.86 | 17.84 | 17.39 | 11.87 | 10.98 | 11.41 | 12.66 | | 25.09 | 21.76 | 12.49 | 4.18 | 20.14 | 11.71 |
| Ab | 26.29 | 4.17 | 24.22 | 28.59 | 23.52 | 31.08 | 37.44 | 36.85 | 35.48 | | 16.86 | 21.81 | 21.69 | 14.78 | 36.84 | 18.20 |
| An | 15.92 | 5.73 | 21.64 | 14.07 | 18.45 | 20.09 | 8.93 | 5.68 | 22.09 | | 11.39 | 18.10 | 27.28 | 36.90 | 16.75 | 28.34 |
| Di | | | | | | | | | | | | | | 9.93 | 0.63 | |
| Hy | 3.17 | 1.84 | 5.98 | 5.58 | 8.11 | 9.50 | 2.63 | 5.39 | 6.56 | | 5.84 | 5.13 | 9.56 | 1.28 | 5.32 | 6.98 |
| Hm | 4.24 | 2.27 | 5.98 | 4.30 | 6.96 | 10.50 | 4.01 | 5.17 | 5.96 | | 5.40 | 5.18 | 9.11 | 6.35 | 5.29 | 6.22 |
| Tn | | | | | | | | | | | | | | 1.93 | 1.38 | |
| Ru | 0.48 | 0.77 | 0.72 | 0.56 | 0.81 | 1.83 | 0.53 | 0.76 | 0.66 | | 0.59 | 0.66 | 1.18 | | | 0.72 |
| Ap | 0.34 | 0.52 | 0.56 | 0.34 | 0.41 | 0.85 | 0.24 | 0.38 | 0.60 | | 0.41 | 0.49 | 0.51 | 0.46 | 0.36 | 0.45 |
| KAT** | 5 | 12 | 10 | 10 | 4 | 9 | 7 | 7 | 6 | 6 | 10 | 7 | 6 | 6 | 8 | 3 |

Tabelle D.1.
Fortsetzung.

Continued.

| Probe | Schwendereck (Fortsetzung) | | | | | | | | | | | | | Mooser Bach | | |
|--------------------------------|----------------------------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|-------------|---------|---------|
| | 87104 | 87105 | 87106 | 87107 | 87108 | 87109 | 87110 | 87111 | 87112 | 87113 | 87114 | 87115 | 87116 | 87020 | 87021 | 87009 |
| Gestein | Tonalit | Tonalit | Tonalit | Tonalit | Tonalit | Tonalit | Tonalit | Tonalit | Tonalit | Tonalit | Tonalit | Tonalit | Tonalit | Tonalit | Tonalit | Tonalit |
| SiO ₂ | 58.20 | 59.90 | 61.30 | 59.50 | 60.20 | 60.20 | 57.00 | 62.30 | 60.20 | 66.10 | 53.30 | 61.50 | 66.20 | 61.70 | 60.80 | 67.10 |
| Al ₂ O ₃ | 18.29 | 17.60 | 17.20 | 17.60 | 18.20 | 17.90 | 19.50 | 18.60 | 17.70 | 16.00 | 19.60 | 17.70 | 16.50 | 17.79 | 17.00 | 15.20 |
| Fe ₂ O ₃ | 6.64 | 5.97 | 5.76 | 6.27 | 6.58 | 6.71 | 6.52 | 4.22 | 6.09 | 4.11 | 9.60 | 5.80 | 3.99 | 5.76 | 5.21 | 4.27 |
| MnO | 0.14 | 0.11 | 0.12 | 0.13 | 0.13 | 0.11 | 0.14 | 0.10 | 0.12 | 0.09 | 0.20 | 0.10 | 0.15 | 0.12 | 0.11 | 0.08 |
| MgO | 2.87 | 2.64 | 2.73 | 2.63 | 2.79 | 2.86 | 2.64 | 1.69 | 2.34 | 1.51 | 3.59 | 2.13 | 1.32 | 3.06 | 1.97 | 1.56 |
| CaO | 5.30 | 5.02 | 4.52 | 4.89 | 6.19 | 5.72 | 7.21 | 5.37 | 5.45 | 4.41 | 6.49 | 5.82 | 4.21 | 4.56 | 7.48 | 1.92 |
| Na ₂ O | 3.00 | 3.36 | 3.47 | 3.00 | 2.55 | 2.43 | 2.13 | 2.89 | 2.17 | 3.07 | 2.88 | 2.47 | 3.27 | 2.25 | 3.90 | 3.06 |
| K ₂ O | 1.92 | 3.03 | 1.73 | 2.38 | 1.04 | 1.31 | 1.24 | 2.17 | 2.19 | 1.60 | 1.17 | 1.52 | 1.83 | 2.01 | 0.62 | 3.95 |
| TiO ₂ | 0.74 | 0.58 | 0.59 | 0.68 | 0.76 | 0.78 | 0.71 | 0.47 | 0.72 | 0.47 | 1.15 | 0.70 | 0.37 | 0.62 | 0.56 | 0.52 |
| P ₂ O ₅ | 0.20 | 0.17 | 0.17 | 0.18 | 0.20 | 0.21 | 0.20 | 0.15 | 0.18 | 0.11 | 0.26 | 0.18 | 0.12 | 0.23 | 0.20 | 0.14 |
| Cr | 9 | 8 | 23 | 6 | 10 | 8 | 6 | <4 | 14 | <4 | 22 | 8 | 6 | 15 | 20 | 27 |
| Co | 24 | 36 | 32 | n.a. | n.a. | n.a. | n.a. | n.a. | n.a. | n.a. | n.a. | n.a. | n.a. | 27 | 31 | 20 |
| Ni | <10 | <10 | <10 | <10 | <9 | <10 | <10 | <11 | 13 | <10 | 16 | <10 | <10 | <10 | <10 | <10 |
| Zn | 69 | 52 | 50 | 79 | 67 | 66 | 63 | 41 | 57 | 47 | 99 | 65 | 34 | 68 | 45 | 16 |
| Rb | 82 | 121 | 83 | 100 | 47 | 61 | 56 | 89 | 101 | 72 | 56 | 71 | 86 | 95 | 31 | 130 |
| Sr | 405 | 371 | 342 | 371 | 338 | 303 | 341 | 346 | 318 | 321 | 350 | 299 | 351 | 367 | 254 | 244 |
| Y | 17.08 | 20.64 | 18.74 | 21.63 | 17.88 | 11.90 | 14.15 | 15.18 | 6.81 | 15.82 | 16.70 | 11.62 | 31.77 | 12.50 | 19.00 | 14.84 |
| Zr | 152 | 139 | 140 | 149 | 175 | 189 | 171 | 135 | 176 | 117 | 214 | 165 | 114 | 156 | 131 | 200 |
| Nb | 14 | 11 | 11 | <8 | 14 | 11 | 9 | <13 | 11 | <11 | 14 | 16 | <9 | 8 | <12 | 13 |
| Ba | 488 | 858 | 383 | 580 | 365 | 355 | 380 | 427 | 346 | 352 | 331 | 301 | 339 | 459 | 162 | 568 |
| Th | 32 | 24 | 29 | n.a. | n.a. | n.a. | n.a. | n.a. | n.a. | n.a. | n.a. | n.a. | n.a. | <18 | <18 | 24 |
| La | 18.20 | 32.24 | 6.60 | 26.57 | 17.75 | 26.77 | 23.06 | 12.79 | 10.68 | 58.99 | 11.23 | 23.38 | 28.96 | 16.63 | 18.14 | 16.68 |
| Ce | 34.8 | 60.7 | 11.8 | 52.2 | 34.8 | 50.3 | 46.2 | 19.6 | 23.4 | 86.8 | 24.1 | 40.7 | 46.7 | 34.6 | 37.9 | 33.7 |
| Pr | 4.8 | 7.7 | <2.7 | 6.5 | 5.0 | 7.0 | 5.6 | 2.7 | <2.7 | 12.1 | <2.7 | 5.3 | 5.5 | <2.7 | <2.7 | 4.6 |
| Nd | 16.3 | 24.5 | 8.4 | 21.9 | 15.4 | 21.4 | 18.2 | 10.5 | 9.1 | 43.8 | 11.5 | 20.1 | 21.4 | 16.6 | 16.8 | 15.7 |
| Sm | 3.9 | 5.7 | 2.9 | 5.0 | 4.4 | 4.9 | 4.2 | 1.5 | 2.0 | 7.7 | 2.3 | 3.5 | 3.6 | 4.1 | 4.3 | 4.1 |
| Eu | 1.10 | 1.32 | 0.91 | 1.37 | 1.32 | 0.98 | 1.26 | 1.14 | 0.70 | 1.47 | 1.31 | 1.13 | 1.17 | 1.08 | 1.16 | 0.85 |
| Gd | 4.0 | 4.5 | 3.7 | 5.3 | 4.0 | 4.6 | 3.4 | 2.3 | 2.4 | 6.4 | 4.0 | 4.1 | 4.0 | 3.5 | 3.4 | 3.9 |
| Tb | 0.6 | 0.5 | <0.5 | <0.5 | <0.5 | <0.5 | 0.8 | <0.5 | <0.5 | <0.5 | <0.5 | 0.5 | 0.5 | 1.0 | 1.0 | 0.8 |
| Dy | 3.1 | 3.8 | 3.0 | 3.8 | 3.2 | 2.0 | 3.0 | 2.3 | 1.3 | 2.9 | 3.0 | 2.3 | 4.8 | 3.2 | 3.0 | 3.1 |
| Ho | 0.5 | 0.6 | 0.7 | 0.5 | 0.5 | <0.4 | 0.6 | 0.6 | <0.4 | 0.6 | 0.7 | 0.4 | 1.2 | 0.6 | 0.4 | 0.6 |
| Er | 1.7 | 1.8 | 1.8 | 1.9 | 1.4 | 1.2 | 1.2 | 1.9 | 0.6 | 1.7 | 1.7 | 1.2 | 3.5 | 1.6 | 1.4 | 1.5 |
| Tm | 0.2 | 0.2 | 0.3 | 0.4 | 0.3 | 0.2 | 0.2 | 0.3 | <0.2 | <0.2 | 0.2 | <0.2 | 0.4 | 0.3 | 0.2 | 0.2 |
| Yb | 1.77 | 2.07 | 2.03 | 2.23 | 1.66 | 1.34 | 1.30 | 3.11 | 0.70 | 2.30 | 2.09 | 1.24 | 4.07 | 1.77 | 1.68 | 1.58 |
| Lu | 0.28 | 0.20 | 0.31 | 0.37 | 0.34 | 0.23 | 0.21 | 0.33 | 0.10 | 0.32 | 0.29 | 0.17 | 0.61 | 0.14 | 0.15 | 0.17 |
| Total | 97.44 | 98.56 | 97.70 | 97.41 | 98.75 | 98.34 | 97.40 | 98.07 | 97.27 | 97.58 | 98.36 | 98.03 | 98.07 | 98.23 | 97.93 | 97.93 |
| LOI | 2.59 | 2.88 | 2.55 | 2.26 | 1.90 | 2.30 | 1.85 | 1.50 | 1.95 | 1.53 | 2.99 | 2.07 | 1.40 | 2.48 | 2.38 | 2.23 |
| Ba/Rb | 5.95 | 7.12 | 4.61 | 5.80 | 7.76 | 5.82 | 6.84 | 4.82 | 3.42 | 4.89 | 5.90 | 4.24 | 3.94 | 4.85 | 5.23 | 4.37 |
| Ba/Sr | 1.20 | 2.31 | 1.12 | 1.56 | 1.08 | 1.17 | 1.11 | 1.23 | 1.09 | 1.10 | 0.95 | 1.01 | 0.96 | 1.25 | 0.64 | 2.33 |
| K/Rb | 194.38 | 208.75 | 173.03 | 197.58 | 183.70 | 178.28 | 185.48 | 203.55 | 180.01 | 184.48 | 173.44 | 177.72 | 176.65 | 176.57 | 166.03 | 252.24 |
| Rb/Sr | 0.20 | 0.32 | 0.24 | 0.27 | 0.14 | 0.20 | 0.16 | 0.26 | 0.32 | 0.22 | 0.16 | 0.24 | 0.25 | 0.26 | 0.12 | 0.53 |
| Rb/Y | 4.80 | 5.84 | 4.43 | 4.62 | 2.63 | 5.13 | 3.92 | 5.83 | 14.83 | 4.55 | 3.35 | 6.11 | 2.71 | 7.56 | 1.63 | 8.76 |
| Rb/Zr | 0.54 | 0.87 | 0.59 | 0.67 | 0.27 | 0.32 | 0.33 | 0.66 | 0.58 | 0.62 | 0.26 | 0.43 | 0.75 | 0.61 | 0.24 | 0.65 |
| (La/Lu) _{cn} | 6.76 | 16.57 | 2.24 | 7.46 | 5.47 | 12.24 | 11.29 | 4.07 | 11.16 | 19.40 | 4.02 | 14.29 | 4.92 | 12.51 | 12.72 | 9.95 |
| (La/Sm) _{cn} | 2.94 | 3.56 | 1.42 | 3.32 | 2.57 | 3.45 | 3.45 | 5.33 | 3.34 | 4.84 | 3.08 | 4.15 | 5.07 | 2.53 | 2.66 | 2.56 |
| (Gd/Lu) _{cn} | 1.79 | 2.75 | 1.52 | 1.79 | 1.47 | 2.52 | 2.02 | 0.88 | 2.95 | 2.52 | 1.73 | 3.00 | 0.81 | 3.14 | 2.86 | 2.81 |
| (Eu/Sm) _{cn} | 0.75 | 0.62 | 0.83 | 0.72 | 0.80 | 0.53 | 0.79 | 2.01 | 0.92 | 0.51 | 1.51 | 0.84 | 0.86 | 0.69 | 0.72 | 0.55 |
| (Eu) _{cn} /(Eu*) | 0.85 | 0.80 | 0.85 | 0.81 | 0.97 | 0.63 | 1.01 | 1.87 | 0.98 | 0.64 | 1.31 | 0.90 | 0.94 | 0.87 | 0.93 | 0.64 |
| Q | 18.76 | 14.68 | 21.68 | 19.5 | 24.8 | 25.51 | 21.57 | 24.00 | 25.19 | 31.47 | 13.72 | 26.68 | 30.1 | 27.69 | 19.64 | 28.69 |
| C | 2.11 | | 1.79 | 1.60 | 2.08 | 2.58 | 2.02 | 2.07 | 2.29 | 1.45 | 2.41 | 1.83 | 1.75 | 4.19 | | 2.73 |
| Zr | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.03 | 0.03 | 0.03 | 0.02 | 0.03 | 0.02 | 0.03 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.03 |
| Or | 11.67 | 18.21 | 10.48 | 14.47 | 6.23 | 7.88 | 7.54 | 13.1 | 13.33 | 9.70 | 7.05 | 9.18 | 11.05 | 12.11 | 3.75 | 23.87 |
| Ab | 26.11 | 28.91 | 30.11 | 26.12 | 21.89 | 20.94 | 18.54 | 24.97 | 18.91 | 26.66 | 24.84 | 21.35 | 28.28 | 19.42 | 33.75 | 26.48 |
| An | 25.90 | 24.4 | 22.02 | 23.96 | 29.99 | 27.65 | 35.62 | 26.38 | 26.79 | 21.87 | 31.24 | 28.44 | 20.7 | 21.73 | 27.66 | 8.98 |
| Di | | | | | | | | | | | | | | | 5.49 | |
| Hy | 7.35 | 6.69 | 6.97 | 6.74 | 7.05 | 7.26 | 6.76 | 4.30 | 6.00 | 3.86 | 9.11 | 5.42 | 3.36 | 7.77 | 2.47 | 3.97 |
| Hm | 6.83 | 6.07 | 5.91 | 6.45 | 6.68 | 6.83 | 6.71 | 4.31 | 6.27 | 4.22 | 9.79 | 5.93 | 4.08 | 5.87 | 5.33 | 4.37 |
| Tn | | 0.04 | | | | | | | | | | | | | 1.41 | |
| Ru | 0.76 | 0.57 | 0.60 | 0.70 | 0.77 | 0.79 | 0.73 | 0.48 | 0.74 | 0.48 | 1.17 | 0.72 | 0.38 | 0.63 | | 0.53 |
| Ap | 0.49 | 0.41 | 0.42 | 0.44 | 0.49 | 0.51 | 0.49 | 0.37 | 0.44 | 0.27 | 0.63 | 0.44 | 0.29 | 0.56 | 0.49 | 0.34 |
| KAT** | 4 | 3 | 3 | 4 | 4 | 4 | 4 | 4 | 4 | 4 | 3 | 4 | 4 | 3 | 3 | 8 |

Haupt- und Nebenelemente in Gew.-% (Messungen mit WDRFA/TU Garching und WDRFA/Uni München), Spurenelemente (Messungen mit WDRFA/TU Garching) und REE (Messungen mit ICP-AES/Uni München) in ppm.

Tabelle D.1.
Fortsetzung.

Continued.

| Probe | Obergailberg | | | Obergailbach | | | | Archerlebach (Liesinger Hochwald) | | | | | | | Kostagraben | |
|--------------------------------|--------------|---------|---------|--------------|---------|---------|--------|-----------------------------------|--------|---------|---------|--------|--------|---------|-------------|---------|
| | 87010 | 87011 | 87012 | 87007 | 87008 | 87016 | 87017 | 87024 | 87027 | 87034 | 87035 | 88006A | 88006B | 88006C | 87003 | 87004 |
| Gestein | Tonalit | Tonalit | Tonalit | Tonalit | Tonalit | Tonalit | Pt | Pt | Sandst | Tonalit | Tonalit | Pt | Uk | Sandst. | Andesit | Andesit |
| SiO ₂ | 69.20 | 68.50 | 57.60 | 65.20 | 77.20 | 52.30 | 58.20 | 51.10 | 80.75 | 52.50 | 59.30 | 72.10 | 76.07 | 77.41 | 54.80 | 53.00 |
| Al ₂ O ₃ | 14.40 | 14.70 | 17.90 | 16.25 | 10.60 | 16.20 | 17.70 | 15.80 | 10.11 | 16.50 | 17.50 | 14.34 | 11.94 | 11.75 | 16.29 | 16.29 |
| Fe ₂ O ₃ | 3.86 | 4.23 | 6.01 | 4.90 | 3.33 | 8.98 | 8.38 | 8.89 | 2.35 | 8.88 | 5.54 | 4.10 | 3.26 | 3.05 | 9.19 | 10.10 |
| MnO | 0.07 | 0.07 | 0.12 | 0.09 | 0.04 | 0.14 | 0.11 | 0.14 | 0.03 | 0.15 | 0.12 | 0.01 | 0.02 | 0.01 | 0.15 | 0.16 |
| MgO | 1.46 | 1.76 | 2.65 | 1.60 | 1.10 | 5.48 | 3.50 | 5.80 | 1.96 | 6.38 | 2.78 | 2.35 | 1.53 | 1.28 | 6.11 | 7.43 |
| CaO | 1.92 | 2.05 | 8.39 | 2.83 | 1.04 | 8.64 | 3.11 | 9.73 | 0.67 | 7.96 | 5.10 | 0.24 | 0.57 | 0.29 | 5.67 | 6.18 |
| Na ₂ O | 3.37 | 3.24 | 2.95 | 3.89 | 1.56 | 2.70 | 1.70 | 2.98 | 0.17 | 3.21 | 4.35 | 0.03 | 0.12 | 0.12 | 4.11 | 3.49 |
| K ₂ O | 3.82 | 4.02 | 0.93 | 3.25 | 1.86 | 2.03 | 3.21 | 1.23 | 3.52 | 1.64 | 2.03 | 5.64 | 5.47 | 5.43 | 0.24 | 0.10 |
| TiO ₂ | 0.42 | 0.49 | 0.66 | 0.59 | 0.58 | 1.52 | 1.20 | 1.57 | 0.34 | 1.55 | 0.62 | 0.59 | 0.42 | 0.44 | 1.46 | 1.71 |
| P ₂ O ₅ | 0.12 | 0.16 | 0.22 | 0.21 | 0.10 | 0.33 | 0.27 | 0.34 | 0.07 | 0.33 | 0.25 | 0.10 | 0.08 | 0.09 | 0.40 | 0.52 |
| Cr | 19 | 24 | 25 | 11 | 35 | 68 | 103 | 94 | 13 | 89 | 41 | 26 | 13 | 15 | 212 | 205 |
| Co | 15 | 14 | 20 | 19 | 32 | 34 | 30 | 33 | n.a. | 40 | 11 | n.a. | n.a. | n.a. | 40 | 34 |
| Ni | <10 | <10 | <10 | <10 | <10 | 39 | 49 | 52 | <11 | 44 | 10 | 11 | 21 | 12 | 94 | 90 |
| Zn | 28 | 107 | 41 | 34 | 13 | 35 | 52 | 75 | 8 | 84 | 104 | <8 | <8 | <8 | 88 | 89 |
| Rb | 121 | 131 | 48 | 152 | 91 | 66 | 127 | 50 | 135 | 55 | 94 | 251 | 180 | 159 | 17 | 11 |
| Sr | 197 | 206 | 336 | 306 | 91 | 381 | 177 | 282 | 62 | 410 | 441 | 44 | 54 | 35 | 389 | 369 |
| Y | 16.48 | 11.76 | 17.07 | 18.42 | 8.60 | 26.90 | 32.61 | 29.00 | 11.53 | 28.00 | 21.60 | 21.69 | 15.31 | 17.72 | 29.57 | 34.48 |
| Zr | 162 | 186 | 132 | 205 | 371 | 259 | 184 | 187 | 142 | 172 | 163 | 284 | 199 | 232 | 195 | 255 |
| Nb | <11 | <12 | 13 | 11 | 14 | 35 | 25 | 33 | <11 | 31 | 15 | 11 | <13 | <12 | <14 | 10 |
| Ba | 526 | 670 | 218 | 740 | 359 | 544 | 409 | 420 | 687 | 550 | 529 | 453 | 608 | 605 | 215 | 212 |
| Th | 28 | 19 | 18 | <18 | 32 | 31 | 29 | 28 | n.a. | 17 | <18 | n.a. | n.a. | n.a. | 20 | 22 |
| La | 20.56 | 22.48 | 23.93 | 24.19 | 22.72 | 59.62 | 43.33 | 45.62 | 13.67 | 40.12 | 39.21 | 26.68 | 18.12 | 17.61 | 24.41 | 27.65 |
| Ce | 42.1 | 31.6 | 52.0 | 44.5 | 46.7 | 120.4 | 90.3 | 91.1 | 28.0 | 82.3 | 79.0 | 56.2 | 34.2 | 34.0 | 51.6 | 62.0 |
| Pr | 4.9 | 5.0 | 5.9 | 4.3 | 6.0 | 12.8 | 7.8 | <2.7 | <2.7 | <2.7 | 8.4 | 5.5 | 3.4 | 3.2 | 8.1 | 8.1 |
| Nd | 18.9 | 18.4 | 21.4 | 17.7 | 18.4 | 42.6 | 34.6 | 36.7 | 10.3 | 35.2 | 30.0 | 20.8 | 13.5 | 13.3 | 27.8 | 34.2 |
| Sm | 4.3 | 3.6 | 4.3 | 4.8 | 4.8 | 9.2 | 7.7 | 8.3 | 1.9 | 7.8 | 6.1 | 4.3 | 2.5 | 2.6 | 7.7 | 8.5 |
| Eu | 0.79 | 0.92 | 1.21 | 1.23 | 0.93 | 2.40 | 1.78 | 1.94 | 0.49 | 1.95 | 1.40 | 0.98 | 0.63 | 0.70 | 1.69 | 2.17 |
| Gd | 4.3 | 3.0 | 4.2 | 4.7 | 3.8 | 7.9 | 6.9 | 5.8 | 2.5 | 5.7 | 6.2 | 4.9 | 3.5 | 4.2 | 6.6 | 8.0 |
| Tb | 1.1 | 0.8 | 0.8 | <0.5 | 0.7 | 1.2 | 1.3 | 1.3 | <0.5 | 1.2 | 1.0 | <0.5 | <0.5 | <0.5 | 1.2 | 1.6 |
| Dy | 3.3 | 2.3 | 3.3 | 3.7 | 3.2 | 5.3 | 5.7 | 5.5 | 2.1 | 5.7 | 3.8 | 4.1 | 2.8 | 3.5 | 5.8 | 6.9 |
| Ho | 0.6 | 0.5 | 0.6 | 0.5 | 0.5 | 0.8 | 0.9 | 0.8 | 0.5 | 0.9 | 0.6 | 0.8 | 0.5 | 0.7 | 0.9 | 1.5 |
| Er | 1.9 | 1.1 | 1.9 | 1.8 | 1.6 | 2.5 | 2.9 | 2.4 | 1.3 | 2.5 | 2.0 | 2.2 | 1.7 | 1.9 | 2.6 | 3.4 |
| Tm | 0.2 | <0.2 | <0.2 | <0.2 | 0.2 | <0.2 | 0.4 | 0.3 | <0.2 | 0.3 | 0.2 | <0.2 | 0.3 | 0.3 | 0.3 | 0.3 |
| Yb | 1.91 | 1.17 | 1.89 | 1.28 | 1.87 | 2.56 | 3.21 | <0.03 | 1.40 | <0.03 | 2.07 | 2.53 | 1.93 | 2.11 | 2.97 | 3.50 |
| Lu | 0.22 | 0.18 | 0.22 | 0.13 | 0.20 | 0.39 | 0.39 | 0.32 | 0.19 | 0.35 | 0.15 | 0.37 | 0.23 | 0.27 | 0.38 | 0.36 |
| Total | 98.76 | 99.37 | 97.53 | 98.94 | 97.52 | 98.49 | 97.52 | 97.73 | 100.09 | 99.27 | 97.75 | 99.62 | 99.60 | 99.99 | 98.56 | 99.13 |
| LOI | 2.18 | 2.32 | 2.97 | 2.70 | 2.13 | 7.21 | 5.20 | 9.01 | 2.73 | 5.74 | 3.73 | 3.06 | 2.52 | 2.15 | 7.13 | 5.83 |
| Ba/Rb | 4.35 | 5.12 | 4.59 | 4.87 | 3.94 | 8.25 | 3.22 | 8.40 | 5.09 | 10.00 | 5.63 | 1.80 | 3.38 | 3.81 | 12.63 | 19.23 |
| Ba/Sr | 2.67 | 3.25 | 0.65 | 2.42 | 3.94 | 1.43 | 2.31 | 1.49 | 11.09 | 1.34 | 1.20 | 10.29 | 11.26 | 17.29 | 0.55 | 0.57 |
| K/Rb | 262.08 | 254.75 | 162.54 | 177.23 | 169.68 | 255.34 | 209.83 | 204.22 | 216.46 | 247.54 | 179.28 | 186.54 | 252.28 | 283.51 | 117.20 | 75.47 |
| Rb/Sr | 0.61 | 0.64 | 0.14 | 0.50 | 1.00 | 0.17 | 0.72 | 0.18 | 2.18 | 0.13 | 0.21 | 5.70 | 3.33 | 4.54 | 0.04 | 0.03 |
| Rb/Y | 7.34 | 11.14 | 2.78 | 8.25 | 10.58 | 2.45 | 3.89 | 1.72 | 11.71 | 1.96 | 4.35 | 11.57 | 11.76 | 8.97 | 0.57 | 0.32 |
| Rb/Zr | 0.75 | 0.70 | 0.36 | 0.74 | 0.25 | 0.25 | 0.69 | 0.27 | 0.95 | 0.32 | 0.58 | 0.89 | 0.90 | 0.69 | 0.09 | 0.04 |
| (La/Lu) _{cn} | 9.57 | 12.89 | 11.45 | 19.37 | 11.62 | 15.87 | 11.59 | 14.94 | 7.63 | 11.97 | 26.61 | 7.44 | 8.23 | 6.80 | 6.63 | 8.04 |
| (La/Sm) _{cn} | 3.01 | 3.96 | 3.48 | 3.15 | 2.98 | 4.06 | 3.52 | 3.45 | 6.39 | 3.25 | 4.05 | 3.87 | 4.48 | 4.19 | 1.99 | 2.05 |
| (Gd/Lu) _{cn} | 2.42 | 2.09 | 2.40 | 4.55 | 2.35 | 2.51 | 2.22 | 2.29 | 1.65 | 2.02 | 5.06 | 1.63 | 1.92 | 1.95 | 2.16 | 2.81 |
| (Eu/Sm) _{cn} | 0.49 | 0.69 | 0.74 | 0.68 | 0.52 | 0.69 | 0.61 | 0.62 | 0.96 | 0.67 | 0.61 | 0.60 | 0.66 | 0.70 | 0.58 | 0.68 |
| (Eu) _{cn} /(Eu*) | 0.56 | 0.86 | 0.87 | 0.79 | 0.67 | 0.86 | 0.74 | 0.85 | 0.82 | 0.90 | 0.69 | 0.65 | 0.65 | 0.64 | 0.72 | 0.80 |
| Q | 29.36 | 27.84 | 17.58 | 22.44 | 58.87 | 6.28 | 25.52 | 4.91 | | 4.40 | 12.42 | | | | 10.02 | 9.49 |
| C | 1.48 | 1.62 | | 1.63 | 4.45 | | 6.55 | | | | | | | | | 0.40 |
| Zr | 0.02 | 0.03 | 0.02 | 0.03 | 0.06 | 0.04 | 0.03 | 0.03 | | 0.03 | 0.02 | | | | 0.03 | 0.04 |
| Or | 22.89 | 23.94 | 5.64 | 19.44 | 11.28 | 12.21 | 19.49 | 7.45 | | 9.79 | 12.30 | | | | 1.44 | 0.60 |
| Ab | 28.91 | 27.63 | 25.64 | 33.32 | 13.55 | 23.25 | 14.78 | 25.86 | | 27.43 | 37.73 | | | | 35.36 | 29.86 |
| An | 9.01 | 9.38 | 33.74 | 13.04 | 4.72 | 26.55 | 14.16 | 26.77 | | 26.02 | 22.79 | | | | 25.72 | 27.70 |
| Di | | | 4.13 | | | 7.55 | | 11.68 | | 5.01 | | | | | | |
| Hy | 3.69 | 4.42 | 4.87 | 4.03 | 2.81 | 10.39 | 8.96 | 9.40 | | 13.72 | 7.10 | | | | 15.47 | 18.71 |
| Hm | 3.91 | 4.26 | 6.17 | 4.96 | 3.42 | 9.14 | 8.61 | 9.12 | | 8.97 | 5.68 | | | | 9.34 | 10.21 |
| Tn | | | 1.66 | | | 3.80 | | 3.95 | | 3.84 | 1.19 | | | | 0.26 | |
| Ru | 0.43 | 0.49 | | 0.60 | 0.60 | | 1.23 | | | | 0.15 | | | | 1.38 | 1.73 |
| Ap | 0.29 | 0.39 | 0.54 | 0.51 | 0.25 | 0.80 | 0.66 | 0.83 | | 0.80 | 0.61 | | | | 0.97 | 1.26 |
| KAT** | 8 | 8 | 3 | 3 | 7 | 9 | 11 | 10 | | 9 | 8 | | | | | |

Gesamtes Fe als Fe₂O₃; Total H₂O-frei; LOI Glühverlust über 110° C; (Eu*) = [(Sm)_{cn}(Gd)_{cn}]^{1/2}, cn chondritnormiert; n.a. nicht analysiert;
 ** die ordinalskalierte Kataklastizität (*intensity of cataclasis*) wurde der Übersichtlichkeit halber hier ergänzt.

Tabelle D.2.

Mittelwerte und Schwankungsbreiten der chemischen Zusammensetzung der Intrusiva südlich der Lienzer Dolomiten: Haupt-, Neben- und Spurenelementkonzentrationen.

Mean values and ranges of the chemical composition of the intrusive rocks south of the Lienz Dolomites: major and trace element concentrations.

| | Hollbruck (n=5) | Seebach (n=18) | Schwender- eck (n=18) | Mooser Bach (n=2) | Obergailberg (n=4) | Obergail- bach (n=4) | Archerlebach (n=3) | Kosta- graben (n=2) |
|--------------------------------|----------------------|----------------------|-----------------------------|-------------------------|-----------------------|----------------------------|-----------------------|---------------------------|
| SiO ₂ | 64.54 57.30-68.60 | 62.37 50.40-70.90 | 60.47 53.30-66.20 | 61.25 60.80-61.70 | 65.60 57.60-69.20 | 63.23 52.30-77.20 | 54.30 51.10-59.30 | 53.90 53.00-54.80 |
| Al ₂ O ₃ | 16.10 15.10-18.60 | 16.62 13.90-20.50 | 17.76 16.00-19.60 | 17.40 17.00-17.79 | 15.55 14.40-17.90 | 15.19 10.60-17.70 | 16.60 15.80-17.50 | 16.29 16.29-16.29 |
| Fe ₂ O ₃ | 5.33 3.89-6.89 | 5.67 2.21-10.35 | 6.11 3.99-9.60 | 5.49 5.21-5.76 | 4.59 3.86-6.01 | 6.40 3.33-8.98 | 7.77 5.54-8.89 | 9.65 9.19-10.10 |
| MnO | 0.07 0.04-0.08 | 0.1 0.03-0.20 | 0.12 0.08-0.20 | 0.11 0.11-0.12 | 0.09 0.07-0.12 | 0.09 0.04-0.14 | 0.14 0.12-0.15 | 0.15 0.15-0.16 |
| MgO | 3.44 1.36-8.07 | 2.44 0.72-5.45 | 2.49 1.32-3.76 | 2.52 1.97-3.06 | 1.86 1.46-2.65 | 2.92 1.10-5.48 | 4.99 2.78-6.38 | 6.77 6.11-7.43 |
| CaO | 2.20 0.33-3.68 | 3.54 1.32-6.92 | 5.60 3.81-10.70 | 6.02 4.56-7.48 | 3.57 1.92-8.39 | 3.90 1.04-8.64 | 7.60 5.10-9.73 | 5.93 5.67-6.18 |
| Na ₂ O | 3.80 2.53-7.37 | 3.10 0.48-4.42 | 2.77 1.72-4.33 | 3.08 2.25-3.90 | 3.16 2.95-3.37 | 2.46 1.56-3.89 | 3.51 2.98-4.35 | 3.80 3.49-4.11 |
| K ₂ O | 2.19 0.05-3.83 | 3.51 1.72-12.60 | 1.94 0.70-3.63 | 1.32 0.62-2.01 | 3.18 0.93-4.02 | 2.59 1.86-3.25 | 1.63 1.23-2.03 | 0.17 0.10-0.24 |
| TiO ₂ | 0.64 0.44-0.87 | 0.74 0.47-1.80 | 0.70 0.37-1.16 | 0.59 0.56-0.62 | 0.52 0.42-0.66 | 0.97 0.58-1.52 | 1.25 0.62-1.57 | 1.59 1.46-1.71 |
| P ₂ O ₅ | 0.18 0.14-0.21 | 0.20 0.10-0.35 | 0.18 0.11-0.26 | 0.22 0.20-0.23 | 0.16 0.12-0.22 | 0.23 0.10-0.33 | 0.31 0.25-0.34 | 0.46 0.40-0.52 |
| Cr | 46 15-111 | 32 4-120 | 12 6-23 | 17 15-20 | 24 19-27 | 54 11-103 | 75 41-94 | 209 205-212 |
| Co | 23 18-32 | 26 15-41 | 29 24-36 | 29 27-31 | 17 14-20 | 29 19-34 | 28 11-40 | 37 34-40 |
| Ni | 43 27-58 | 19 <9-54 | 13 9-16 | <10 | <10 | 44 39-49 | 35 10-52 | 92 90-94 |
| Zn | 47 25-74 | 68 29-137 | 60 27-99 | 57 45-68 | 48 16-107 | 33 13-52 | 88 75-104 | 89 88-89 |
| Rb | 116 84-144 | 148 82-419 | 87 47-157 | 63 31-95 | 107 48-131 | 109 66-152 | 66 50-94 | 14 11-17 |
| Sr | 174 88-225 | 322 176-699 | 318 149-405 | 310 254-367 | 246 197-336 | 239 91-381 | 378 282-441 | 379 369-389 |
| Y | 26.57 17.98-32.31 | 22.68 12.0-34.6 | 16.47 6.81-31.77 | 15.75 12.5-19.0 | 15.04 11.76-17.07 | 21.63 8.60-32.61 | 26.20 21.6-29.0 | 32.03 29.57-34.48 |
| Zr | 210 171-243 | 197 141-291 | 166 114-286 | 143 131-156 | 170 132-200 | 255 184-371 | 174 163-187 | 225 195-255 |
| Nb | 13.4 <10-14 | 12 <9-32 | 13 9-17 | 8 | 13 | 21 11-35 | 26 15-33 | 10 |
| Ba | 425 81-632 | 858 322-3914 | 469 152-994 | 310 162-459 | 496 218-670 | 513 359-740 | 500 420-550 | 213 212-215 |
| Th | 25 20-31 | 20 <18-33 | 29 24-32 | <18 | 22 18-28 | 31 29-32 | 23 17-28 | 21 20-22 |
| LOI | 3.28 1.41-4.77 | 2.59 1.30-5.81 | 2.31 1.40-3.78 | 2.43 2.38-2.48 | 2.42 2.18-2.97 | 4.31 2.13-7.21 | 6.16 3.73-9.01 | 6.48 5.83-7.13 |

Haupt- und Nebenelemente in Gew.-%; Spurenelemente in ppm; LOI (Glühverlust über 110° C) in Gew.-%; gesamtes Fe als Fe₂O₃.

Tabelle D.3.

Mittelwerte und Schwankungsbreiten in der chemischen Zusammensetzung der Intrusiva südlich der Lienzer Dolomiten: REE-Konzentrationen und signifikante Elementverhältnisse.

Mean values and ranges of the chemical composition of the intrusive rocks south of the Lienz Dolomites: REE concentrations and significant element ratios.

| | Hollbruck (n=5) | Seebach (n=18) | Schwender- eck (n=18) | Mooser Bach (n=2) | Obergailberg (n=4) | Obergail- bach (n=4) | Archerlebach (n=3) | Kosta- graben (n=2) |
|---|----------------------|----------------------|-----------------------------|-------------------------|-----------------------|----------------------------|-----------------------|---------------------------|
| La | 37.63 27.77-47.67 | 31.49 16.38-47.04 | 25.26 6.60-58.99 | 17.39 16.63-18.14 | 20.91 16.68-23.93 | 37.47 22.72-59.62 | 41.65 39.21-45.62 | 26.03 24.41-27.65 |
| Ce | 82.7 66.1-108.3 | 69.9 35.4-103.5 | 47.2 11.8-111.7 | 36.3 34.6-37.9 | 39.9 31.6-52.0 | 75.5 44.5-120.4 | 84.1 79.0-91.1 | 56.8 51.6-62.0 |
| Pr | 9.0 6.9-11.2 | 7.6 <2.7-11.6 | 5.9 <2.7-12.1 | <2.7 | 5.1 4.6-5.9 | 7.7 4.3-12.8 | 4.2 <2.7-8.4 | 8.1 8.1-8.1 |
| Nd | 32.0 24.0-38.9 | 28.3 17.4-41.2 | 20.4 8.4-43.8 | 16.7 16.6-16.8 | 18.6 15.7-21.4 | 28.3 17.7-42.6 | 34.0 30.0-36.7 | 31.0 27.8-34.2 |
| Sm | 7.0 5.0-7.9 | 6.2 3.4-9.4 | 4.5 1.5-9.0 | 4.2 4.1-4.3 | 4.1 3.6-4.3 | 6.7 4.8-9.2 | 7.4 6.1-8.3 | 8.1 7.7-8.5 |
| Eu | 1.27 1.04-1.51 | 1.27 0.62-2.41 | 1.22 0.70-1.85 | 1.12 1.08-1.16 | 0.94 0.79-1.21 | 1.59 0.93-2.40 | 1.76 1.40-1.95 | 1.93 1.69-2.17 |
| Gd | 6.7 5.0-8.2 | 5.7 2.4-8.5 | 4.2 2.3-7.3 | 3.4 3.4-3.5 | 3.9 3.1-4.3 | 5.8 3.8-7.9 | 5.9 5.7-6.2 | 7.3 7.7-8.1 |
| Tb | 1.2 1.0-1.4 | 1.0 0.5-1.6 | 1.0 0.5-1.2 | 1.0 | 0.9 0.8-1.1 | 1.1 0.7-1.4 | 1.1 1.0-1.3 | 1.4 1.2-1.6 |
| Dy | 4.8 3.4-5.7 | 4.1 2.5-6.3 | 3.0 1.3-5.1 | 3.1 3.0-3.2 | 3.0 2.3-3.3 | 4.5 3.2-5.7 | 5.0 3.8-5.7 | 6.3 5.8-6.9 |
| Ho | 0.9 0.6-1.0 | 0.7 0.4-1.0 | 0.6 0.3-1.2 | 0.5 0.4-0.6 | 0.6 0.5-0.6 | 0.7 0.6-0.9 | 0.8 0.6-0.9 | 1.2 0.9-1.5 |
| Er | 2.6 2.2-3.1 | 2.3 1.2-3.2 | 1.6 0.6-3.5 | 1.5 1.4-1.6 | 1.6 1.1-1.9 | 2.2 1.6-2.9 | 2.3 2.0-2.5 | 3.0 2.6-3.4 |
| Tm | 0.3 0.2-0.4 | 0.3 <0.2-0.3 | 0.2 <0.2-0.4 | 0.2 0.2-0.3 | 0.2 | 0.3 0.2-0.4 | 0.3 0.2-0.3 | 0.3 0.3-0.4 |
| Yb | 2.78 2.26-3.26 | 2.32 1.50-3.16 | 1.86 0.70-4.07 | 1.73 1.68-1.77 | 1.64 1.17-1.91 | 2.23 1.28-3.21 | 0.69 <0.03-2.07 | 3.23 2.97-3.50 |
| Lu | 0.26 0.21-0.33 | 0.28 0.15-0.40 | 0.25 0.10-0.61 | 0.14 0.14-0.15 | 0.20 0.17-0.22 | 0.28 0.13-0.39 | 0.27 0.15-0.35 | 0.37 0.36-0.38 |
| Ba/Rb | 4.36 3.64-5.16 | 5.05 2.62-9.35 | 5.39 3.08-7.76 | 5.04 4.85-5.23 | 4.60 4.35-5.12 | 5.07 3.22-8.25 | 8.01 5.63-10.00 | 15.93 12.63-19.23 |
| Ba/Sr | 2.44 0.92-3.17 | 2.66 1.04-9.35 | 1.47 0.95-4.03 | 1.00 0.64-1.25 | 2.02 0.65-3.25 | 2.15 1.43-3.94 | 1.32 1.20-1.49 | 0.56 0.55-0.57 |
| K/Rb | 191.4 174.9-221.6 | 188.6 147.5-249.9 | 182.2 116.6-208.8 | 171.3 166.0-176.6 | 232.9 162.5-262.1 | 203.0 169.7-255.3 | 210.4 179.3-247.5 | 96.3 75.5-117.2 |
| Rb/Sr | 0.60 0.47-0.72 | 0.48 0.20-0.87 | 0.28 0.14-0.64 | 0.19 0.12-0.26 | 0.48 0.14-0.64 | 0.60 0.17-1.00 | 0.17 0.13-0.21 | 0.04 0.03-0.04 |
| Rb/Y | 4.71 3.04-7.98 | 6.52 2.67-18.27 | 5.27 2.63-14.83 | 3.98 1.63-7.56 | 7.14 2.78-11.14 | 5.04 2.45-10.58 | 2.53 1.72-4.35 | 0.44 0.32-0.57 |
| Rb/Zr | 0.59 0.41-0.84 | 0.77 0.32-2.10 | 0.55 0.26-1.02 | 0.42 0.24-0.61 | 0.62 0.36-0.75 | 0.48 0.25-0.74 | 0.39 0.27-0.58 | 0.07 0.04-0.09 |
| (La/Lu) _{cn} | 15.12 12.64-20.37 | 12.34 4.27-24.41 | 12.66 2.24-26.87 | 12.62 12.51-12.72 | 10.97 9.57-12.89 | 14.61 11.59-19.37 | 17.84 11.97-26.61 | 7.34 6.63-8.04 |
| (La/Sm) _{cn} | 3.41 3.13-3.84 | 3.20 2.21-4.33 | 3.54 1.42-5.33 | 2.59 2.53-2.66 | 3.25 2.56-3.96 | 3.43 2.98-4.06 | 3.58 3.25-4.05 | 2.02 1.99-2.05 |
| (Gd/Lu) _{cn} | 3.25 2.57-4.04 | 2.56 1.64-3.86 | 2.44 0.81-4.75 | 3.00 2.86-3.14 | 2.43 2.09-2.81 | 2.91 2.22-4.55 | 3.13 2.02-5.06 | 2.48 2.16-2.81 |
| (Eu/Sm) _{cn} | 0.49 0.43-0.55 | 0.55 0.34-0.75 | 0.83 0.51-2.01 | 0.70 0.69-0.72 | 0.62 0.49-0.74 | 0.62 0.52-0.69 | 0.63 0.61-0.67 | 0.63 0.58-0.68 |
| (Eu) _{cn} /(Eu*) | 0.57 0.53-0.64 | 0.67 0.38-1.13 | 0.93 0.63-1.87 | 0.90 0.87-0.93 | 0.73 0.56-0.87 | 0.76 0.67-0.86 | 0.81 0.69-0.90 | 0.76 0.72-0.80 |
| REE und Σ REE in ppm; cn chondritnormiert; (Eu*) = [(Sm) _{cn} ·(Gd) _{cn}] ^{1/2} | | | | | | | | |

Tabelle D.4.
Matrix der Korrelationskoeffizienten (n = 54)
Matrix with coefficients of correlation (n = 54).

| | | | | | | | | | | | | | | |
|--------------------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|---------------|---------------|---------------|-------------------|------------------|------------------|-------------------------------|---------------|---------------|---------------|---------------|
| SiO ₂ | 1.0000 | | | | | | | | | | | | | |
| Al ₂ O ₃ | -.7738 | 1.0000 | | | | | | | | | | | | |
| Fe ₂ O ₃ | -.8202 | .5003 | 1.0000 | | | | | | | | | | | |
| MnO | -.7566 | .6304 | .8203 | 1.0000 | | | | | | | | | | |
| MgO | -.7388 | .4114 | .7242 | .4573 | 1.0000 | | | | | | | | | |
| CaO | -.6972 | .4661 | .5930 | .6969 | .3697 | 1.0000 | | | | | | | | |
| Na ₂ O | .0082 | .0118 | -.0076 | -.0660 | .3330 | -.1669 | 1.0000 | | | | | | | |
| K ₂ O | .1932 | -.1234 | -.4227 | -.4279 | -.3843 | -.4676 | -.4797 | 1.0000 | | | | | | |
| TiO ₂ | -.7129 | .2259 | .8567 | .5736 | .6516 | .4589 | -.1583 | -.1102 | 1.0000 | | | | | |
| P ₂ O ₅ | -.8076 | .4362 | .7857 | .5664 | .6579 | .4979 | -.1058 | -.0427 | .8489 | 1.0000 | | | | |
| Cr | -.3283 | -.0747 | .5069 | .1793 | .4313 | .0568 | -.1123 | .0745 | .7318 | .6462 | 1.0000 | | | |
| Co | -.2878 | .0313 | .2965 | .1889 | .1477 | .2802 | -.2984 | .0867 | .4455 | .4055 | .2941 | 1.0000 | | |
| Ni | -.2432 | -.4152 | .5634 | .2145 | .5748 | -.0439 | .2199 | -.2121 | .6997 | .5682 | .9594 | .4551 | 1.0000 | |
| Zn | -.3713 | .3480 | .2535 | .2618 | .0961 | .1057 | -.2693 | .3388 | .3192 | .3922 | .2292 | -.0408 | -.1959 | 1.0000 |
| Rb | .2017 | -.0999 | -.4248 | -.4813 | -.3575 | -.5671 | -.4644 | .9736 | -.1499 | -.0719 | .0381 | .0234 | -.2420 | -.2420 |
| Sr | -.3996 | .4855 | .0172 | .2275 | -.0269 | .1699 | -.3289 | .5356 | .0984 | .3270 | .0430 | .3145 | -.3018 | -.3018 |
| Y | -.2105 | -.0713 | .2858 | .0867 | .3418 | -.0790 | .1694 | .0497 | .4161 | .4254 | .6294 | .2121 | .7756 | .7756 |
| Zr | .2037 | -.4717 | .0930 | -.2581 | .0980 | -.3324 | -.1021 | .0847 | .3125 | .1580 | .3258 | .0873 | .2462 | .2462 |
| Nb | -.5008 | -.1488 | .6011 | .3115 | .5536 | .3644 | .0542 | -.1134 | .8666 | .6717 | .6909 | .4102 | .6803 | .6803 |
| Ba | .0317 | .0188 | -.3331 | -.3393 | -.2629 | -.3266 | -.4678 | .9503 | -.0189 | .0841 | .0987 | .2067 | -.2339 | -.2339 |
| La | -.1439 | -.1589 | .2564 | .0302 | .3039 | .0391 | .1683 | -.1154 | .3522 | .2889 | .4247 | .1625 | .5437 | .5437 |
| Ce | -.1465 | -.1649 | .2645 | -.0062 | .3203 | -.0208 | .1741 | -.0640 | .3701 | .3331 | .4279 | .1970 | .5283 | .5283 |
| Pr | -.2032 | -.0874 | .3818 | .1428 | .3158 | .0361 | .1584 | -.1620 | .4569 | .3464 | .4428 | .2995 | .6085 | .6085 |
| Nd | -.1612 | -.1639 | .2716 | .0096 | .3237 | -.0143 | .1325 | -.0298 | .4121 | .3608 | .5255 | .1680 | .5999 | .5999 |
| Sm | -.1738 | -.2061 | .3116 | -.0225 | .3718 | .0069 | .1308 | -.0364 | .4653 | .4250 | .5958 | .1996 | .6359 | .6359 |
| Eu | -.5137 | .0992 | .6674 | .4634 | .5488 | .4582 | .1245 | -.3579 | .7054 | .6420 | .5449 | .2112 | .5268 | .5268 |
| Gd | -.1702 | -.1323 | .2786 | -.0261 | .3147 | -.0828 | .1047 | .0349 | .3968 | .4080 | .5490 | .1506 | .4475 | .4475 |
| Tb | -.1805 | .0175 | .1916 | -.1213 | .3720 | -.0234 | .0670 | .0248 | .1831 | .2529 | .2553 | .1585 | .0865 | .0865 |
| Dy | -.1976 | -.1647 | .2945 | .0310 | .3950 | -.1007 | .0763 | .1117 | .4870 | .4892 | .7067 | .2842 | .7379 | .7379 |
| Ho | -.0888 | -.1118 | .1655 | .0013 | .2902 | -.2040 | -.0081 | .1614 | .3198 | .3196 | .6121 | .1984 | .7468 | .7468 |
| Er | -.0564 | -.1525 | .0997 | -.0262 | .1983 | -.2070 | .0880 | .1657 | .2552 | .2783 | .5524 | .2850 | .6566 | .6566 |
| Tm | -.0037 | -.0599 | .0411 | -.0527 | .1106 | -.1950 | -.1752 | .1940 | .1504 | .1322 | .4485 | .2345 | .5843 | .5843 |
| Yb | -.0019 | -.0835 | .0155 | -.0370 | .1150 | -.2411 | .0483 | .1499 | .1495 | .1632 | .5458 | .3264 | .6903 | .6903 |
| Lu | -.0547 | -.1022 | .0714 | .0898 | .0419 | -.0656 | -.0484 | .1269 | .2408 | .1611 | .3740 | .3986 | .6589 | .6589 |
| Th | .2025 | -.2788 | -.0850 | -.1495 | -.2462 | -.0773 | -.3320 | .0650 | .0282 | -.0584 | -.1180 | .2292 | -.4049 | -.4049 |
| LOI | -.5603 | .0035 | .6765 | .3127 | .6891 | .4080 | .0783 | -.2318 | .8097 | .7192 | .6925 | .2680 | .6663 | .6663 |
| KAT | .1107 | -.4169 | -.0401 | -.2918 | -.0659 | -.2255 | -.3389 | .5280 | .3058 | .1736 | .5200 | .0432 | .4946 | .4946 |
| | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | TiO ₂ | P ₂ O ₅ | Cr | Co | Ni | |
| Zn | 1.0000 | | | | | | | | | | | | | |
| Rb | .2953 | 1.0000 | | | | | | | | | | | | |
| Sr | .5176 | .4694 | 1.0000 | | | | | | | | | | | |
| Y | .0946 | .0864 | -.0214 | 1.0000 | | | | | | | | | | |
| Zr | -.0436 | .1440 | -.3556 | .1996 | 1.0000 | | | | | | | | | |
| Nb | .0288 | -.1921 | -.0758 | .5249 | .2295 | 1.0000 | | | | | | | | |
| Ba | .4074 | .9182 | .6723 | .0606 | .0732 | -.0896 | 1.0000 | | | | | | | |
| La | .0339 | -.1051 | -.1688 | .5350 | .2342 | .5590 | -.1065 | 1.0000 | | | | | | |
| Ce | .0604 | -.0410 | -.1807 | .6007 | .3392 | .5171 | -.0521 | .9530 | 1.0000 | | | | | |
| Pr | .0698 | -.1503 | -.1557 | .5534 | .2914 | .5413 | -.1367 | .9384 | .9385 | 1.0000 | | | | |
| Nd | .1211 | -.0114 | -.1482 | .6456 | .3160 | .5529 | -.0111 | .9589 | .9649 | .9659 | 1.0000 | | | |
| Sm | .0842 | -.0137 | -.1818 | .6936 | .4029 | .5704 | -.0090 | .8778 | .9148 | .9097 | .9457 | 1.0000 | | |
| Eu | .0946 | -.3759 | -.1375 | .5556 | .2239 | .7628 | -.2987 | .6873 | .6739 | .6347 | .6955 | .7369 | 1.0000 | |
| Gd | .1470 | .0827 | -.0959 | .7912 | .4276 | .4462 | .0486 | .7393 | .8062 | .8147 | .8423 | .8769 | .6177 | 1.0000 |
| Tb | .0306 | .0571 | -.0835 | .3734 | .1687 | .1641 | .0294 | .5404 | .6073 | .4898 | .5603 | .5575 | .2408 | .2408 |
| Dy | .1257 | .1480 | -.0126 | .9347 | .3833 | .5633 | .1322 | .5873 | .6637 | .5634 | .7049 | .7850 | .6236 | .6236 |
| Ho | .0674 | .2180 | .0569 | .8531 | .2545 | .3620 | .1600 | .2670 | .3109 | .3199 | .3849 | .4366 | .2865 | .2865 |
| Er | .0078 | .2005 | .0516 | .9182 | .2028 | .4043 | .1585 | .4407 | .5100 | .4641 | .5509 | .5663 | .3575 | .3575 |
| Tm | .1714 | .2187 | .0800 | .6878 | -.0175 | .3218 | .1414 | .2612 | .2664 | .1482 | .3335 | .3488 | .2812 | .2812 |
| Yb | -.0159 | .1757 | .0753 | .8507 | .1162 | .3746 | .1477 | .3916 | .4291 | .3961 | .4787 | .4607 | .3146 | .3146 |
| Lu | .0435 | .0966 | .1636 | .6962 | .0534 | .4923 | .1340 | .2458 | .2153 | .2436 | .2957 | .2804 | .2899 | .2899 |
| Th | -.1460 | .0138 | -.1065 | .0265 | .4675 | .0411 | .0491 | .1282 | .1573 | .1824 | .0940 | .1178 | .0389 | .0389 |
| LOI | .1083 | -.2447 | -.1318 | .5120 | .2602 | .8597 | -.1798 | .5011 | .4977 | .5453 | .5061 | .5745 | .7063 | .7063 |
| KAT | .1986 | .5262 | .0131 | .3237 | .3261 | .4124 | .4402 | .2002 | .2052 | .0704 | .2647 | .3124 | .1010 | .1010 |
| | Zn | Rb | Sr | Y | Zr | Nb | Ba | La | Ce | Pr | Nd | Sm | Eu | |
| Gd | 1.0000 | | | | | | | | | | | | | |
| Tb | .5702 | 1.0000 | | | | | | | | | | | | |
| Dy | .8306 | .4338 | 1.0000 | | | | | | | | | | | |
| Ho | .5846 | .2396 | .8479 | 1.0000 | | | | | | | | | | |
| Er | .7256 | .3642 | .8621 | .8890 | 1.0000 | | | | | | | | | |
| Tm | .4620 | .2267 | .6691 | .6868 | .7145 | 1.0000 | | | | | | | | |
| Yb | .6189 | .3370 | .7829 | .8394 | .9441 | .7616 | 1.0000 | | | | | | | |
| Lu | .4022 | -.0411 | .5932 | .6992 | .7271 | .7057 | .7804 | 1.0000 | | | | | | |
| Th | .2323 | .1642 | .0695 | -.1350 | .0729 | -.1125 | .1266 | .1961 | 1.0000 | | | | | |
| LOI | .4801 | .3458 | .5685 | .3497 | .3575 | .2334 | .2727 | .1996 | .0760 | 1.0000 | | | | |
| KAT | .2759 | .0930 | .4064 | .3888 | .2823 | .3270 | .2132 | .2989 | .0338 | .3539 | 1.0000 | | | |
| | Gd | Tb | Dy | Ho | Er | Tm | Yb | Lu | Th | LOI | KAT | | | |

Signifikanzniveau: **0.01, 0.001.**

E. Abkürzungen und Symbole.

| | | | |
|-----------------------------------|---|------------------------------------|--|
| Mineralabkürzungen | | HREE | schwere Seltenerdelemente (<i>heavy rare-earth elements</i>) |
| Ab | Albit (<i>albite</i> ; CIPW-Norm) | HT | Hochtemperatur (<i>high temperature</i>) |
| Alm | Almandin (<i>almandine</i>) | IAAG | Institut für Allgemeine und Angewandte Geologie (Universität München) |
| Ak | Aktinolith (<i>actinolite</i>) | ICP-AES | Atomemissionsspektrometrie mit induktiv gekoppelter Plasmaanregung (<i>inductive coupled plasma atomic emission spectrometry</i>) |
| An | Anorthit (<i>anorthite</i> ; CIPW-Norm) | IGDL | Institut für Geologie und Dynamik der Lithosphäre (Universität Göttingen) |
| Ap | Apatit (<i>apatite</i> ; CIPW-Norm) | IHS | Intensität-Farbfrequenz-Sättigung (<i>intensity-hue-saturation</i>) |
| Bi | Biotit (<i>biotite</i>) | INAA | Instrumentelle Neutronenaktivierungs- analyse (<i>instrumental neutron activation analysis</i>) |
| C | Korund (<i>corundum</i> ; CIPW-Norm) | K ₁ bis K ₄ | Kataklasephasen |
| Cc | Calcit (<i>calcite</i>) | KAT | Kataklasegrad (<i>intensity of cataclasis</i>) |
| Chl | Chlorit (<i>chlorite</i>) | L, L _m , L _s | Mineralstreckungslineation (<i>mineral stretching lineation</i>) |
| Crd | Cordierit (<i>cordierite</i>) | L _q | Stabquarzachsen |
| Di | Diopsid (<i>diopside</i> ; CIPW-Norm) | L _s | Verschneidungslineation |
| Ep | Epidot (<i>epidote</i>) | L _o | Teilchenlinie mit der Winkelgeschwindig- keit 0 (<i>particle line of no angular velocity</i>) |
| Fsp | Feldspat (<i>feldspar</i>) | LIL | lithophile Elemente mit großem Ionenradius (<i>large ion lithophile elements</i>) |
| Gr | Granat (<i>garnet</i>) | LOI | Glühverlust (<i>loss of ignition</i>) |
| Hbl | Hornblende (<i>hornblende</i>) | Lp | Tiefdruck (<i>low pressure</i>) |
| Hgl | Hellglimmer (<i>white mica</i>) | LREE | leichte Seltenerdelemente (<i>light rare-earth elements</i>) |
| Hm | Hämatit (<i>hematite</i> ; CIPW-Norm) | LT | Tiefemperatur (<i>low temperature</i>) |
| Hy | Hypersthen (<i>hypersthene</i> ; CIPW-Norm) | M ₁ bis M ₄ | Metamorphosephasen |
| Kf | Kalifeldspat (<i>K-feldspar</i>) | MRD | Vielfache der Zufallsverteilung (<i>multiples of random distribution</i>) |
| Ky | Kyanit (<i>kyanite</i>) | MSA | momentane Streckungsachse (<i>instantaneous stretching axis</i>) |
| Kzo | Klinozoisit (<i>clinozoisite</i>) | MSK | MEDVEDEV-SPONHEUER-KÁRNÍK-Skala |
| Lau | Laumontit (<i>laumontite</i>) | MSS | <i>Multispectral Scanner</i> |
| Law | Lawsonit (<i>lawsonite</i>) | NIR | nahes Infrarot (<i>near infrared</i>) |
| Mu | Muscovit (<i>muscovite</i>) | ODF | <i>orientation distribution function</i> |
| Or | Orthoklas (<i>orthoclase</i> ; CIPW-Norm) | ORG | Ozeanrückengranite (<i>ocean-ridge granites</i>) |
| Pl | Plagioklas (<i>plagioclase</i>) | P | Kompressionsachse (<i>compressional axis</i>) |
| Pr | Prehnit (<i>prehnite</i>) | PC | Hauptkomponente (<i>principal component</i>) |
| Qu, Q | Quarz (<i>quartz</i> ; CIPW-Norm) | PCA | Hauptachsentransformation, Hauptkompo- nentenanalyse (<i>principal component analysis</i>) |
| Ru | Rutil (<i>rutile</i> ; CIPW-Norm) | PL | Periadriatisches Lineament |
| Ser | Sericit (<i>sericite</i>) | PPL | parallele Polarisatoren |
| Sil | Sillimanit (<i>sillimanite</i>) | QP | Quarzporphy |
| Sta | Staurolith (<i>staurolite</i>) | REE | Seltenerdelemente (<i>rare-earth elements</i>) |
| Tit, Tn | Titanit (<i>sphene</i> ; CIPW-Norm) | REM | Rasterelektronenmikroskop |
| Tur | Turmalin (<i>tourmaline</i>) | RGB | Rot-Grün-Blau (<i>red-green-blue</i>) |
| Zo | Zoisit (<i>zoisite</i>) | S | Schieferung (<i>schistosity</i>) |
| Zr | Zirkon (<i>zircon</i> ; CIPW-Norm) | S _s | Spur der Foliation (<i>trace of foliation</i>) |
| allgemeine Abkürzungen | | S ₁ bis S ₃ | Schieferungsgenerationen |
| AGF | Arbeitsgruppe für geowissenschaftliche Fernerkundung (Universität München) | S _e , S _i | externe/interne Schieferung |
| C | synthetische Scherfläche (<i>cisaillement</i>) | SAP | südalpines Paläozoikum |
| CCT | <i>computer compatible tape</i> | SS | sedimentäre Schichtung |
| CIE | <i>Commission International de l'Eclairage</i> | SWIR | Kurzwelleninfrarot (<i>short-wave infrared</i>) |
| CIPW | CROSS-IDDINGS-PIRRSON-WASHINGTON-Norm | | |
| cn | chondritnormiert (<i>chondrite normalized</i>) | | |
| COLG | Kollisionsgranite (<i>collision granites</i>) | | |
| D ₁ bis D ₄ | Deformationsphasen | | |
| DPM | Drauzug-Permomesozoikum | | |
| DS | Drauzug-Südrandstörung | | |
| F ₁ bis F ₄ | Faltungsphasen | | |
| F _d | duktile Faltenachsen | | |
| F _k | Knickfaltenachsen | | |
| FSA | finite Streckungsachse (<i>finite stretching axis</i>) | | |
| Gew.-% | Gewichtsprozent | | |
| GK | Gaialtkristallin | | |
| GS | Grödener Sandstein | | |
| Hp | Hochdruck (<i>high pressure</i>) | | |

Abkürzungen (Fortsetzung).
Abbreviations (continued).

| | | | |
|------------------------------|---|---|--|
| SZB | Scherzonenengrenze (<i>shear-zone boundary</i>) | R_{xy}, R_{xz}, R_{yz} | Hauptachsenverhältnisse (<i>principal plane strain ratios</i>) |
| T | Tonalit | \bar{R} | Summenvektor |
| T | Tensionsachse (<i>tensional axis</i>) | \bar{R} | normierter Summenvektor |
| TEM | Transmissionselektronenmikroskop | $R_{\%}$ | prozentualer Regelungsgrad |
| TIR | thermales Infrarot (<i>thermal infrared</i>) | \bar{S} | Schwerpunktvektor (<i>center of gravity</i>) |
| TM | <i>Thematic Mapper</i> | SD | Standardabweichung (<i>standard deviation</i>) |
| TMB | TM-Spektralkanäle (<i>TM spectral bands</i>) | t | Zeit [a] |
| ü. NN | über Normalnull | T | Temperatur [° C] |
| VAG | Granite vulkanischer Inselbögen (<i>volcanic-arc granites</i>) | T | Scherzonenmächtigkeit (<i>thickness</i>) |
| Vol.-% | Volumprozent | v | Gleitrates (<i>slip rate, slip velocity</i>) |
| WD | Wettersteindolomit | V, ΔV | Volumen, Volumenänderung (<i>volume, volume change</i>) |
| WDRFA | wellenlängendispersives Röntgenfluoreszenz-Analysensystem | W_n | Rotationszahl (<i>vorticity number</i>) |
| WPG | Intraplattengranite (<i>within-plate granites</i>) | β | zirkularer Öffnungsgrad (<i>circular aperture</i>) |
| XPL | gekreuzte Polarisatoren | γ | Scherfaktor (<i>shear strain</i>) |
| mathematische Symbole | | $\dot{\epsilon}$ | Scherverformungsrate (<i>shear strain rate</i>) [s^{-1}] |
| C, ΔC | Konzentration (<i>concentration</i>), Konzentrationsänderung (<i>concentration change</i>) | $\epsilon_1, \epsilon_2, \epsilon_3$ | logarithmische Hauptachsenverhältnisse (<i>logarithmic principal plane strain ratios</i>) |
| d, D | Verformungsbetrag (<i>intensity of distortion</i>) aus dem FLINN-Diagramm und aus dem logarithmischen RAMSAY-Diagramm | η | Orientierung der Porphyroklastenlangachse (<i>orientation of the porphyroclast long axis</i>) |
| D | Scherweite (<i>displacement</i>) | ϑ | Öffnungswinkel des Vertrauenskegels (<i>cone of confidence</i>) |
| DL | Nachweisgrenze (<i>detection limit</i>) | $\bar{\lambda}_1, \bar{\lambda}_2, \bar{\lambda}_3$ | Eigenwerte (<i>eigenvalues</i>) |
| e_1, e_2, e_3 | longitudinale Hauptverformungen (<i>principal longitudinal strains</i>) | $\bar{\lambda}_1, \bar{\lambda}_2, \bar{\lambda}_3$ | Eigenvektoren (<i>eigenvectors</i>) |
| $1+e_1, 1+e_2, 1+e_3$ | Halbachsenlängen des Verformungsellipsoides (<i>semi-axis lengths of the principal axes of finite strain</i>) | ρ | Dichte [$g\ cm^{-3}$] |
| F | Fluktuation (<i>fluctuation</i>) | $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ | Hauptnormalspannungen (<i>principal stress axes</i>) |
| $G_{1\%}$ | Großkreisregelung | τ | Scherspannung (<i>shear stress</i>) [MPa] |
| $G_{2\%}$ | Zylindrizität | Φ | Winkel zwischen der langen Achse einer Verformungsmarkierung und der maximalen Extensionsrichtung im initialen (undefor mierten) Zustand |
| I_0 | Epizentralintensität (<i>epicentral intensity</i>) | ϕ | Winkel zwischen der langen Achse einer Verformungsmarkierung und der maximalen Extensionsrichtung im finiten (deformierten) Zustand |
| I, I_0 | Intensität des Standards und Blindwertes | Φ', ϕ' | äquivalent zu Φ und ϕ , jedoch bezüglich einer Referenzfläche (Schnittebene) orientiert, die nicht der maximalen Extensionsrichtung entspricht |
| ΔI | Intensitätsänderung | ψ | Scherwinkel (<i>angular shear strain</i>) |
| k, K | Form des Verformungsellipsoides (<i>shape of the strain ellipsoid</i>) aus dem FLINN-Diagramm und aus dem logarithmischen RAMSAY-Diagramm | ω | sphärischer Öffnungsgrad (<i>spherical aperture</i>) |
| k | Konzentrationsparameter der sphärischen Normalverteilung | Maße | |
| \hat{k} | Schätzwert des Konzentrationsparameters | Å | Ångström (= 10^{-10} m) |
| $k_{\%}$ | Kleinkreisregelung | $\mu m, mm$ | Mikrometer (10^{-6} m), Millimeter |
| M | Masse (<i>mass</i>) | cm, m, km | Zentimeter, Meter, Kilometer |
| M | Erdbebenmagnitude nach RICHTER | b, kb | Bar (= 10^5 Pa), Kilobar |
| Mn | kurze Porphyroklastenachse (<i>porphyroclast short axis</i>) | ° C | Grad Celsius |
| Mx | lange Porphyroklastenachse (<i>porphyroclast long axis</i>) | g, kg | Gramm, Kilogramm |
| p | Druck [kb] | Pa, MPa | Pascal (= 10^{-5} b), Megapascal (10^6 Pa) |
| P | Überschreitungswahrscheinlichkeit | ppm | Gramm pro Tonne (<i>parts per million</i>) |
| R_f | Elliptizität nach der Verformung (<i>final ellipticity</i>) | s, h, a, Ma | Sekunde, Stunde, Jahr, 10^6 Jahre |
| R_i | initiale Elliptizität (<i>initial ellipticity</i>) | | |
| R_s | Elliptizität der Verformungsellipse (<i>ellipticity of the strain ellipse</i>) | | |