

Verbundene Mikroporosität in Kristallingesteinen
Fallstudie Felslabor Grimsel

Dissertation
zur Erlangung des Doktorgrades
der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultäten
der Georg-August-Universität zu Göttingen

vorgelegt von
Maren Schild
aus Stade

Göttingen 1999

D 7

Referent: Prof. Dr. S. Siegesmund

Korreferent: Dr. A. Vollbrecht

Tag der mündlichen Prüfung: 04.11.1999

Vorwort

Die Dissertation wurde am Institut für Geologie und Dynamik der Lithosphäre (IGDL), Universität Göttingen, angefertigt, sie wurde durch ein Stipendium nach dem niedersächsischen Gesetz zur Förderung des wissenschaftlichen und künstlerischen Nachwuchses (Graduiertenförderungsgesetz, GradFöG) gefördert.

Für die Anregung und Betreuung der Dissertation möchte ich Prof. Dr. S. Siegesmund danken, der durch seine Diskussionsbereitschaft und sein ständiges Interesse an der Arbeit bedeutend zum Fortschritt der Dissertation beigetragen hat. Besonders bedanken möchte ich mich für die Korrektur des Manuskripts.

Weiterhin möchte ich mich bei Dr. A. Vollbrecht bedanken, der nicht nur die Arbeit mit initiiert und das Korreferat übernommen hat, sondern durch seine beständige Unterstützung wesentlich zum Gelingen der Arbeit beigetragen hat. Beiden möchte ich herzlich für die Hilfe bei der Erstellung des Forschungsberichts danken, der für die Nationale Genossenschaft für die Lagerung radioaktiver Abfälle (Nagra, Schweiz) im Rahmen der Promotion angefertigt wurde.

Prof. Dr. K. Weber möchte ich für seine persönliche und finanzielle Unterstützung danken. Die Untersuchungen an den Gesteinen aus dem Felslabor Grimsel, Schweiz, wurden in Kooperation mit der Nagra durchgeführt. Für die sehr gute Zusammenarbeit möchte ich besonders den schweizer Kollegen Dr. R. Alexander, Nagra, und Dr. M. Mazurek, Universität Bern, danken. Weiterhin möchte ich mich bei Dr. A. Möri und Dipl.-Geol. M. Adler, Universität Bern, für die Unterstützung während der Probenkampagnen bedanken.

Für die Betreuung und Hilfestellung bei der Modellierung des in situ-Porenraums möchte ich mich herzlich bei Dr. R. Braun, Independent Consultant for Rock Mechanics, Celle, bedanken. Für die Modellierung konnte das Programm FracMan, © Golder Associates Inc., Redmond, Washington, im Rahmen einer Forschungslizenz vergeben an Dr. R. Braun verwendet werden.

Einige der Untersuchungen wurden an anderen Instituten durchgeführt. In diesem Zusammenhang möchte ich Dr. P.N.J. Rasolofosaon, IFP Paris, Dr. G. Nover, Universität Bonn, Dr. D. Freund, GFZ Potsdam, und Prof. Dr. Tschegg, TU Wien, danken.

Für die unproblematische Bereitstellung der Fluoreszenzmikroskope des Instituts und Museums für Geologie und Paläontologie (IMGP) der Universität Göttingen danke ich Prof. Dr. W. Riegel und Prof. Dr. J. Reitner.

Mein aufrichtiger Dank gilt allen Kolleginnen und Kollegen der geologischen Institute, die mich auf vielfältige Weise während der Promotion unterstützt haben. Leider können hier nicht alle namentlich genannt werden, stellvertretend möchte ich mich bei Dr. Bernd Leiss, Dipl.-Geol. Christian Gross und Dipl.-Geol. Jens Becker und besonders bei Dr. Tim Vietor bedanken, der mir durch viele aufbauende Diskussionen über schwierige Zeiten hinweggeholfen hat. Für viele fruchtbare Diskussionen und seine ständige Hilfsbereitschaft sowie die Bestimmung der druckabhängigen Wellengeschwindigkeiten möchte ich Dr. Helmut Dürrast herzlich danken. Für die Durchführung einiger Messungen und Hilfestellungen bei der Auswertung danke ich Dr. Tomas Weiß. Dipl.-Geol. Rudolf Nagel danke ich besonders für die Unterstützung während einer Probennahme im Felslabor Grimsel.

Vor allem möchte ich meinen Freunden und meiner Familie für die vielfältige Unterstützung und Geduld während der Promotion danken.

Inhaltsverzeichnis

Abbildungsverzeichnis
Tabellenverzeichnis
Fototafelverzeichnis

1. Einleitung.....	1
1.1 Problemstellung	1
Vorgehensweise und Ziel der Arbeit	3
1.2 Entsorgung radioaktiver Abfälle.....	6
Entsorgungskonzepte	7
Geologische Endlager und potentielle Wirtsgesteine	8
Erforschungskonzepte.....	10
2. Geologischer Überblick	11
2.1 Felslabor Grimsel.....	13
3. Methodik.....	16
3.1 Probenpräparation	16
3.2 Petrographie und Mikroanalyse	16
3.2.1 Modalanalyse	16
3.2.2 Kathodolumineszenz-Mikroskopie.....	17
3.2.3 Bildanalyse.....	17
3.2.4 Mikrothermometrie an sekundären Fluideinschlüssen	17
3.2.5 U-Tisch-Mikroskopie.....	18
3.2.6 Rasterelektronenmikroskopie	19
3.2.7 Quantifizierung der Risschardichten	20
3.3 Petrophysik	21
3.3.1 Ultraschallgeschwindigkeitsanalyse	21
3.3.2 Scherwellendoppelbrechung	25
3.3.3 Permeabilität	26
3.3.4 Porosität	26
3.3.5 Bestimmung der inneren Oberfläche	27
3.3.6 Thermische Dilatation.....	27

4. Probenauswahl	29
5. Petrographie, Gefüge und Mikrorisse	31
5.1 Petrographie und Gefüge	31
Grimsel-Granodiorit.....	31
Zentraler Aaregranit.....	37
5.2 Mikrorissanalyse	39
5.2.1 Risstypisierung.....	42
Getränkte Proben	42
Ungetränkte Proben	47
PT-Bildungsbedingungen der verheilten Mikrorisse	48
5.2.2 Mikrorisorientierung	54
Getränkte Proben	54
Ungetränkte Proben	60
5.2.3 Rissstatistik und Quantifizierung der Risschardichten.....	65
Quantifizierung der Risschardichten	67
3-D Rissmodell	70
5.3 Zusammenfassende Diskussion	72
6. Petrophysikalische Risscharakterisierung	77
6.1 Ultraschallgeschwindigkeit.....	77
6.1.1 Bestimmung der P-Wellengeschwindigkeit (V _p)	77
6.1.2 Bestimmung der Scherwellendoppelbrechung.....	84
6.2 Permeabilität	87
6.3 Effektive Porosität und Poreneintrittsradien	92
6.4 Bestimmung der inneren Oberflächen	95
6.5 Thermische Dilatation und Dekrepiteometrie	96
Dekrepiteometrie	97
6.6 Diskussion der Ergebnisse	99

7. Modellierung der verbundenen in situ-Mikroporosität.....	105
7.1 Theoretischer Hintergrund zur Modellentwicklung in geklüfteten Medien	105
Geometrie von Kluftsystemen	106
Hydraulische Eigenschaften von Kluftsystemen.....	108
Kluftnetzwerk-Modelle.....	110
Kontinuum-Modelle.....	112
7.2 Entwicklung des Mikrokluft-Modells.....	113
Geometrie des Kluftsystems	113
Modellierung des Mikrokluftnetzwerks.....	118
7.3 Relevanz des Mikrokluft-Modells	122
8. Schlussfolgerungen	123
9. Literatur.....	126

Anhang I

Fototafeln

Anhang II: Messwerte

Richtungsabhängige Permeabilität

Äquivalente Poreneintrittsradien (Messprotokolle)

Porosität

Innere Oberflächen

Lebenslauf

Abbildungsverzeichnis

1.1	Schematische Darstellung von Transportvorgängen in geklüfteten Gesteinen	2
1.2	Retardationsmechanismen, die den Transport gelöster Radionuklide im Grundwasser beeinflussen können	3
1.3	In situ-Injektion des Acrylharzes	4
2.1	Geologisch-tektonische Übersicht des Oberhaslitals sowie die Lage des Felslabors Grimsel (FLG)	11
2.2	Schematische Darstellung des FLG	14
2.3	Schematisches Blockdiagramm der Trennflächen im FLG	15
3.1	Probenreferenzsystem für alle gefügekundlichen und petrophysikalischen Arbeiten	16
3.2	Dreidimensionale Darstellung von Risspolen im Schmidt'schen Netz, ermittelt in drei Schnittlagen	19
3.3	Theoretische Grundlagen für die Quantifizierung der Risschar-Dichten	20
3.4	Schematische Darstellung der Druckabhängigkeit der P-Wellengeschwindigkeit	22
3.5	V_p als Funktion des Azimuts der P-Wellenausbreitung	23
3.6	Schematische Darstellung des Messaufbaus zur Bestimmung der P-Wellengeschwindigkeiten an Kugelproben	24
3.7	Scherwellensplitting in einem anisotropen Medium	25
3.8	Schematischer Versuchsaufbau zur simultanen Bestimmung der P- und S-Wellengeschwindigkeiten an Zylinderproben	25
3.9	Lineare Expansion von Quarz, Calcit und wichtigen Feldspäten	28
4.1	Aufsicht auf den für das Connected - Porosity - Projektes ausgewählten Tunnelbereich im FLG	29
5.1	Makroskopisches Gefüge der Probe SZ2	34
5.2	Makroskopisches Gefüge der Probe HS2	36
5.3	Makroskopisches Gefüge der Granitprobe	38
5.4	Spannungsabhängig angelegte Störungen: a) Zugrisse, b) hybride und c) orthorhombische Störungen	39
5.5	Schematische Darstellung des Einflusses von Tunnelbau, Injektionsbohrung, Injektion des Harzes sowie der Bohrung und Relaxation des Bohrkerns auf Zustand und Entwicklung des offenen bzw. getränkten Porenraums in den ungetränkten und getränkten Proben	41
5.6	Mögliche Positionen von Mikrorissen im Wirtskorn bzw. im Korngefüge	42

5.7	Eutektische Temperatur, Schmelztemperatur und Homogenisierungstemperatur der Fluideinschlüsse der Proben SZ2, HS2 und der Granitprobe	50
5.8	Tm/Te-, Tm/Th- und Te/Th-Diagramme für die Fluideinschlüsse der Proben SZ2, HS2 und der Granitprobe	51
5.9	Geothermobarometrische Abschätzung der Bildungsbedingungen der Fluideinschlüsse der Proben SZ2, HS2 und der Granitprobe	53
5.10	Belegungsdiagramme der Probe SZ1	57
5.11	Belegungsdiagramme der Probe HS1	58
5.12	Belegungsdiagramme der Probe LS	59
5.13	Belegungsdiagramme der Probe SZ2	61
5.14	Belegungsdiagramme der Probe HS2	62
5.15	Belegungsdiagramme der Granitprobe.	64
5.16	Quantifizierte Rissdichten für die Proben HS1, SZ1 und LS	69
5.17	Darstellung der Hauptrisscharen der getränkten Risse in einem schematischen Probenwürfel für die Proben HS1, SZ1 und LS	71
6.1	Druckabhängigkeit der P-Wellengeschwindigkeit in zwei ausgewählten Richtungen gemessen an Kugelproben der Kernsegmente SZ1u und HS1	78
6.2	Darstellung der vollständigen richtungsabhängigen P-Wellengeschwindigkeiten für SZ1u und HS1 bei unterschiedlichen Umschließungsdrücken	80
6.3	Darstellung der vollständigen richtungsabhängigen P-Wellengeschwindigkeiten für SZ1u, SZ1 und LS trocken und wassergesättigt gemessen	82
6.4	Druckabhängigkeit der Scherwellengeschwindigkeiten gemessen an Zylinderproben der Proben HS1, SZ1 und LS	86
6.5	Druckanstiegskurve der Permeabilitätsbestimmung der Probe SZ1u in z-Richtung bei einem Umschließungsdruck von 10 MPa	87
6.6	Richtungsabhängige Permeabilität der Proben HS1, SZ1 und LS in Abhängigkeit vom Umschließungsdruck	89
6.7	Richtungsabhängige Permeabilität der Proben SZ1u, SZ2, HS2 und LSu in Abhängigkeit vom Umschließungsdruck	90
6.8	Richtungsabhängige Permeabilität der Granitprobe in Abhängigkeit vom Umschließungsdruck	91
6.9	Mittels Tränkungsverfahren ermittelte Porosität	92
6.10	Äquivalente Poreneintrittsradien der Proben HS2, SZ2 und der Granitprobe in Abhängigkeit vom prozentualen Quecksilbervolumen	94
6.11	Spezifische innere Oberfläche der Proben	95

6.12	Thermische Dilatation der Probe HS2	97
6.13	Darstellung der ΔV_p -Verteilung, der quantifizierten Risschardichten sowie der Belegungsdichtediagramme der offenen Glimmerspaltflächen der getränkten Proben HS1, SZ1 und LS sowie der ungetränkten Probe SZ1u	100
6.14	Einfluss des in situ-Porenraums auf die richtungsabhängigen P-Wellengeschwindigkeiten	102
7.1	Einteilung von Kluftsystemen nach ihrer geometrischen Ausbildung	106
7.2	Geometrische Klassifizierung von Kluftsystemen für angewandte Problemstellungen	109
7.3	Übersicht über 3-D Kluftnetzwerk-Modelle	111
7.4	a) Dreidimensionales Baecher-Modell; b) Strömungsmodellierung in einem Kluftsystem aus runden Klüften reduziert auf ein Röhrennetzwerk	112
7.5	Repräsentativer Dünnschliffausschnitt der Probe SZ1 in der Schnittlage xz	114
7.6	Belegungsdichtediagramme der Glimmerspaltflächen sowie der getränkten Risse in den Feldspäten und im Quarz der Probe SZ1 in absoluter Raumlage	115
7.7	Druckanstiegskurve der Permeabilitätsbestimmung der Probe SZ1u in z-Richtung bei einem Umschließungsdruck von 20 MPa	118
7.8	Schematische Darstellung der Risscharen der Glimmer und der Feldspäte im Blockdiagramm	119
7.9	a) Modell des Mikrokluftnetzwerks der Probe SZ1 mit einer Kantenlänge von 1 mm; b) Repräsentatives Modell des Mikrokluftnetzwerks der Probe SZ1 mit einer Kantenlänge von 5 cm	120
7.10	Probenkörper, an denen die Strömungssimulation in Richtung x: 144/80 und y: 054/00 durchgeführt wurden	120

Tabellenverzeichnis

1.1	Relative Wertung einzelner Eigenschaften potentieller Wirtsgesteine für die Endlagerung radioaktiver Abfälle	9
4.1	Zusammenstellung der untersuchten Proben	30
5.1	Ergebnisse der Modalanalyse der Proben HS1, SZ1, LS und Granit	31
5.2	Rissdichte (d_1) und durchschnittliche Risslänge mit Standartabweichung der Risscharen der Probe HS1	65
5.3	Rissdichte (d_1) und durchschnittliche Risslänge mit Standartabweichung der Risscharen der Probe SZ1	66
5.4	Rissdichte (d_1) und durchschnittliche Risslänge mit Standartabweichung der Risscharen der Probe LS	66
5.5	Eingangsdaten für die Erstellung der quantifizierten Rissdichten	68
6.1	Druck- und richtungsabhängige P-Wellengeschwindigkeiten für SZ1u und HS1	79
6.2	Richtungsabhängige P-Wellengeschwindigkeiten für die Proben SZ1u, SZ1 und LS	83
6.3	Ergebnisse der Scherwellenbestimmung für Probe HS1	84
6.4	Ergebnisse der Scherwellenbestimmung für Probe SZ1	84
6.5	Ergebnisse der Scherwellenbestimmung für Probe LS	84
6.6	Thermische Ausdehnungskoeffizienten der Probe HS2 in ausgewählten Richtungen	96
6.7	Relevante Faktoren für die $V_{p_{dry}}$ und $V_{p_{sat}}$ -Bestimmung der Proben SZ1u und SZ1	101
7.1	Geometrische Klassifikation von Kluftsystemen basierend auf den im Gebirge herrschenden Hauptspannungen σ_1 , σ_2 und σ_3	107
7.2	Kluftparameter der Risscharen der Probe SZ1 für die Modellierung des Mikrokluftnetzwerks	117
7.3	Permeabilität der Probe SZ1u bei einem Umschließungsdruck von 20 MPa sowie die auf geographisch Nord bezogenen Richtungen, in denen die Permeabilitätsmessungen vorgenommen wurden	118
7.4	Transmissivität der repräsentativen Risse	121
7.5	Richtungsabhängige gemessene Permeabilität der Probe SZ1u sowie die richtungsabhängige „simulierte“ Permeabilität des Mikrokluft-Modells	121

Fototafelverzeichnis

Anhang I	Tafel
Makroskopisches Gefüge der Proben HS1, SZ1, LS und Granit in den Schnittlagen yz und xz	I
Dünnschliffaufnahmen zu Petrographie und Mikrogefüge der Proben HS1 und HS2 in drei orthogonalen Schnittlagen	II
Dünnschliffaufnahmen zu Petrographie und Mikrogefüge der Probe SZ1 und SZ2 in drei orthogonalen Schnittlagen	III
Dünnschliffaufnahmen zu Petrographie und Mikrogefüge der Probe LS und der Granitprobe in drei orthogonalen Schnittlagen	IV
Durchlicht- und Kathodolumineszenz-Aufnahmen zur Petrographie und Alteration der Proben HS, SZ und LS	V
Risse im Kalifeldspat der GrGr-Proben: Durchlichtaufnahmen und fluoreszenzmikroskopische Aufnahmen	VI
Risse im Plagioklas der GrGr-Proben: Durchlichtaufnahmen und fluoreszenzmikroskopische Aufnahmen	VII
Risse im Quarz der GrGr-Proben: Durchlichtaufnahmen und fluoreszenzmikroskopische Aufnahmen	VIII
Risse in den Glimmern der GrGr-Proben: Durchlichtaufnahmen und fluoreszenzmikroskopische Aufnahmen	IX
REM-Aufnahmen zu Petrographie, Mikrogefüge und Mikrorissgefüge der Proben HS, SZ und LS	X
Durchlichtaufnahmen der Risse in der Granitprobe	XI
Durchlichtaufnahmen der fluiden Einschlüsse im Quarz	XII

1. Einleitung

In den heutigen Industriegesellschaften werden große Abfallmengen produziert, die aufgrund ihres hohen und anhaltenden Gefahrenpotentials dem natürlichen Kreislauf nicht mehr zugeführt werden sollten. Hierzu zählen neben Substanzen, die bisher nicht in der Natur existierten, wie z.B. toxische Chemikalien und künstliche radioaktive Stoffe, auch natürliche, jedoch stark angereicherte Substanzen, wie z.B. Schwermetalle und natürliche radioaktive Stoffe.

Sowohl für die radioaktiven als auch für die chemisch-toxischen Abfälle müssen Endlager bzw. Deponien angelegt werden, die ein Eindringen der Stoffe in die Biosphäre verhindern oder zumindest verzögern. Die Bedingungen, die ein Endlager- oder Deponiestandort dabei erfüllen muss, sind für die verschiedenen Abfallarten sehr ähnlich (z.B. HERRMANN 1998). Beim Umgang mit radioaktiven Abfällen müssen zusätzlich jedoch einige Eigenschaften beachtet werden, die aus der Radioaktivität der Substanzen resultieren.

Heute herrscht weitgehende Einigkeit darüber, dass die Entsorgung radioaktiver und anderer toxischer Substanzen in stabilen geologischen Formationen, wie z.B. Granitkomplexen, erfolgen sollte (geologisches Endlager; HERRMANN 1998). Diese Form der Entsorgung setzt eine eingehende Analyse des geologischen Umfeldes voraus, denn erst die genaue Kenntnis des Wirtsgesteins und seiner geologischen Umgebung ermöglicht eine Prognose über die Langzeitsicherheit eines potentiellen Endlagerstandorts.

1.1 Problemstellung

Für die Sicherheitsprognose eines geologischen Endlagers ist von besonderer Bedeutung, welche Transport- und Strömungseigenschaften das potentielle Wirtsgestein aufweist. Von diesen Eigenschaften ist abhängig, ob, in welchem Zeitraum und in welcher Konzentration aus einem Endlager entwichene Nuklide die Biosphäre erreichen können (s.a. Kap. 1.2).

Ein realistisches Szenario, wobei freigesetzte Radionuklide aus einem geologischen Endlager in die Biosphäre gelangen können, ist der Transport in zirkulierenden Grundwässern (HUFSCHMIED ET AL. 1990). Wie schnell und in welcher Konzentration die Radionuklide in die Biosphäre eindringen können, ist dabei abhängig von den vorhandenen hydraulischen Wegsamkeiten, den Retardationseigenschaften des durchflossenen Gesteins, den chemischen Eigenschaften des Grundwassers (Redoxpotential, pH-Wert etc.) sowie der Löslichkeit und Mobilität der Radionuklide.

Großräumige Wasserbewegungen in dichten, geklüfteten Gesteinen wie z.B. Graniten und Granodioriten finden überwiegend auf Klüften statt. Diskontinuitäten und Materialwechsel wie Scherzonen und Mineraladern spielen für die Durchlässigkeit der Gesteine ebenfalls eine große Rolle. Unterschieden werden muss zwischen diesen großräumigen Wasserwegen und der sogenannten Matrixporosität, die sich in kristallinen Gesteinen überwiegend aus Mikrorissen zusammensetzt. Die Mikrorisse stellen neben den großräumigen Störungen weitere potentielle hydraulische Wegsamkeiten für den Nuklidtransport dar.

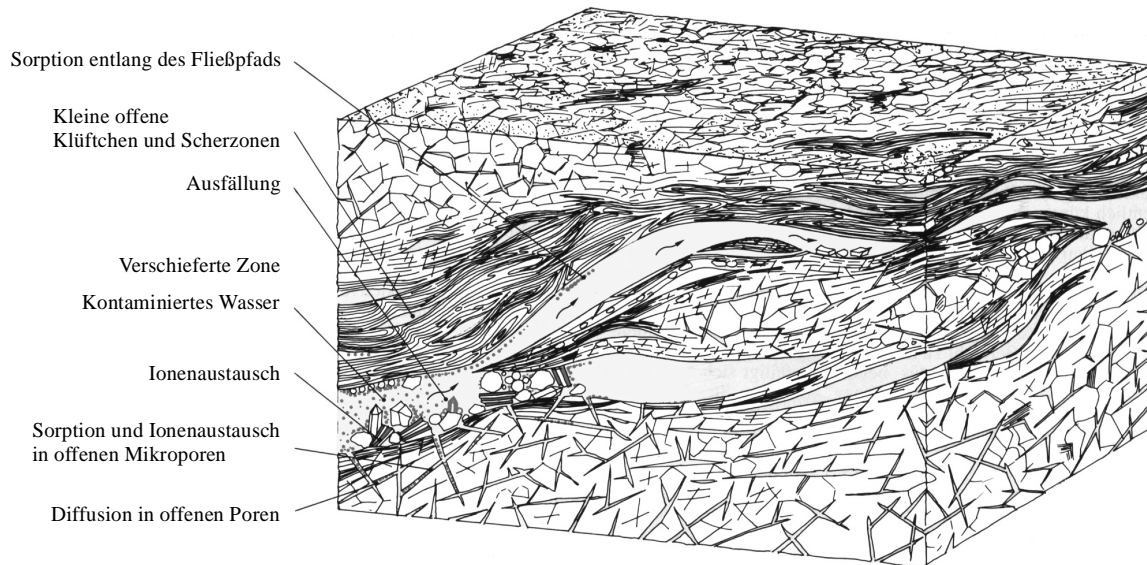


Abb. 1.1: Schematische Darstellung von Transportvorgängen in geklüfteten Gesteinen (FRICK ET AL. 1988).

Während des Transports der Radionuklide finden unterschiedliche Prozesse statt, die den Transport beeinflussen. Zum einen werden die Schadstoffe durch hydrodynamische Dispersion und Diffusion im Grundwasser verteilt, zum anderen werden Nuklide durch reversible und irreversible Sorption sowohl an Kluftoberflächen als auch an Porenoberflächen sowie Ausfällung der gelösten Stoffe zurückgehalten (s. Abb. 1.1; FRICK ET AL. 1988). Die Prozesse, die zur Rückhaltung der Schadstoffe beitragen, werden im Wesentlichen chemisch oder physikalisch-chemisch verursacht (MILLER ET AL. 1994). Zur chemischen Retardation zählt z.B. Adsorption, Ionen-Austausch, Ausfällung und Mineralisation der Nuklide, physikalisch-chemische Prozesse sind Matrixdiffusion, molekulare Filtration (Engstellen) und Ionen-Abstoßung durch geladene Rissoberflächen (Abb. 1.2; MCKINLEY & HADERMANN 1984). Hierbei führt insbesondere die Diffusion von Radionukliden aus einer wasserführenden Störung z.B. einer Scherzone oder Kluft in die verbundenen Porenräume der umgebenden Gesteinsmatrix zu einer Verzögerung des Radionuklidtransports sowie zur Erniedrigung der Höchstkonzentration an Schadstoffen innerhalb der wasserführenden Störung.

Im Porenraum der Gesteinsmatrix steht einerseits eine größere Mineraloberfläche zur Verfügung, von der die Nuklide adsorbiert werden können, andererseits erfolgt die Rückhaltung der Schadstoffe im Porenraum z.B. durch molekulare Filtration oder vereinfacht durch eine zeitlich begrenzte Verweildauer der Nuklide im Porenraum.

Nachgewiesen werden kann der Einfluss der Matrixdiffusion beispielsweise anhand von Analogstudien z.B. an Uranlagerstätten sowie mittels Untersuchungen durchgeführt mit konservativen und sorbierenden Tracern (z.B. FUJIKAWA & FUKUI 1993a/b; GUTHRIE 1991; KENNEDY & LENNOX 1995; LATHAM & SCHWARCZ 1989; MALOSZEWSKI & ZUBER 1993; MAZUREK ET AL. 1996; NERETNIEKS 1980, 1993; SUSKI ET AL. 1996; ZUBER & MOTYKA 1994). Zusätzlich berücksichtigt werden in einigen Untersuchungen der Aufbau des Porenraums (z.B. MONTOTO ET AL. 1996; SIITARI-KAUPPI ET AL. 1997) sowie die Minerale, deren Rückhaltung der Nuklide besonders effektiv ist (z.B. MILLER ET AL. 1994, TSUKAMOTO & OHE 1993; VANDERGRAAF ET AL. 1996).

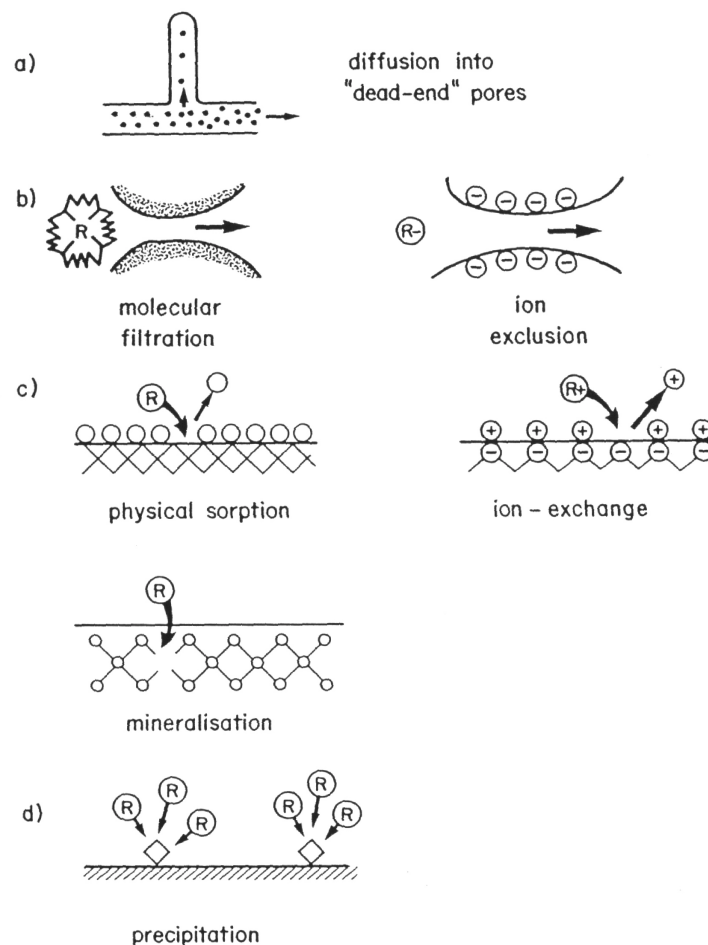


Abb. 1.2: Retardationsmechanismen, die den Transport gelöster Radionuklide im Grundwasser beeinflussen können: a, b) treten nur im fließenden Grundwasser auf; c, d) stellen Sorptionsprozesse dar, die sowohl im fließenden als auch im stagnierenden Grundwasser stattfinden können (nach McKinley & Hadermann 1984).

Vorgehensweise und Ziel der Arbeit

Die Untersuchung der in situ-Mikroporosität kristalliner Gesteine bildet den Schwerpunkt der vorliegenden Arbeit. Neben Aufbau, Geometrie und bevorzugter Ausrichtung der Mikroporen und -risse wird untersucht, wie diese miteinander und mit großräumigeren Störungen (hier einer Scherzone) verbunden sind. Hierdurch soll geklärt werden, ob die für die Matrixdiffusion notwendige in situ-Porosität in kristallinen Gesteinen ausgebildet ist. Der für die Matrixdiffusion zur Verfügung stehende Porenraum bildet jedoch nicht nur eine wichtige Voraussetzung für die Rückhaltefähigkeit der Gesteine, sondern stellt auch eine mögliche Verbindung zur Biosphäre dar. Insbesondere in Zonen, in denen keine großräumigen Wasserwegsamkeiten ausgebildet sind, findet der Stofftransport innerhalb der Mikrorisse statt. Um Hinweise auf bevorzugte Transportrichtungen innerhalb des Porenraums zu gewinnen, wurde u.a. die richtungsabhängige Permeabilität bestimmt und eine Strömungsmodellierung des in situ-Porenraums vorgenommen, die die Bewertung der hydrologischen Situation ermöglichen soll.

Offene in situ-Mikrorisse sind nicht nur als hydraulische Wegsamkeiten von Bedeutung, sondern durch die häufig ausgebildete bevorzugte Orientierung der Mikrorisse, besitzen sie auch einen deutlichen Einfluss auf die gesteinsphysikalische Anisotropie sowie auf das mechanische

Verhalten der Gesteine. Bei bruchhafter Deformation kann die Verbreitung und Vereinigung von Mikrorissen zur Ausbildung großräumiger Störungen führen. Darüberhinaus stellt die Vorzugsorientierung offener Risse einen Indikator für das subrezente und rezente Spannungsfeld dar (VOLLBRECHT et al. 1994).

Für die Untersuchungen wurden granitoide Gesteine aus dem Felslabor Grimsel (FLG; Aarmassiv, Schweiz; s. Kap. 2 u. 4) gewählt. Das FLG dient der Erforschung kristalliner Gesteine unter Endlager ähnlichen Bedingungen, für die Endlagerung radioaktiver Abfälle ist das FLG selbst nicht geeignet (LIEB 1988; NAGRA INFORMIERT 1996:27).

Die Untersuchung einiger Proben wurde im Rahmen des Projektes Connected-Porosity (CP) in Zusammenarbeit mit der Nationalen Genossenschaft für die Lagerung radioaktiver Abfälle (Nagra, Schweiz) durchgeführt. Da die Ermittlung der in situ-Mikroporosität bei herkömmlich gewonnenen Proben immer mit dem Problem behaftet ist, natürlich gebildete Mikrorisse und -poren und ihre Verbindungen von denen zu unterscheiden, die durch die Probennahme und/oder Druckentlastung nach der Bohrkernentnahme künstlich gebildet oder erweitert wurden (s.a. Kap. 5.2, Abb. 5.5), wurde im Rahmen des Projekts CP, vor der Probennahme ein mit einem Fluoreszenzmittel versetztes Acrylharz unter geringem Überdruck in das Gestein injiziert (Abb. 1.3; ALEXANDER ET AL. 1996, FRIEG ET AL. 1998). Hierdurch sollten die natürlichen, verbundenen offenen in situ-Mikrorisse/-poren kenntlich gemacht werden.

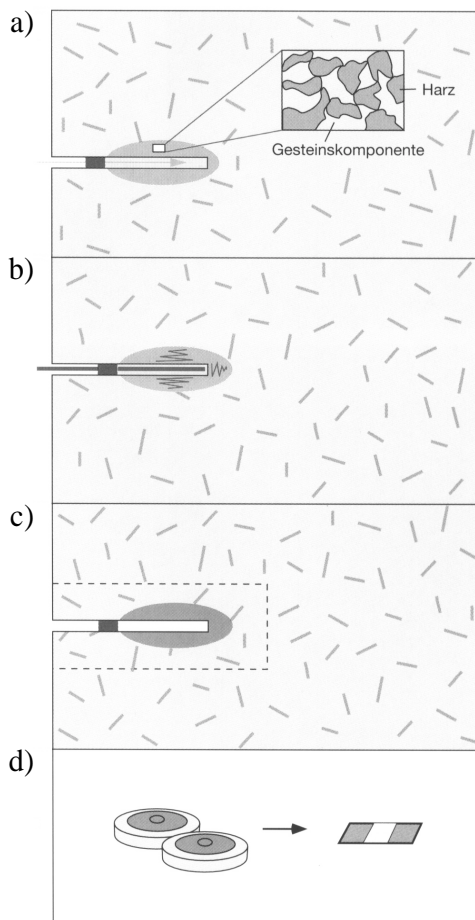


Abb. 1.3:
Schematische Darstellung der Injektion des Acrylharzes (ALEXANDER ET AL. 1996):
a) langsame Injektion (über Wochen bis Monate) des Harzes mit geringem Überdruck;
b) Polymerisation des Harzes durch Aufheizen des Gesteins;
c) Überbohren des injizierten Bereichs;
d) Präparation von Dünnschliffen etc. aus den Bohrkernen.

Für die Injektion des Harzes wurden Bohrungen mit kleinem Durchmesser (ca. 4 cm) senkrecht auf die Scherzone gebohrt, die für die Untersuchungen ausgewählt wurde (s.a. Abb. 2.2; Abb. 4.1). Die Injektion des Harzes erfolgte über einen Zeitraum von einem Monat mit einem Druck von maximal 10 bar. Die Tränkung über den langen Zeitraum war möglich, da ein Harz gewählt wurde, das erst ab einer Temperatur von etwa 40 °C polymerisiert. Nach Abschluss der in situ-Injektion wurden Heizelemente in die Bohrungen eingebracht, mit deren Hilfe das getränkte Gestein einige Wochen aufgeheizt wurde (maximal 80 °C), um die Aushärtung des Harzes zu erreichen. Im Anschluss wurden die Injektionsbereiche überbohrt (FRIEG ET AL. 1998).

Den Schwerpunkt der vorliegenden Arbeit bildet die Analyse der in situ getränkten Proben, die entlang eines Profils über die für das Projekt CP gewählte Scherzone genommen wurden (s.a. Kap. 4). An ihnen soll ermittelt werden, ob und wie die in situ-Porosität der Gesteinsmatrix mit der wasserführenden Scherzone verbunden ist. Von Bedeutung sind hierbei die Risse/Poren sowie ihre Verbindungen und Geometrien, vor allem aber auch die Vorzugsorientierungen der Risse, die einen deutlichen Einfluss auf die Transportrichtung innerhalb des in situ-Porenraums ausüben. An dieser Stelle sei darauf hingewiesen, dass sich der Begriff „Pore“ in der vorliegenden Arbeit lediglich auf einen offenen Raum im Gestein bezieht und ohne weitere Angaben im Folgenden keine Aussage über die Form der „Pore“ darstellt.

Weitere Proben, aus vergleichbaren Positionen bezüglich einer Scherzone wurden analysiert, um die Übertragbarkeit der Ergebnisse zu gewährleisten. Untersucht wurde ebenfalls, ob das relativ schwach vergneiste Umgebungsgestein die für die Matrixdiffusion notwendige verbundene Mikroporosität aufweist. Hierfür wurde eine Probe aus dem granitischen Umgebungsgestein gewählt. Einflussgrößen bei der im Vordergrund stehenden Erfassung der verbundenen in situ-Mikroporositäten der verschiedenen Gesteine sind dabei zunehmende Vergneisung in Annäherung an die Scherzone sowie das unterschiedliche Gesteinsgefüge.

Für die Analyse der in situ-Mikroporosität werden sowohl direkte (Gefüge- und Mikroanalyse) als auch indirekte (petrophysikalische) Untersuchungsverfahren verwendet, die nach einer Einführung in die regionale Geologie im Bereich des FLG (Kap. 2) erläutert werden (Kap. 3). Die Auswahl der Proben wird in Kap. 4 besprochen.

Nach einer Beschreibung der mineralogischen Zusammensetzung sowie des Gefüges der verschiedenen Proben (Kap. 5.1) werden die unterschiedlichen Risstypen, die während der mikroanalytischen Untersuchung beobachtet wurden, in Abhängigkeit von ihren Wirtsmineralen erläutert (Kap. 5.2.1). Im Anschluss an diese eher phänomenologische Aufnahme der Risstypen werden die bevorzugten räumlichen Orientierungen der Mikrorisse probenabhängig dargestellt (Kap. 5.2.2). Besonders berücksichtigt werden dabei die Ergebnisse der getränkten, d.h. verbundenen in situ-Risse, die durch das fluoreszierende Harz kenntlich gemacht wurden. Zusätzlich zu den getränkten Rissen wurde eine größere Anzahl älterer, verheilter Risse beobachtet, deren Fluideinschlüsse mikrothermometrisch untersucht wurden, um Hinweise auf die Bildungsbedingungen dieser Risse zu erhalten (Kap. 5.2.1).

Basierend auf den Ergebnissen der Mikrorissanalyse wurden für die Hauptrisscharen der getränkten Proben weitere statistische Parameter ermittelt, die u.a. die Grundlage für die Berechnung der quantifizierten Rissdichten bilden (Kap. 5.2.3). Mittels der Quantifizierung

kann der Einfluss der verschiedenen Risscharen auf die petrophysikalische Anisotropie des Gesteins verdeutlicht werden.

In der zusammenfassenden Diskussion der mikroanalytischen Untersuchungen (Kap. 5.3) werden zusätzlich zu einem Vergleich der Proben, die Bildungsursachen der verschiedenen Risscharen diskutiert, da trotz der in situ-Harzinjektion nicht ausgeschlossen werden kann, dass einige der getränkten Risse schon vor der Injektion künstlich gebildet, erweitert und/oder verbunden wurden (s.a. Kap. 5.2, Abb. 5.5).

Die Bestimmungen der P- und S-Wellengeschwindigkeiten dienen der indirekten Erfassung der Rissvorzugsorientierungen, zusätzlich kann der Einfluss der Gefügeanisotropie und der Risscharen auf die elastischen Eigenschaften der Gesteine nachgewiesen werden (Kap. 6.1).

Die Bestimmungen der richtungsabhängigen Permeabilität (Kap. 6.2) sowie der Porosität und inneren Oberfläche liefern ein direktes Maß für den Porenraum der Gesteine (Kap. 6.3; 6.4). Einige der petrophysikalischen Bestimmungen wurden in Abhängigkeit vom Umschließungsdruck durchgeführt, wodurch die Messungen den in situ-Bedingungen angenähert werden können. Das Verhalten der Gesteine bei einer Temperaturerhöhung wird mittels Bestimmung der thermischen Dilatation und Dekreptionsuntersuchungen an Fluideinschlüssen analysiert (Kap. 6.5).

Im Anschluss an die Erläuterungen der Ergebnisse werden die probenabhängigen Unterschiede und/oder Übereinstimmungen der petrophysikalischen Eigenschaften diskutiert und der Einfluss der in situ-Mikrorisse auf die elastischen Eigenschaften der Gesteine diskriminiert (Kap. 6.6).

Die Ergebnisse der direkten und indirekten Untersuchungen liefern einen guten Überblick über den geometrischen Aufbau des in situ-Porenraums, allerdings erlauben sie nur eine qualitative Abschätzung der Strömungsvorgänge. Um diese quantifizieren zu können, wird auf der Grundlage der Ergebnisse der direkten und indirekten Verfahren ein repräsentatives dreidimensionales Mikroriss-Modell des in situ-Porenraums der granitoiden Gesteine entwickelt. Hierbei werden die ermittelten geometrischen und reservoirmechanischen Daten in einem diskreten Modell miteinander verknüpft. Die Kalibrierung des Modells erfolgt mittels der richtungsabhängig ermittelten Permeabilität.

Die Bewertung der Ergebnisse (Kap. 5.3; Kap. 6.6; Kap. 7.3) hinsichtlich oben erläuteter Problemstellung erfolgt in Kap. 8.

1.2 Entsorgung radioaktiver Abfälle

Radioaktive Abfälle werden im Allgemeinen nach ihrer Aktivität (Anzahl der Zerfälle pro Sekunde pro Menge) und Radiotoxizität in schwach-, mittel- und hochradioaktive Abfälle eingeteilt, wobei die Grenzen für die unterschiedlichen Aktivitätsbereiche in einigen Ländern variieren. Für die Einteilung wird häufig auch die unterschiedlich starke Wärmeentwicklung der radioaktiven Abfälle berücksichtigt. Aufgrund der verschiedenen Eigenschaften der radioaktiven Abfälle werden bei der Entsorgung unterschiedliche Anforderungen an das Endlagersystem gestellt (z.B. HERRMANN 1983, 1998).

Zur Charakterisierung radioaktiver Substanzen wird häufig ihre physikalische Halbwertszeit (Zeitraum, in dem die Ausgangsmenge durch radioaktiven Zerfall halbiert wird) und ihre Strahlungsart angegeben. Die Halbwertszeiten für Radionuklide liegen zwischen Bruchteilen von

Sekunden und einigen Millionen Jahren. Aufgrund der Langlebigkeit müssen die radioaktiven Abfälle für bis zu 100000 Jahre und länger in Endlagern von der Biosphäre abgeschlossen werden (ROXBURGH 1987). Die Wärmeentwicklung, die durch das Auftreffen der von den radioaktiven Stoffen emittierten elektromagnetischen Wellen- oder Teilchenstrahlungen auf die umgebende Materie verursacht wird, kann in einem Endlager für hochradioaktive Abfälle Temperaturen bis zu 300 °C verursachen (NAGRA INFORMIERT 1993:1). Bei einer Endlagerung müssen nicht nur die durch die Wärmeentwicklung auftretenden thermischen Spannungen sondern bei geologischen Endlagern auch die verstärkte Konvektion des Grundwassers berücksichtigt werden. Zusätzlich muss beachtet werden, dass hochenergetische Partikelstrahlungen die physikalischen Eigenschaften kristalliner Gesteine beeinflussen bzw. verändern können (RANKAMA 1963). Es können z.B. Elektronen freigesetzt und/oder das Kristallgitter alteriert werden, was zu Änderungen der Dichte, Härte und Sprödigkeit des umgebenden Gesteins führen kann (ROXBURGH 1987).

Radioaktive Abfälle fallen insbesondere bei der zivilen Nutzung der Kernenergie an (z.B. HERRMANN 1983). Die Verarbeitung von spaltbarem Material zu Kernsprengsätzen sowie zur Anwendung in Medizin, Industrie und Forschung führt zur Entstehung weiterer radioaktiver Abfälle (HERRMANN 1998). Beim Test und Einsatz von Kernsprengsätzen sowie bei der Abrüstung von nuklearen Waffen fallen ebenfalls radioaktive Abfälle an. Während in Medizin, Industrie und Forschung vor allem Beta- und Gammastrahler mit relativ kurzen Halbwertszeiten verwendet werden, entstehen im Brennstoff der Kernreaktoren und durch die Wiederaufbereitung neben Beta- und Gammastrahlern auch langlebige Radionuklide, die Alphastrahlung emittieren.

Entsorgungskonzepte

Die Notwendigkeit radioaktive Abfälle abgeschlossen von der Biosphäre zu deponieren ist heute unumstritten. In welcher Form die Endlagerung erfolgen soll, wird weiterhin diskutiert. Zur Debatte steht einerseits ein kontrollierter oberflächennaher *Einschluss auf Zeit*, andererseits der *dauernde Ausschluss aus der Biosphäre*. Ein Einschluss auf Zeit setzt voraus, dass die Überwachung der Abfälle von den künftigen Generationen durchgeführt wird. Für kurzlebige radioaktive Abfälle bei einer notwendigen Deponie-Dauer von ca. 300 bis 500 Jahren scheint dies noch vorstellbar, die Lagerung hochradioaktiver langlebiger Substanzen (Hüte-Konzept) müsste jedoch über einen so langen Zeitraum erfolgen, dass die Beständigkeit der gesellschaftlichen Strukturen nicht gewährleistet wäre (NAGRA INFORMIERT 1997:30). Diese Problematik führte zu der Idee, die Abfälle durch eine unterirdische Deponierung in stabilen geologischen Formationen ohne Zwang zur Überwachung mit einem System von Sicherheitsbarrieren von der Biosphäre auszuschließen (geologisches Endlager). International besteht heute Übereinstimmung darüber, dass die langfristig wirksame Entsorgung überwachungsbedürftiger Abfälle außerhalb der Biosphäre nur in tiefen und stabilen Gesteinen der kontinentalen Kruste erfolgen kann (HERRMANN 1998). Dies gilt insbesondere für hochradioaktive und/oder langlebige Abfälle; in einigen Ländern z.B. der Schweiz sind auch für schwachradioaktive Abfälle geologische Endlager vorgesehen.

Geologische Endlager und potentielle Wirtsgesteine

Das gängige Konzept zur Gewährleistung der Endlagersicherheit von Untertage-Deponien (geologische Endlager) ist das „multiple barrier concept“ (z.B. PUSCH 1994). Es basiert zum einen auf den technischen Barrieren des Endlagers, zum anderen auf den geologischen und geochemischen Eigenschaften des Wirtsgesteins zur Retardation von Radionukliden als natürliche Barriere. Zusätzlich soll das Wirtsgestein die technischen Barrieren des Lagers schützen, um die Langzeitsicherheit des Lagers zu gewährleisten. Übersicht über mögliche technische Barrieren sowie Möglichkeiten für die Konditionierung der unterschiedlichen radioaktiven Abfälle geben z.B. HERRMANN 1983, MILNES 1985, BROOKINS 1987a, PUSCH 1994 und HERRMANN 1998. Als Vorbild für die Anlage der Endlager insbesondere für Brennelemente und andere hochradioaktive Substanzen dienen Uranerzlager wie z.B. das Uranerzvorkommen Cigar Lake (Saskatchewan, Kanada), dessen Rückhaltung der Radionuklide so effektiv ist, dass die Existenz des Erzlagers an der Erdoberfläche weder geochemisch noch radiologisch nachgewiesen werden konnte (NAGRA INFORMIERT 1997:30; MILLER et al. 1994). Die Erzlagerstätte wurde aufgrund struktureologischer Untersuchungen und geophysikalischer Messungen vermutet und später erbohrt.

Bei der Standortwahl für Untertage-Deponien in kontinentalen Krustengesteinen müssen verschiedene Kriterien mit überregionaler Bedeutung berücksichtigt werden (HERRMANN 1998). Der potentielle Standort sollte in tiefen und stabilen Gesteinsschichten der kontinentalen Kruste liegen. Die Seismizität sollte fehlen oder sehr gering sein. Untertage-Deponien sollten nicht in Gebieten mit aktivem Vulkanismus oder in Gebieten, in denen noch vor wenigen hundert bis Millionen Jahren Vulkanismus stattgefunden hat, angelegt werden. Ebenso sollten Gebiete, die gegenwärtig durch tektonische Instabilität geprägt sind, vermieden werden. Abbaubare Bodenschätze sollten ebenfalls nicht vorhanden sein, um zu vermeiden, dass nachfolgende Generationen bei einer Exploration ungewollt auf das Endlager stoßen.

Als potentielle Wirtsgesteine für ein Endlager werden sowohl Sedimente als auch Metamorphite und Magmatite in Betracht gezogen. Wesentliche Anforderungen, die diese als natürliche Barrieren fungierenden Gesteine aufweisen müssen, sind mineralogische, physikalische und chemische Eigenschaften, die es Radionukliden schwer oder unmöglich machen die natürliche Barriere zu überwinden, darüberhinaus sollten die Wirtsgesteine eine nur geringe Wasserzirkulation aufweisen. Untersucht wird ebenfalls das Verhalten der Gesteine gegenüber Temperaturerhöhungen und mechanischen Beanspruchungen. Die natürliche Barriere soll außerdem eine möglichst große Distanz zwischen den Abfällen und der Biosphäre schaffen. Daher ist die räumliche Ausdehnung des Wirtsgesteins ebenfalls von Bedeutung.

Die folgende Zusammenfassung potentieller Wirtsgesteine basiert auf den Ausführungen von HERRMANN 1998, ROXBURGH 1987 und MILNES 1985.

Sedimentäre Gesteine, die für die Untertage-Lagerung radioaktiver Abfälle untersucht werden, gehören entweder zur Gruppe der klastischen oder der chemischen und biogenen Sedimente. Die insbesondere für die Lagerung schwach- und mittlradioaktiver Abfälle in Frage kommenden klastischen Sedimente sind vor allem Tonsteine und -schiefer. In der Schweiz wurde ebenfalls die Eignung von Mergelgesteinen als Wirtsgestein geprüft. Vorteile der Tonsteine sind ihre günstigen plastischen Eigenschaften, eine geringe Permeabilität, eine gute Quellfähigkeit und Eigenschaften zur Zurückhaltung (Sorptions) gelöster Komponenten. Die Lagerung stark Wärme

entwickelnder Abfälle in diesen Gesteinen könnte jedoch zu einer teilweisen Trocknung der Gesteine und damit zur Bildung von Rissen führen, da sie einen hohen Anteil an Porenlösungen besitzen (HORSEMAN & MCEWEN 1996). Untersuchungen chemischer Sedimente beschränken sich im Allgemeinen auf Steinsalzschiefer. Ihre Eignung als Wirtsgestein basiert insbesondere auf ihrer Fähigkeit auf mechanische Beanspruchung plastisch zu reagieren, auf ihrem geringen Wassergehalt und der guten Wärmeleitfähigkeit. Gegen eine Endlagerung im Salz spricht vor allem die geringe Festigkeit und die leichte Löslichkeit der Salze. Darüberhinaus ergaben Untersuchungen des thermischen und thermodynamischen Verhaltens von Steinsalz im Salzbergwerk Asse, Deutschland, infolge einer zweijährigen Aufheizung durch drei beheizbare Versuchsbehälter eine Spannungszunahme im Gestein sowie eine deutliche Beschleunigung der Gebirgsverformungen und der Streckenkonvergenzen (HEUSERMANN & SCHNEEFUß 1993).

Kristalline Gesteine, die als Wirtsgesteine in Betracht gezogen werden, gehören überwiegend zur Gruppe der *Magmatite*, aus der Gruppe der *Metamorphite* werden vor allem Gneise auf ihre Eignung als Wirtsgestein untersucht. In Schweden (Forsmark) erfolgt z.B. schon seit 1988 die Endlagerung von schwach- und mittlerradioaktiven Abfällen in einem präkambrischen Gesteinskomplex, der neben Granit auch aus Gneis besteht (u.a. BJURSTRÖM 1994). Kristalline Gesteine sind aufgrund ihrer Härte, Verwitterungsresistenz, der relativ geringen Wasserführung, ihrem hohen Schmelzpunkt und ihrer Möglichkeit Radionuklide zurückzuhalten für die Endlagerung radioaktiver Abfälle von großem Interesse. Neben Gabbros (Schweden, Kanada), Diabas (Japan) und Basalt (USA) werden überwiegend Granite untersucht (Finnland, Kanada, Frankreich, Japan, Spanien, Schweden, Schweiz, England, USA). Dies ist neben ihren o.g. Eigenschaften auch auf ihre weltweite Verbreitung zurückzuführen. Zu berücksichtigen ist bei allen kristallinen Gesteinen ihre Klüftigkeit, die eine erhöhte Wasserwegsamkeit bewirken kann.

Tab. 1.1 zeigt eine relative Bewertung mineralogischer, chemischer und physikalischer Eigenschaften potentieller Wirtsgesteine für die Endlagerung radioaktiver Abfälle. Jedoch sagen einzelne Eigenschaften eines Gesteins nicht genug aus über ihre Eignung für einen Endlagerstandort. Eine Beurteilung des potentiellen Wirtsgesteins kann nur auf der Grundlage sämtlicher Gesteinseigenschaften und ihrer mineralogischen und geologischen Wechselbeziehungen erfolgen.

Tab. 1.1: Relative Wertung einzelner Eigenschaften potentieller Wirtsgesteine für die Endlagerung radioaktiver Abfälle. 3 bedeutet eine positive, 2 eine intermediäre und 1 eine negative Eigenschaft (nach: DEPARTMENT OF ENERGY 1979; ergänzt von HERRMANN 1998)

Eigenschaften	Granit	Basalt	Tonschiefer	Steinsalz
Natürlicher Wasseranteil des Gesteins	3	3	2	3
Festigkeit	3	3	2	1
Linearer Ausdehnungskoeffizient	3	3	3	2
Wärmekapazität	2	2	2	3
Wärmeleitfähigkeit	2	1	2	3
Löslichkeit	3	3	3	1
Permeabilität	3	3	3	3
Porosität	3	3	1	3
Tendenz zu Bruchformen	1	1	1	3
Tendenz zu offenen Klüften	1	1	1	3
Tendenz zu plastischer Verformung	1	1	1	3

Erforschungskonzepte

Zur besseren Beurteilung der verschiedenen Gesteine und ihrer Eigenschaften wurden unterirdische Felslabore errichtet, die einerseits der Untersuchung der Gesteinseigenschaften andererseits der Entwicklung und Erforschung von Untersuchungsmethoden und -techniken dienen. Die Endlager relevanten Forschungen werden sowohl Standort spezifisch, d.h. direkt an einem potentiellen Endlagerstandort als auch Standort unabhängig in unterirdischen Felslaboren durchgeführt. Die dort gewonnenen Daten können direkt für den Sicherheitsnachweis verwendet werden. Die Forschung in Endlagerstandort unabhängigen Felslaboren (z.B. Stripa, Schweden; Grimsel, Schweiz) konzentriert sich neben der Untersuchung der Gesteinseigenschaften etc. auch auf die technologische Entwicklung im Rahmen der geologischen Charakterisierung potentieller Standorte sowie das Entwickeln und Testen von Methoden und Modellierungen (KICKMAIER & MCKINLEY 1997). Ein Vorteil der Analogstudien in Standort unabhängigen Felslaboren ist, dass die Resultate der Untersuchungen und Prognosen durch Bohrungen oder neu erstellte Stollenabschnitte direkt überprüft werden können, da das Wirtsgestein nicht in seinem ursprünglichen Zustand erhalten bleiben muss.

Zusätzlich werden Analogstudien, die für die Erforschung Endlager spezifischer Fragestellungen unumgänglich sind (z.B. BROOKINS 1987b/c; MILLER et al. 1994), z.B. an Uranerzlagerstätten oder in Gebieten mit besonders hoher Radioaktivität durchgeführt (NAGRA INFORMIERT 1993:1).

2. Geologischer Überblick

Das Felslabor Grimsel (FLG) liegt im südlichen Teil des Zentralen Aar-Massivs. Das Aar-Massiv ist mit 120 km Länge und 20 - 25 km Breite das größte herzynische Zentralmassiv in den Schweizer Alpen (HÜGI 1956, LABHART 1977). Das SW - NE streichende kristalline Massiv bildet das prätriadische Grundgebirge der abgescherten und nach N verfrachteten helvetischen Decken. Gegen W, NW, N und E taucht das Aar-Massiv unter die Sedimente des autochthonen und parautochthonen Helvetikums ab, gegen SE grenzt es an das Gotthard-Massiv. Das Aar-Massiv besteht aus einem prävariszischen Grundgebirge, zusammengesetzt aus Gneisen, Schiefen, Amphiboliten sowie Migmatiten, und granitischen bis granodioritischen Gesteinen, die während der variszischen Orogenese in das Altkristallin intrudierten (LABHART 1977).

Abb. 2.1 zeigt die regionale Gliederung des Aarmassivs entlang des Oberhaslitals sowie die Lage des FLG. An das migmatitische Innertkirchner-Lauterbrunner Kristallin im NW schließen sich nach SE die polymetamorphen Gneis/Migmatit-Komplexe des Altkristallins Erstfelder Gneiszone, Guttanner Einheit und Ofenhorn-Stampfhorn-Einheit an. Lokal aufgeschlossen sind die karbonischen Vulkanoklastite Trift-Formation und Diechtermgletscher-Formation. Im SE dieser Einheiten, die auch als nördliche Schieferhülle bezeichnet werden, folgen die Aargranite, zu denen der Mittagfluhgranit (MiGr), der Zentrale Aaregranit (ZAGr) und der Grimsel-Granodiorit (GrGr) zählen. Im S schließt sich die südliche Schieferhülle an (ABRECHT & SCHALTEGGER 1988).

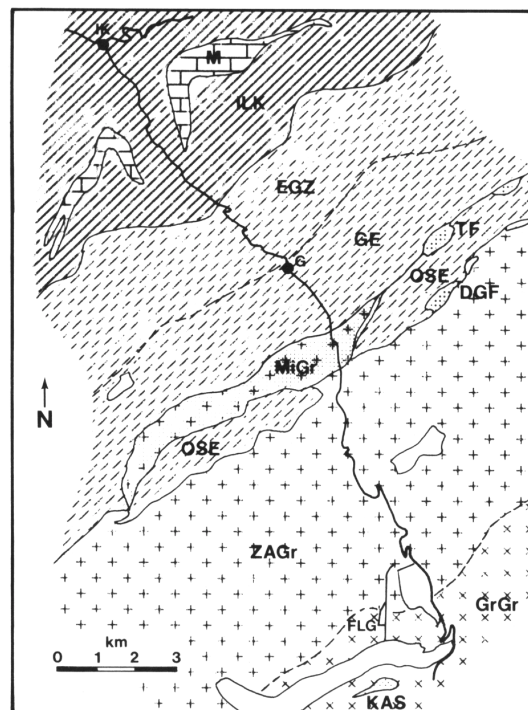


Abb. 2.1: Geologisch-tektonische Übersicht des Oberhaslitals; Abkürzungen: DGF: Diechtermgletscher-Formation, EGZ: Erstfelder Gneiszone, GE: Guttanner Einheit, GrGr: Grimsel-Granodiorit, ILK: Innertkirchner-Lauterbrunner-Kristallin, KAS: Kessiturm Aplistock, M: Mesozoikum, MiGr: Mittagfluhgranit, OSE: Ofenhorn-Stampfhorn-Einheit, TF: Trift-Formation, ZAGr: Zentraler Aaregranit, FLG: Felslabor Grimsel, G: Guttannen, IK: Innertkirchen (nach Abrecht & Schaltegger 1988, aus Keusen et al. 1989).

Die granitischen bis granodioritischen Magmen der Aargranite intrudierten in einer Tiefe von 10 bis 13 km. STECK ET AL. (1979) deuten Intrusivkontakte im W des Aarmassivs innerhalb des ZAGr als Hinweise auf eine mehrphasige Platznahme der variszischen Intrusiva. Die vermutete zeitliche Abfolge ist GrGr, ZAGr und MiGr (STALDER 1964, KEUSEN ET AL. 1989). Das variszische Erstarrungsalter der Granitoide im Grimsel-Gebiet liegt bei ungefähr 290 - 300 Ma (SCHALTEGGER 1987). Für die Unterschreitung der 300 °C-Isotherme wurde ein Alter von 281 ± 11 Ma ermittelt (Rb-Sr). Im Zusammenhang mit der Abkühlung führte die thermische Kontraktion zu einer Volumenverminderung der Granit- bzw. Granodioritkörper, dessen Folge die Bildung tiefgreifender Spalten- und Kluftsysteme war. Diese dienten als Aufstiegsbahnen für saure granitische Restschmelzen, die heute als helle Aplite ausgebildet sind, und später intrudierte basische Ganggesteine (dunkle Lamprophyre). Rb/Sr-Datierungen ergaben für die Aplite ein Alter von 250 Ma (MÜLLER 1988).

Während des Perms war das Gebiet des Aar- und Gotthard-Massivs der Festlandverwitterung und Abtragung ausgesetzt, dabei wurden lokal mächtige, kontinentale Sedimente in permokarbonischen Trögen abgelagert (Verrucano). Im Mesozoikum setzte eine zögernde Transgression der Tethys ein. In diesem Ablagerungsraum wurden die überwiegend karbonatischen mesozoischen und tertiären Sedimente gebildet, die das Grundgebirge überlagerten. Die jüngsten abgelagerten Sedimente am N-Rand des Aar-Massivs sind die Glarner Fischschiefer des Unteroligozäns.

Im Oberoligozän und Miozän erfasste die alpidische Orogenese das Aar-Massiv. Das Massiv wurde von S aus von einem Deckenstapel überschoben, sodass das Massiv von 10 - 12 km Gestein überlagert wurde. Die Lage des heutigen FLG befand sich in einer Tiefe von ca. 14 km, die Gesteine waren dabei zum Teil einer Temperatur von über 400 °C ausgesetzt (CHOUKROUNE & GAPAIS 1983).

Die tektonometamorphe Überprägung des Aar-Massivs, bei der grünschieferfazielle Bedingungen erreicht wurden, erfolgte nicht homogen, es bildeten sich von NW nach SE zunehmende Deformations- und Metamorphosegradienten aus (KEUSEN ET AL. 1989). Die PT-Bedingungen stiegen von etwa 300 °C und 200 MPa im N auf 450 °C und 300 MPa im S an (FREY ET AL. 1976). Mit fortschreitender Orogenese durch den zunehmenden Schub aus SSE wurde das Massiv unter deutlicher Interndeformation über- und aufgeschoben, wobei sämtliche Gesteine überprägt wurden. Während der synmetamorphen, duktilen Deformation wurden Strukturen wie Schieferungsflächen und Mylonite sowie die Streckungslineation gebildet (BOSSART & MAZUREK 1991). Intern zeigt sich die Deformation durch die deutliche Schieferung bzw. stoffliche Bänderung der Granite und Granodiotite. Verschiedene gesteinsbildende Minerale wurden dynamisch rekristallisiert oder mechanisch deformiert, besonders die Feldspäte reagierten teilweise spröde. Die Deformation führte zu einer heterogenen Verformung der Gesteine, sodass weitgehend richtungslose Gefüge neben stark deformierten, deutlich paralleltexturierten Zonen beobachtet werden können (KEUSEN ET AL. 1989). DEMPSTER (1986) gibt ein maximales Alter von 25 Ma (Rb-Sr an Muskoviten) für die syntektonische Metamorphose und Hauptgefügeprägung des Aar-Massivs an.

Die anschließend an die syn-deformative Metamorphose einsetzende isostatische Hebung des Gebietes (rezente Hebungsrate 0,5 - 1 mm/a) führte zur Erosion der überlagernden Decken und autochthonen Sedimente und somit zur Freilegung der variszischen Granitoide. Für die durch die Hebung bedingte Abkühlung unter die 300 °C-Isotherme wird ein Alter von 14 - 16 Ma ange-

nommen (Rb-Sr und K-Ar an Biotiten und Muskoviten; DEMPSTER 1986). In diesem spät-deformativen Stadium wurden Zerrklüfte gebildet, mit deren Bildung eine starke hydrothermale Tätigkeit verbunden war. Dies führte einerseits zur Auslaugung des Gesteins, andererseits durch Wiederausfällung zur teilweisen Versiegelung der Sprödstrukturen (KEUSEN ET AL. 1989). Die Zerrklüfte wurden bevorzugt in unmittelbarer Nachbarschaft von alpidischen Scherzonen oder entlang von Materialwechsellinien wie z.B. Granit/Lamprophyre-Kontakten angelegt.

Die anhaltende post-metamorphe Hebung des Aar-Massivs führte zu einer Überprägung der duktil gebildeten Scherzonen, die Mylonite wurden teilweise kataklastisch überprägt, zusätzlich zeigt sich die spröde Deformation durch die Bildung von Kluffletten (kohäsionslose Klufffüllungen; STALDER 1981, zit. aus KEUSEN ET AL. 1989). Die jüngsten Diskontinuitäten im Grimselgebiet sind parallel zu den Taleinschnitten verlaufende Klüfte, die auf die Druckentlastung durch das Abschmelzen der Gletscher zurückzuführen sind. Sie können bis in eine Tiefe von 200 m reichen (STALDER 1964).

2.1 Felslabor Grimsel

Das Felslabor Grimsel (FLG) wurde 1983 als ein zentraler Bestandteil des Nagra-Programms „Forschung und Entwicklung“ unter Beteiligung verschiedener ausländischer Partner eröffnet (LIEB 1988). Das Forschungslabor dient dem Aufbau von Know-how in Planung, Ausführung und Interpretation von Untertageuntersuchungen in verschiedenen wissenschaftlichen und technischen Fachgebieten, dem Erwerb praktischer Erfahrung in Entwicklung und Anwendung von Untersuchungsmethoden, Messverfahren und -geräten und der experimentellen Untersuchung von physikalischen und chemischen Prozessen, die für die Sicherheit eines Endlagers für radioaktive Abfälle relevant sind (KICKMAIER & MCKINLEY 1996).

Das FLG liegt auf einer Höhe von 1730 müNN etwa 450 m unterhalb des Juchlistocks in den granitoiden Gesteinen des Aar-Massivs. Ausgewählt wurde der Standort „Grimsel“, da der Gebirgskörper des Juchlistocks bereits durch Kraftwerksbauten erschlossen war und durch die relativ starke tektonische Beanspruchung der Grimselgranite verschiedene Störungszonen und unterschiedliche Felsqualitäten auf relativ kleinem Raum entstanden sind, was für die Durchführung verschiedener Untersuchungsvorhaben Voraussetzung war (LIEB 1988). Das Stollensystem (vergl. Abb. 2.2), das vom Zugangsstollen der Kraftwerke Oberhasli AG (KWO) abzweigt, misst insgesamt etwa 1 km, die gefrästen Stollen besitzen einen Durchmesser von 3,5 m.

Im Bereich des FLG sind im Wesentlichen der Zentrale Aaregranit (ZAGr) im N und der Grimsel-Granodiorit (GrGr) im S aufgeschlossen. Die Granitoide werden von dm- bis m-mächtigen Gängen durchschlagen, bei denen es sich um helle Aplite, häufiger jedoch um in Scharen auftretende, dunkle Lamprophyre handelt (KEUSEN et. al 1989).

Der ZAGr ist ein fein- bis mittelkörniger, heller Metagranit. Das gleichkörnig bis schwach porphyrische Gestein liegt massig bis deutlich foliiert vor. Bei dem auf das Grimselgebiet beschränkten GrGr handelt es sich um einen dunklen Metagranit bzw. -granodiorit. Das relativ grobkörnige, porphyrische Gestein ist häufig stark foliiert (augengneisartig). Die Grenze zwischen dem ZAGr und dem GrGr kann im Bereich des FLG nicht exakt bestimmt werden. Die

Kontaktzonen sind vielmehr durch ein gegenseitiges Angleichen der Mineralbestände der Granitoide charakterisiert (STALDER 1964).



Abb. 2.2: Schematische Darstellung des FLG; die in der vorliegenden Untersuchung verwandten Proben (s.a. Kap. 4) HS1/HS1u, SZ1/SZ1u und LS/LSu wurden aus dem Tunnelabschnitt, in dem der Ventilationstest (VE) durchgeführt wurde, entnommen (Tunnelmeter 490 - 492); Probe HS2 stammt ebenfalls aus diesem Bereich, Probe SZ2 aus dem Bereich der Scherzone, die für den Migrationstest (MI) verwendet wurde; die Granit-Probe wurde aus dem Tunnelabschnitt entnommen, der für den Wärmeversuch (WT) ausgewählt wurde (LIEB 1988).

Die während der alpidischen Orogenese vorherrschende NNW - SSE verlaufende Haupteinengungsrichtung im Aar-Massiv blieb bis heute annähernd gleich. Die rezente Hauptkompressionsrichtung im Bereich des FLG verläuft NW-SE, sodass die maximale Hauptnormalspannung σ_H annähernd senkrecht auf der NE-SW verlaufenden alpidischen Hauptschieferung S_2 (s.u.) steht. σ_H erreicht Werte von 18 bis 45 MPa. Die minimale Hauptnormalspannung σ_h liegt durchschnittlich mehr als 10 MPa darunter (15 bis 32 MPa). Der Überlagerungsdruck beträgt etwa 9 bis 12 MPa (KEUSEN ET AL. 1989). Der Porenwasserdruck bei ca. 400 m überlagerndem Gestein kann auf 4 MPa geschätzt werden.

Die verschiedenen, im Bereich des FLG häufig ausgebildeten Trennflächensysteme sind in Abb. 2.3 dargestellt. Die Hauptschieferung S_2 (mittleres Einfallen 157/75) tritt zusammen mit den dazu konjugierten Scherflächen S_1 (142/77) und S_3 (183/65) auf (CHOUKROUNE & GAPAIS 1983). S_1 und S_2 können meist nicht voneinander getrennt werden, da ihre Orientierungen schwanken und sich überlagern. Sie sind das am häufigsten ausgebildete Trennflächensystempaar, da die alpidische Hauptschieferung S_2 häufig zusammen mit der Bruchschieferung S_1 auftritt. S_3 -Trennflächen sind wesentlich seltener zu beobachten (KEUSEN et al. 1989). Zusätzlich tritt das vermutlich zu S_2 konjugierte äquivalente, annähernd orthogonal zueinander stehende

Systempaar S_4/K_4 (K_4 : 117/62) und K_2/L (K_2 : 199/78, L : 216/80) sowie das ebenfalls zu S_2 konjugierte Systempaar K_1 (233/80) und K_3 (263/84) auf. Eine weitere Lamprophyrgangsschar verläuft subparallel zu K_1 (L : 242/80). Die zusätzlich abgebildete Schar S_5 stellt nach STECK (1968) eine Scherflächenschar dar, nach KEUSEN ET AL. (1989) kann jedoch nicht geklärt werden, ob S_5 ein eigenständiges System ist, da die Einfallrichtung dem Einfallen von S_1 , S_2 und K_4 (mit geringerem Einfallswinkel) entspricht.

Die Wasserzirkulation in den Gesteinen des FLG ist fast ausschließlich auf großräumige Scherzonen und Klüfte beschränkt. Die Transmissivität der wasserführenden Scherzone AU (bei Tunnelmeter 96; Abb. 2.2) liegt z.B. zwischen $3 \cdot 10^{-6}$ und $5 \cdot 10^{-7} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$, die der granitoiden Matrix dagegen lediglich bei $1 \cdot 10^{-12} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ (KEPPLER 1994). Insbesondere auf den Flächen der Systeme S_1 und S_2 sowie den Granit/Lamprophyr-Kontakten kann Wasserführung beobachtet werden. Die großräumigen, weitgehend steil stehenden Störungszonen (S_1 , S_2 und L) bilden an der Oberfläche des Juchlistocks Zonen, die stärker verwittern. In diese Zonen kann Regen- und Schmelzwasser sowie Wasser aus den benachbarten Stauseen eindringen. Die relativ häufige Wasserführung der in der Ausdehnung beschränkten subhorizontalen Zerrklüfte kann durch ihre Verbindung mit porösen, hydrothermal ausgelaugten Gebirgszonen erklärt werden, zusätzlich können sie mit den dominanteren Trennflächensystemen in Verbindung stehen, in deren Nähe sie häufig gebildet wurden. Bei der Interpretation der Grundwasserzirkulation muss allerdings beachtet werden, dass wahrscheinlich auch die trocken erscheinenden Flächen benetzt sind, ihre Durchlässigkeit aber so gering ist, dass die Benetzung nicht oder kaum erkennbar ist.

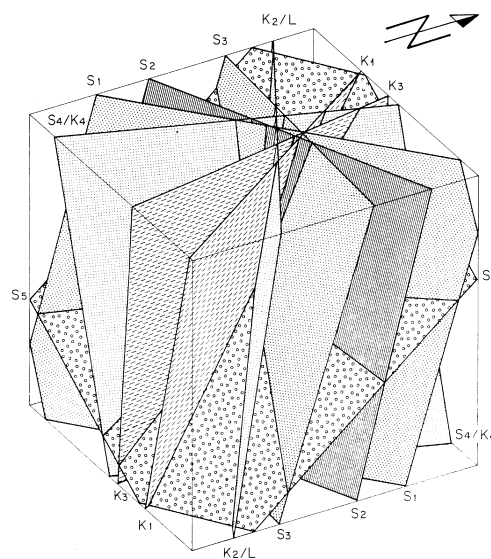


Abb. 2.3: Schematisches Blockdiagramm der Trennflächensysteme (nicht dargestellt sind die subhorizontalen Zerrklüfte) im FLG; S: Schieferungsflächen, K: Sprödstrukturen wie z.B. Querklüfte, L: Lamprophyrgänge (KEUSEN ET AL. 1989).

3. Methodik

3.1 Probenpräparation

Für die Untersuchungen wurden reorientierte Bohrkernsegmente aus dem Felslabor Grimsel (FLG) ausgewählt. Die Bohrkernsegmente wurden bei ihrer Entnahme mit einer Referenzlinie markiert, deren Raumlage bestimmt wurde. Mithilfe der Referenzlinie können die Proben in ihre absolute Raumlage reorientiert werden. An jedem Kernsegment wurde makroskopisch die Foliation bestimmt, sodass die für die Untersuchungen benötigten Dünnschliffe und Zylinderproben bezogen auf die makroskopischen Gefügeelemente präpariert werden konnten. In Abb. 3.1 ist das verwendete Probenreferenzsystem dargestellt.

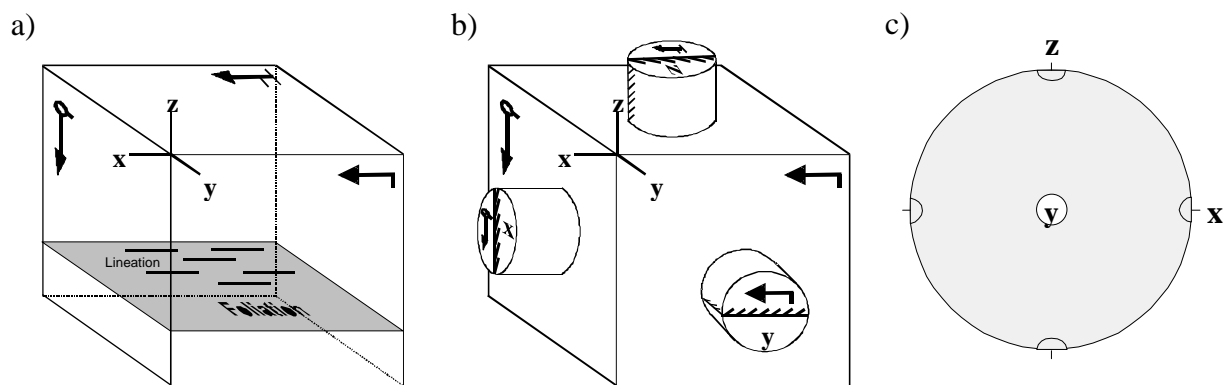


Abb. 3.1: Probenreferenzsystem für alle gefügekundlichen und petrophysikalischen Arbeiten: a) schematischer Probenwürfel mit Foliation (xy-Ebene) und Lination (x-Richtung); Pfeile geben die verwendeten Schliffrichtungen an; in der absoluten Raumlage zeigen die Pfeile der Schnittlagen xy und xz nach unten, b) Orientierung der Probenzylinder bezogen auf den Probenwürfel, c) Projektion der Gefügeelemente x, y, z im Schmidt'schen Netz (untere Halbkugel); diese Projektion wird im Folgenden (wenn nicht anders vermerkt) für alle Mikroriss-Polfiguren und sofern notwendig für die Darstellung von gesteinsphysikalischen Ergebnissen verwendet.

3.2 Petrographie und Mikroanalyse

3.2.1 Modalanalyse

Die mineralogische Zusammensetzung der Proben wurde mittels Durchlichtmikroskopie in Verbindung mit Punktzählverfahren an Dünnschliffen in den beiden senkrecht zur Foliation liegenden Schnittlagen ermittelt (xz und yz, s. Abb. 3.1). Pro Dünnschliff wurden 500 Messpunkte registriert, die jeweils den gleichen Abstand zu den benachbarten Messpunkten aufweisen. Minerale unter 1 Vol.-% wurden als Akzessorien zusammengefasst.

3.2.2 Kathodolumineszenz-Mikroskopie

Mittels der Kathodolumineszenz-Mikroskopie können Strukturen in Mineralen nachgewiesen werden, die sich lediglich durch geringe chemische Abweichungen auszeichnen, hierzu zählen z.B. Alterationszonen und vollständig verheilte Risse.

Die Untersuchungen wurden an einem HC3-LM-Kathodolumineszenz-Mikroskop durchgeführt. Da bei dem Gerät eine „heiße“ Kathode verwendet wird, müssen die Dünnschliffe mit einer leitfähigen Schicht bedampft werden, um eine Aufladung der Oberfläche zu verhindern (hier Kohlenstoff). Durch den Beschuss der Probe mit Elektronen wird das Kristallgitter angeregt, hierbei verursacht der Sprung eines Elektrons von einem höheren in ein niedrigeres Energieniveau eine Energiedifferenz, die als Photon abgegeben wird. Diese Emission sichtbaren Lichts wird als Lumineszenz bezeichnet. Sie äußert sich meist als charakteristische Farbe in Abhängigkeit vom Chemismus des Minerals, dem Ordnungsgrad des Kristallgitters und von der Zahl der Fremdatome im Kristallgitter. Während in Karbonaten und Feldspäten die Lumineszenz überwiegend auf den Einbau von Fremdatomen zurückgeführt wird, sind die Lumineszenzerscheinungen bei Quarz vermutlich durch Gitterdefekte bedingt (MARSHALL 1988).

3.2.3 Bildanalyse

Mithilfe der Bildanalyse können bevorzugte makroskopische Korngrenzorientierungen ermittelt werden. Hierfür wurden Zeichnungen der Korngefüge im Handstück in drei orthogonalen Schnittlagen (s. Abb. 3.1) angefertigt, berücksichtigt wurden dabei makroskopisch erkennbare Strukturen wie die Foliation, Korngrenzen oder Grenzen von Kornaggregaten. Die eingescannten Zeichnungen werden digitalisiert und als Raster- oder Vektorbild mit dem Programm DiAna Bildanalyse (DUYSTER 1991) ausgewertet.

Die bildanalytische Auswertung erfolgt jeweils nur bezogen auf eine bestimmte Schnittlage, da in „formanisotropen“ Korngefügen die Orientierungen der Korngrenzen generell abhängig von der Schnittlage sind. Die ermittelten Orientierungsverteilungen werden als Richtungsrosen dargestellt. Die Häufigkeitsverteilung in den Diagrammen gibt Aufschluss über die Vorzugsorientierungen der Grenzrichtungen.

3.2.4 Mikrothermometrie an sekundären Fluideinschlüssen

Die mikrothermometrische Untersuchung der Fluideinschlüsse (FE) wurde mit einem Heiz-Kühl-Tisch der Firma Linkam durchgeführt. Verwendet wurden beidseitig polierte Dickschliffe.

Bei der mikrothermometrischen Untersuchung an sekundären FE werden verschiedene Phasenübergänge beobachtet und aus den ermittelten Temperaturen Chemismus und Dichte der Fluideinschlüsse bestimmt (ROEDDER 1984). Hieraus ergeben sich Rückschlüsse auf die Druck- und Temperaturbedingungen bei der Bildung der FE.

Gemessen wurden jeweils die eutektische Temperatur T_e , die Schmelztemperatur T_m und die Homogenisierungstemperatur T_h . T_e bezeichnet das eutektische Minimum einer Lösung, bei dem neben verschiedenen Feststoffen auch ein Schmelzanteil existiert. Bestimmt wird T_e

während des Auftauens der FE, wobei bei Erreichen von T_e die erste Schmelze auftritt. Die eutektische Temperatur ist abhängig von den im FE gelösten Salzen und Ionen, sodass Rückschlüsse auf die chemische Zusammensetzung der eingeschlossenen Lösung möglich sind. Aus der Schmelztemperatur kann die Salinität der Lösung ermittelt werden. T_m ist erreicht, wenn das Eis vollkommen geschmolzen ist. Angegeben wird die Salinität in äquivalenten Gew.% NaCl. Zur Bestimmung der Mindestbildungstemperatur eines bei Raumtemperatur polyphasen Einschlusses wird der FE aufgeheizt, bis er in eine homogene Phase übergeht. Bei den in der Natur häufig auftretenden zweiphasigen FE (Gas/Flüssigkeit) erfolgt die Homogenisierung entweder in die flüssige oder in die gasförmige Phase.

Aus den Schmelz- und Homogenisierungstemperaturen kann die Dichte der Fluideinschlüsse bestimmt werden. Durch den Vergleich der ermittelten Temperaturen bzw. Dichten mit experimentell bestimmten Phasenübergängen verschiedener Stoffsysteme können Isochoren (Linien gleicher Dichte im P/T-Diagramm) für die untersuchten FE bestimmt werden. Durch den Schnitt der Isochoren mit möglichen thermischen Gradienten im P/T-Diagramm können die Bildungsbedingungen der FE eingegrenzt werden.

Zusätzlich wurden Dekrepitationsversuche an den FE durchgeführt. Zu diesem Zweck wurden die Dickschliffe auf etwa 500 °C aufgeheizt und das Verhalten der FE registriert. Durch die Erhöhung der Temperatur wird der interne Druck der FE erhöht. Wird die Differenz zwischen dem internen Druck und dem Umschließungsdruck zu hoch, dekrepitieren (platzen) die FE. Die Temperatur, bei der dies geschieht, wird als Dekrepitationstemperatur T_d bezeichnet.

3.2.5 U-Tisch-Mikroskopie

U-Tisch-Mikroskopie wurde zur Bestimmung der Mikroriss-Orientierungen eingesetzt. Die Messungen wurden mit einem 5-achsigen Leitz-U-Tisch jeweils an den drei orthogonalen Dünnschliffen durchgeführt. Pro Schnittlage wurden 200 Mikrorisse im Quarz, etwa 150 Mikrorisse im Feldspat und ungefähr 200 Glimmerspaltflächen gemessen.

Für die U-Tisch-Untersuchung der getränkten Proben wurde ein Leitz-Fluoreszenzmikroskop mit einer Quecksilberkurzbogenlampe verwendet, mit dem die fluoreszierenden Risse in den Feldspäten und im Quarz gemessen wurden. Die Messung der Glimmerspaltflächen konnte aus messtechnischen Gründen lediglich mit einem Durchlichtmikroskop erfolgen. Die qualitativen fluoreszenzmikroskopischen Untersuchungen wurden mit einem Zeiss-Fluoreszenzmikroskop vorgenommen, ebenso wie die fluoreszenzmikroskopischen Dünnschliffaufnahmen der Proben. Die Durchführung der U-Tisch-Mikroskopie ist bis auf die unterschiedliche Lichtquelle (Durchlicht bzw. UV-Licht) nahezu identisch.

Ermittelt wurden bei der U-Tisch-Untersuchung neben Einfallsrichtung und Kippwinkel auch die Anordnung und Position der Risse, die morphologische Beziehung zwischen Wirtskorn und Riss, Ursprung und strukturelle Vorzeichnungen, sowie Zustand und Inhalt der Risse. Die Länge und Breite der Risse wurde mithilfe eines Messokulars bestimmt.

Die ermittelten Daten wurden pro Dünnschliff in das Programm ARiAne (ADAM 1989) eingegeben. Die Darstellung der Raumlagedaten erfolgt im Schmidt'schen Netz (eine flächentreue Projektion der unteren Hälfte einer Kugel auf eine Ebene). Die Flächen werden durch ihre Polpunkte bzw. durch Belegungsdichte- (Isolinien-) diagramme der Polpunkte wiedergegeben.

Für die Darstellung der dreidimensionalen Verteilung wurden die drei Messschnittlagen in eine gemeinsame Schnittlage (s. Abb. 3.1) rotiert, wobei sich Überlappungen der einzelnen Schmidt' Netzsektoren ergeben (Abb. 3.2), die statistisch ausgeglichen wurden (s. VOLLBRECHT ET AL. 1991). Mithilfe der Referenzlinie können die Diagramme auch in die reale Raumlage (auf geographisch N bezogen) reorientiert werden. Mittels unterschiedlicher Kennungen für die verschiedenen Merkmale (z.B. Risszustand: mineralisiert, offen etc.) können einzelne Risscharen mit gemeinsamen Merkmalen aus der Gesamtdatei herausgefiltert und einzeln dargestellt werden.

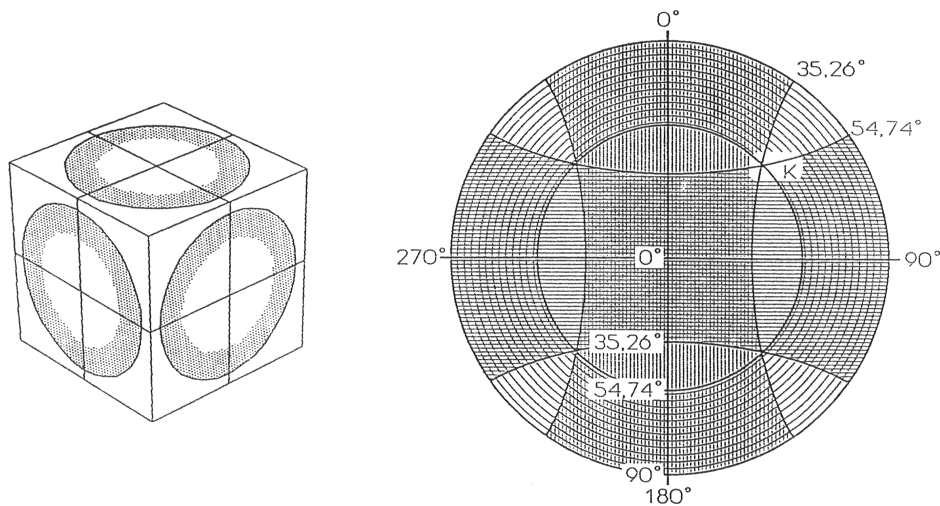


Abb. 3.2: Dreidimensionale Darstellung von Risspolen im Schmidt'schen Netz, ermittelt in drei orthogonalen Schnittlagen; a) messbare Polpunktlagen in den drei Schnittlagen (Punktraster), b) entsprechende Darstellung im gemeinsamen Diagramm: Kreuzschraffur = doppelte Überlappung; einfache Schraffur = Einzelbelegung. Für begrenzte U-Tisch-Kippwinkel (K) von maximal ca. 35° werden dreifach-Überlappungen vermieden. Durch Verdopplung der Polpunkte in den Einzelbelegungssektoren werden die Überlappungseffekte statistisch kompensiert (VOLLBRECHT ET AL. 1991).

3.2.6 Rasterelektronenmikroskopie

Die Untersuchungen erfolgten am Stereoscan MK 253 der Firma Cambridge Instruments an mit Kohlenstoff bedampften Dünnschliffen. Im Rasterelektronenmikroskop (REM) wird die Probe zeilenweise mit einem stark fokussierten Elektronenstrahl abgefahren. Das erzeugte Signal wird auf einem Bildschirm mit der gleichen Frequenz wiedergegeben. Die Verwendung unterschiedlicher Detektoren ermöglicht die Analyse verschiedener Eigenschaften der Proben. Für die Untersuchung der Probenoberfläche verwendet man Sekundärelektronen. Rückstreuelektronen werden genutzt, wenn wie in diesem Fall der Mineralbestand untersucht werden soll. Die verschiedenen Phasen werden in variierenden Grautönen dargestellt, die aus der unterschiedlichen Zusammensetzung der Minerale resultieren. Röntgenstrahlen werden bei der Mikrobenreichtsanalyse (EDX) zur Bestimmung der Elemente verwendet. Durch den Elektronenbeschuss werden von der Probe Röntgenstrahlen emittiert, deren Energie und Wellenlänge elementspezifisch ist. Zusätzlich bietet die REM eine gegenüber der Durchlichtmikroskopie stärkere Vergrößerungsmöglichkeit, die für die Untersuchung der feineren Mikrostrukturen genutzt wurde.

3.2.7 Quantifizierung der Rissdichten

Die quantitative Analyse der Rissdichte basiert auf den Ergebnissen der U-Tisch-Untersuchungen, mittels derer die Vorzugsorientierungen der Mikrorisse, d.h. die Lage der Haupttrissmaxima im Schmidt'schen Netz bestimmt wird. Für die Bestimmung der linearen Rissdichte (d_1) der zu einem Maximum gehörenden Mikrorisse wird der Dünnschliff ausgewählt, der den größten Winkel mit den Rissflächen einschließt. Senkrecht zum Streichen der Rissflächen werden definierte Messstrecken über den Dünnschliff gelegt, an denen die Risse gezählt werden, die einen 90° -Winkel mit der Messstrecke einnehmen.

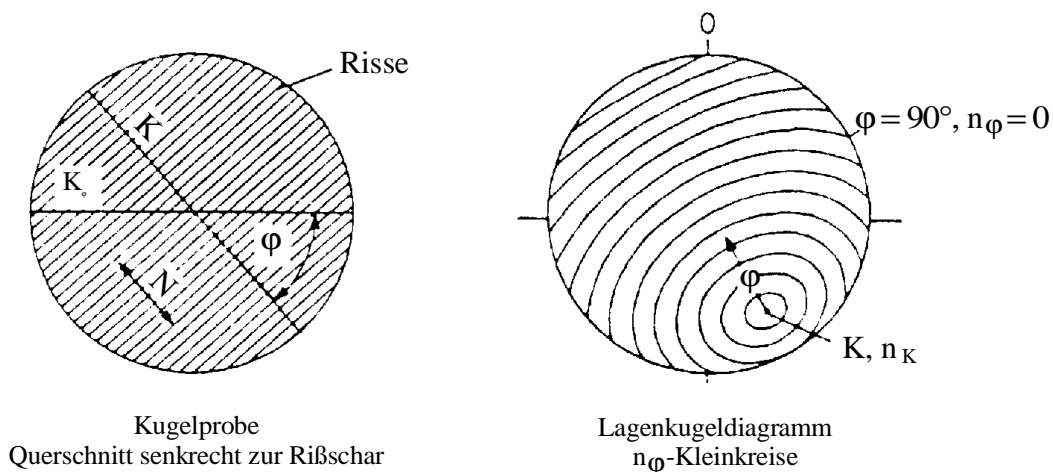
Die für die Messstrecke bestimmte Anzahl der Risse (n_M) wird mithilfe der Formel:

$$n_N = n_M / \sin\alpha$$

mit α = Winkel zwischen der durchschnittlichen Rissfläche und der Dünnschliffoberfläche, auf die Anzahl von Schnittpunkten (n_N) auf eine Messstrecke (N) gleicher Länge senkrecht zu der Risschar umgerechnet. Für die Angabe der linearen Rissdichte wird die Rissanzahl pro Messstrecke auf die Anzahl der Risse pro cm umgerechnet.

Für die Bestimmung der quantifizierten Risscharen muss die Rissanzahl (n_N) für den Kugeldurchmesser (K) bestimmt werden (n_K). n_K gibt die Anzahl der Schnittpunkte von Rissen und Durchmesser der Kugel im Polmaximum an. Für jeden anderen Kugeldurchmesser kann die Anzahl von Schnittpunkten mit den in Abb. 3.3 genannten Formeln berechnet werden. Im Lagenkugeldiagramm werden die Schnittpunkte der Risse mit den verschiedenen Kugeldurchmessern als Isolinien (Linien gleicher Anzahl von Schnittpunkten) als Kleinkreise dargestellt.

Die Lagenkugeldiagramme wurden mit dem Programm ISOTON (BRAUN) erstellt. Angegeben werden jeweils die Lage des Polmaximums und die Anzahl der Schnittpunkte für den dazugehörigen Kugeldurchmesser. Wenn mehrere Maxima vorliegen, kann durch die Überlagerung der Kleinkreisdiagramme ein Summendiagramm erzeugt werden.



$$n_K = (n_N \cdot K) / N; \quad n_K = (n_M \cdot K) / (\sin\alpha \cdot N); \quad n_\varphi = n_K \cdot \cos\varphi; \quad n_\varphi = (n_M \cdot K / \sin\alpha \cdot N) \cdot \cos\varphi$$

Abb. 3.3: Theoretische Grundlagen für die Quantifizierung von Rissdichten, berechnet für Kugelproben (Erläuterungen im Text; nach: VOLLBRECHT ET AL. 1994).

3.3 Petrophysik

3.3.1 Ultraschallgeschwindigkeitsanalyse

Von einer Schallquelle werden in einem anisotropen Medium in jeder Ausbreitungsrichtung drei elastische Wellen mit senkrecht zueinander stehenden Polarisationsrichtungen angeregt (z.B. HELBIG 1956). Die in der Ausbreitungsrichtung polarisierte Welle ist die Longitudinalwelle (P-Welle). Senkrecht zu ihr sind die Transversal- oder Scherwellen polarisiert.

Zur Bestimmung der P-Wellengeschwindigkeit (V_p) wurden zwei unterschiedliche Methoden genutzt. An zwei Proben wurden die V_p -Messungen mithilfe eines speziellen Druckbehälters bei unterschiedlichen Umschließungsdrücken (3 - 100 MPa) durchgeführt. An weiteren Proben wurden die V_p -Messungen in trockenem und wassergesättigtem Zustand vorgenommen.

V_p bei niedrigen Umschließungsdrücken ist einerseits beeinflusst durch die intrinsischen Gesteinseigenschaften, die materialspezifisch sind, andererseits durch einen druckabhängigen Geschwindigkeitsanteil, der durch offene Mikrorisse und -poren bedingt ist (z.B. SIEGSMUND 1989; SIEGSMUND ET AL. 1993). Die Druckabhängigkeit der Wellengeschwindigkeiten ist in Abb. 3.4a - c für zwei repräsentative senkrecht zueinander orientierte Ausbreitungsrichtungen (X, Z) dargestellt. Bis etwa 100 bis 150 MPa zeigen alle Kurven mit zunehmendem Umschließungsdruck einen deutlichen Geschwindigkeitsanstieg an, der durch das Schließen der Mikrorisse und Porenräume bedingt ist. Mit zunehmendem Schließen der Risse nähern sich die Kurven einer Geraden an, d.h. es tritt kaum noch eine Änderung der materialspezifischen Geschwindigkeitskennwerte ein. Abb. 3.4a zeigt die V_p -P-Beziehungen in zwei Richtungen in einem isotropen Gestein. Die Geschwindigkeitszunahme ist für beide Richtungen identisch. Die Extrapolation der linearen Kurvenabschnitte zwischen 100 bis 400 MPa ergibt die Geschwindigkeit $V = V_0$ für ein riss- und porenfreies isotropes Gestein. Der durch Mikrorisse beeinflusste Geschwindigkeitsanteil kann als Differenz ΔV_p gemessen unter hohen und niedrigen Umschließungsdrücken quantifiziert werden. Der effektive Betrag des Mikrorissanteils, um den die Geschwindigkeit reduziert wird, ist der Bereich zwischen der V_0 -Kurve und dem eigentlichen Geschwindigkeitsverlauf als Funktion des Drucks (grau unterlegte Fläche in Abb. 3.4a).

Während in Abb. 3.4a von einer regellosen Verteilung der Mikrorisse auszugehen ist, zeigt Abb. 3.4b für die beiden Ausbreitungsrichtungen X und Z einen unterschiedlichen Anstieg der Geschwindigkeiten, was auf eine Vorzugsorientierung der Mikrorisse hinweist. Die intrinsischen Eigenschaften sind indes als isotrop anzusehen. Die in Abb. 3.4c dargestellte V_p -P-Beziehung spiegelt eher den in der Natur zu beobachtenden Zustand wider. Neben dem richtungsabhängigen Mikroriss-induzierten Geschwindigkeitsanteil sind auch die intrinsischen Eigenschaften anisotrop (richtungsabhängig). Je nach der Symmetrie des anisotropen Mediums werden die elastischen Eigenschaften durch eine Anzahl unabhängiger elastischer Konstanten beschrieben (z.B. GEBRANDE 1982). Die in Abb. 3.4c dargestellte Anisotropie kann als hexagonal oder transversalisotrop bezeichnet werden: in der horizontalen Ebene des Lagenbaus sind die Geschwindigkeiten in allen Richtungen identisch, senkrecht dazu sind sie deutlich reduziert. Aus den richtungsabhängig voneinander abweichenden Geschwindigkeiten, kann die Anisotropie der V_p -Verteilung für jede Druckstufe nach folgender Formel berechnet werden:

$$A [\%] = (V_{p_{\max}} - V_{p_{\min}}) / V_{p_{\max}} \cdot 100.$$

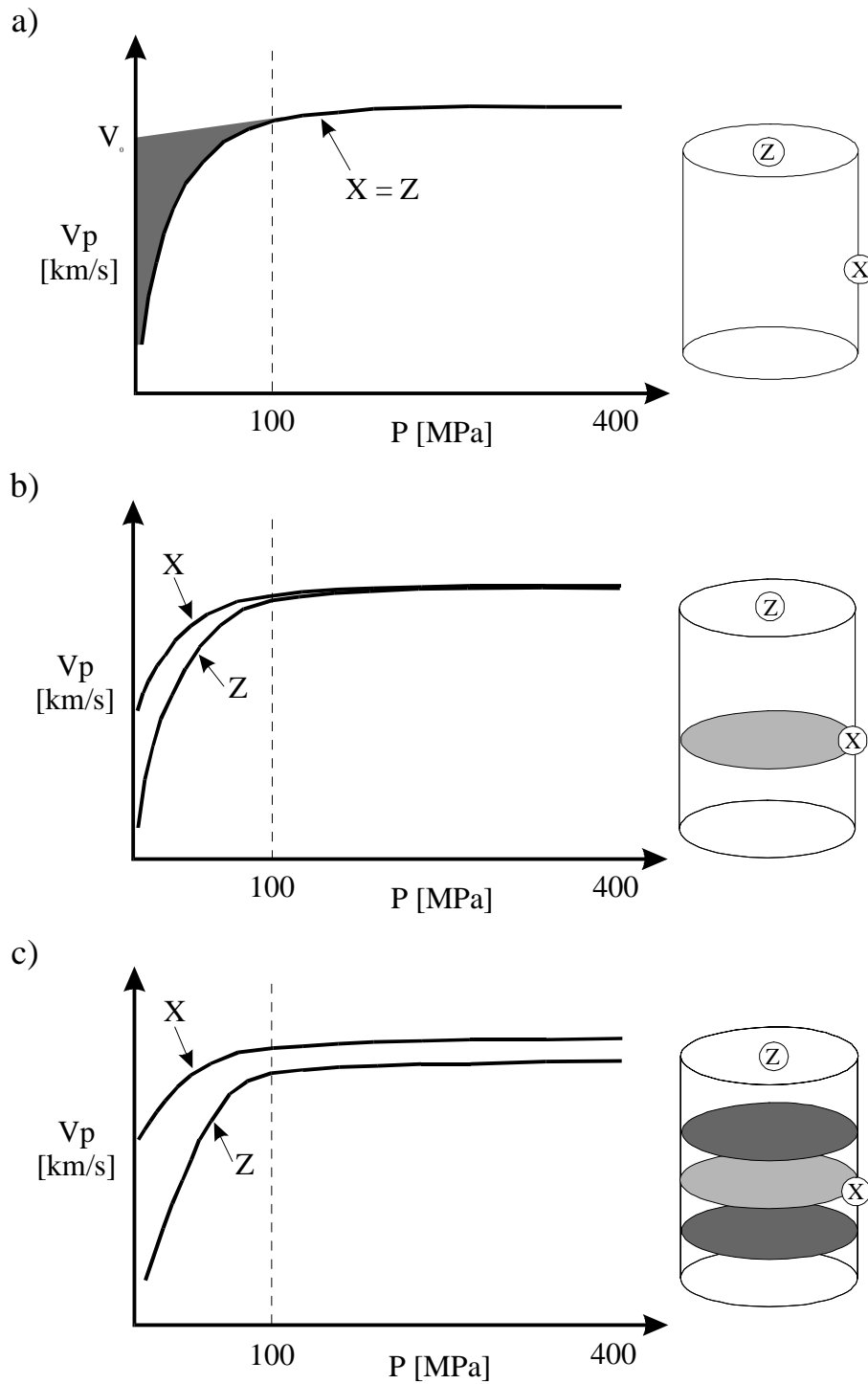


Abb. 3.4: Schematische Darstellung der Druckabhängigkeit der P-Wellengeschwindigkeiten (V_p) für a) isotropes Gestein, b) eine Vorzugsorientierung der Mikrorisse und Mikroporen im Gestein und c) eine Vorzugsorientierung der Mikrorisse und -poren sowie eine transversalisotrope Symmetrie (Schichtungsanisotropie) im Gestein; X und Z bezeichnen zwei senkrecht zueinander orientiert ausgewählte Ausbreitungsrichtungen der P-Wellen; nähere Erläuterungen s. Text (DÜRRAST ET AL. 1999).

Zusätzlich zu den V_p -Bestimmungen in Abhängigkeit vom Umschließungsdruck wurden richtungsabhängige V_p -Verteilungen an trockenen ($V_{p, \text{dry}}$) und wassergesättigten ($V_{p, \text{sat}}$) Proben bei Atmosphärendruck bestimmt. Die meisten natürlichen Gesteine liegen nicht in trockenem, sondern in wassergesättigtem Zustand vor, weshalb die Bestimmung von $V_{p, \text{sat}}$ eher den natürlichen Verhältnissen entsprechen sollte (z.B. POPP 1994). Die P-Wellengeschwindigkeiten in wassergesättigten Gesteinen sind bei Atmosphärendruck höher als für trockene Gesteine, unterscheiden sich aber nur geringfügig bei höherem Umschließungsdruck (POPP & KERN 1995).

Experimentelle Laboruntersuchungen von NUR & SIMMONS (1969) zeigten, dass mit einer Erhöhung der Wassersättigung auch eine Erhöhung der P-Wellengeschwindigkeit zu beobachten ist, während die Geschwindigkeit der S-Wellen annähernd konstant bleibt.

SOFFEL ET AL. (1992) untersuchten Proben aus der KTB-Bohrung unmittelbar nach der Kernentnahme, um den Effekt der Rissbildung durch Relaxation (Entspannung nach Entnahme aus dem in situ-Spannungsfeld) möglichst gering zu halten, und 34 Tage nach der Kernentnahme. In der Wiederholungsmessung an einem Paragneis (820 Re) wurde eine extreme Abnahme der minimalen Geschwindigkeit bei gleichzeitig fast konstanter maximaler Geschwindigkeit beobachtet (Abb. 3.5). Dies deutet auf eine Relaxationsrissbildung parallel zur Foliation hin. Nach der Lagerung im Wassertank über einen Zeitraum von 72 Stunden lagen die Werte nur noch geringfügig niedriger als bei der ersten Messung.

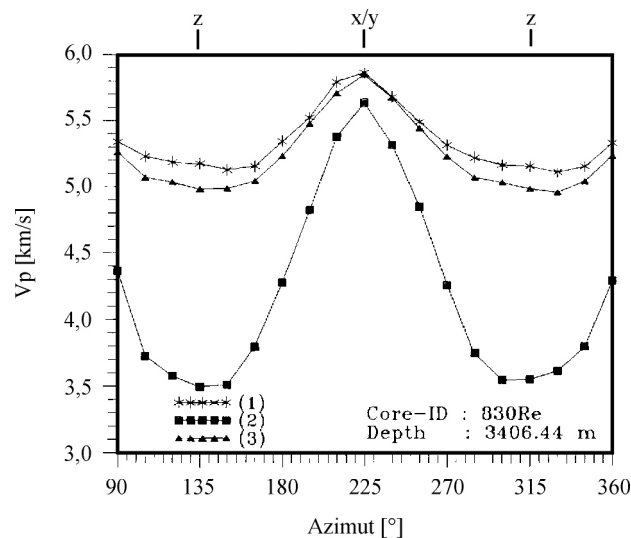


Abb. 3.5: V_p als Funktion des Azimuts der Wellenausbreitung gemessen 1) eine Stunde nach der Bohrkernentnahme, 2) luftgetrocknet, 34 Tage nach der Bohrung und 3) nach 72 Stunden im Wassertank, 37 Tage nach der Bohrung. Die maximalen P-Wellengeschwindigkeiten werden in dem deutlich foliierten Gneiss parallel zur Foliation erreicht in x bzw. y-Richtung. Z gibt die Richtung der minimalen P-Wellengeschwindigkeit parallel zum Foliationspol an (SOFFEL ET AL. 1992).

Unabhängig vom methodischen Ansatz werden die P-Wellengeschwindigkeiten (V_p) an orientiert entnommenen Kugelproben ($\varnothing = 50 \pm 0,01$ mm) gemessen. An den Kugelproben werden zwei Kupplungen befestigt, die den Einbau der Probe in die Messapparatur ermöglichen. Zum Schutz vor dem Druckmedium (Hochdrucköl) werden die Proben mit einer Kunstharzschicht versiegelt. Der schematische Versuchsaufbau zur Bestimmung der vollständigen V_p -Verteilung ist in Abb. 3.6 dargestellt. Die V_p -Messungen erfolgen nach dem

Durchschallungsverfahren (pulse transmission technique; PROŠ & VANEK 1960), wobei die Wellenanregung mittels piezoelektrischer Keramiken mit verschiedenen Anregungsfrequenzen (z.B. 0,5 - 2 MHz) erfolgt. Durch die Kombination der Drehung der Kugelprobe um die vertikale Achse und einer Kippung der piezoelektronischen Schwinger um eine horizontale Achse werden die Geschwindigkeiten [km/s] in einem nahezu flächendeckenden Messraster bestimmt. Eine detaillierte Darstellung des Messaufbaus und der erforderlichen Eichung des Messaufbaus findet sich bei WEIB (1998).

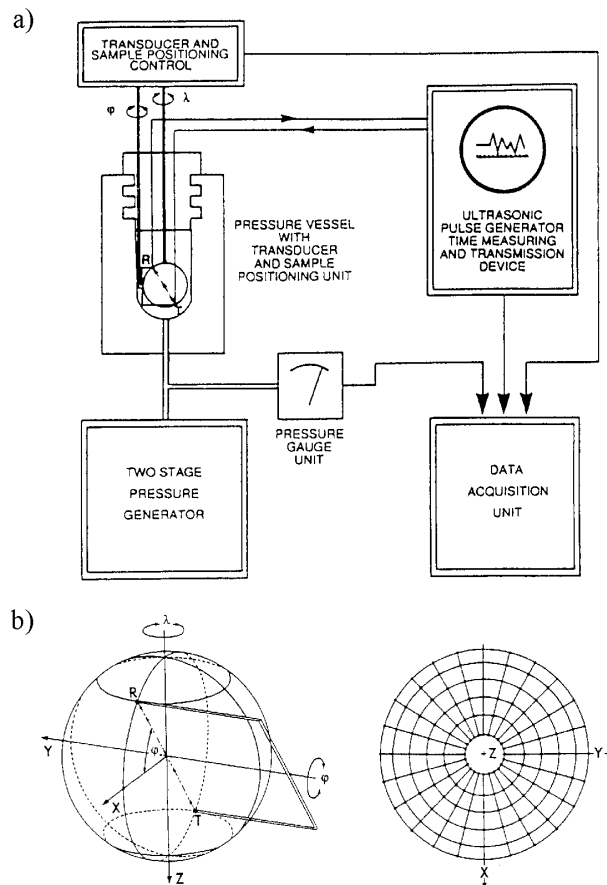


Abb. 3.6: Messung der P-Wellengeschwindigkeiten: a) Schematische Darstellung des Messaufbaus. Die Schwinger sind mit T (Transmitter) und R (Receiver) gekennzeichnet; b) Darstellung der Messgeometrie und des Messrasters in der Lambert'schen Projektion (untere Halbkugel), φ ist der Rotationswinkel der Schwinger, λ ist der Rotationswinkel der Kugelprobe um die Z-Achse (SIEGSMUND ET AL. 1993).

Bei der Bestimmung von V_p können verschiedene Parameter zu einem Fehler bei der Datenerfassung und -auswertung führen (z.B. Genauigkeit des Kugelprobendurchmessers und der Harzschicht, Verformung der Schwinger, Bestimmung des ersten Einsatzes des Signals; Details s. WEIB 1998). Würden sämtliche Fehler bei einer Messung auftreten, würden sie einen Gesamtfehler von 1,5 - 2% ergeben. Realistisch ist ein Fehler von 1%.

3.3.2 Scherwellendoppelbrechung

Der Übergang einer Welle von einem isotropen in ein anisotropes Medium verursacht ein Aufspalten der Welle in zwei senkrecht zueinander schwingende Scherwellen, wobei die Polarisationsrichtung der jeweiligen Welle vom Gefüge der Probe bestimmt wird (s. Abb. 3.7; HELBIG 1956). Somit stellt das Scherwellensplitting einen Indikator für seismische Anisotropien dar. Die Scherwellen pflanzen sich nach ihrer Aufspaltung mit unterschiedlicher Geschwindigkeit fort.

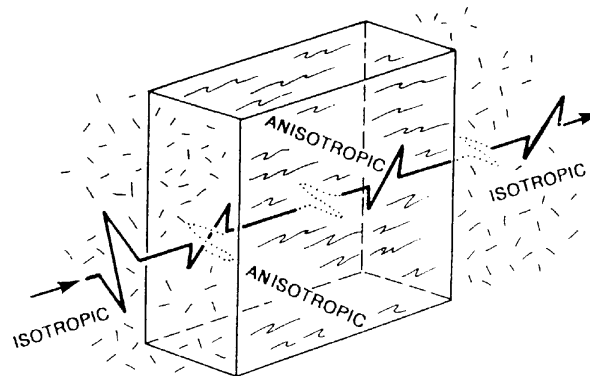


Abb. 3.7: Scherwellensplitting in einem anisotropen Medium (CRAMPIN 1981).

Für die Bestimmung der Scherwellendoppelbrechung wurden Zylinderproben in drei orthogonalen Schnittlagen verwendet ($\varnothing = 30 \text{ mm}$, $l \approx 30 \text{ mm}$; Abb. 3.1). Die Probe wird in der Druckkammer mit einem Viton-Schrumpfschlauch befestigt, der das Eindringen des Hochdrucköls in die Probe verhindert. Es kann ein hydrostatischer Öldruck von bis zu 400 MPa erzeugt werden (Abb. 3.8). Die Geschwindigkeiten werden jeweils mit einem P-Wellenschwinger und zwei senkrecht zueinander angeordneten S-Wellenschwingern gemessen (für Details s. JAHNS (1995)). Vor der eigentlichen Messung der Wellengeschwindigkeiten wurden die Polarisationsrichtungen der S-Wellen bestimmt, da nur Anteile der S-Wellen gemessen werden können, wenn die Schwinger, die die Wellen aufnehmen, in einer abweichenden Position angebracht werden.

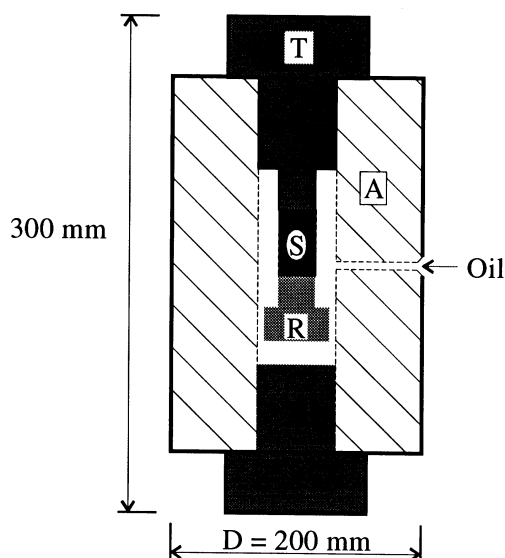


Abb. 3.8:
Schematischer Versuchsaufbau zur simultanen Bestimmung der P- und S-Wellengeschwindigkeiten an Zylinderproben unter hydrostatischen Druckbedingungen bis 400 MPa;
T = Sender, R = Empfänger, S = Zylinderprobe, A = Druckkammer (nach JAHNS 1995).

3.3.3 Permeabilität

Die Permeabilität K ist ein Maß für den Porenraum eines Gesteins, der von einem gasförmigen oder flüssigen Stoff durchströmt werden kann. Im Allgemeinen wird die Permeabilität als unabhängig von den hydraulischen Eigenschaften des Gases oder Fluids angesehen. K wird entweder in Darcy [D] oder mit der Dimension einer Fläche [m^2] angegeben.

Die Durchlässigkeit eines Gesteins ist von den geometrischen Faktoren des Porenraums abhängig. Insbesondere die Konnektivität, Größe, Form und Rauigkeit der Fließkanäle haben großen Einfluss auf die Permeabilität. K wurde in Abhängigkeit vom Umschließungsdruck (bis 100 MPa) an orientierten Zylinderproben ($\varnothing = 30$ mm, $l = 20$ bis 30 mm) bestimmt. Bei der als *pressure transient method* bezeichneten dynamischen Messmethode wird Argon als Fließmedium verwendet (NOVER ET AL. 1995). Das Gas wird auf der Vorderseite des Probenzylinders mit konstantem Druck (5 MPa) in die Probe gepresst. Die Druckzunahme bei konstantem Volumen wird auf der Rückseite gemessen. Auf Basis der Darcy-Gleichung wird aus der zeitabhängigen Druckzunahme die Permeabilität berechnet (Details s. ZOBACK & BYERLEE 1975):

$$K = Q \cdot \eta \cdot l / \Delta p \cdot S,$$

mit Q = Volumen des Gasdurchflusses durch die Probe pro Zeiteinheit, η = Viskosität des Gases, l = Länge der Probe, Δp = Druck-Gradient und S = Oberfläche der Probe.

3.3.4 Porosität

Als Porosität [%] wird das Verhältnis zwischen dem offenen Volumen und dem Gesamtvolumen eines Gesteins bezeichnet. Dabei wird unterschieden zwischen der Gesamtporosität, die sowohl die verbundenen als auch die isolierten offenen Poren umfasst, und der effektiven Porosität, bei der lediglich die verbundenen Poren erfasst werden.

Die *effektive Porosität* wurde mittels Auftriebswägung an Probenzylindern bestimmt. Als Medium wurde Wasser verwendet. Die Masse der extrahierten, trockenen Probenzylinder wurde ermittelt. Zusätzlich muss das Gewicht derselben Probenzylinder wassergesättigt an der Luft und im Wasser bestimmt werden. Das Volumen des aufgenommenen Wassers, das den verbundenen Porenraum der Proben füllt, kann aus der Gewichts Differenz zwischen wassergesättigtem und trockenem Probenzylinder (beide Wägungen an der Luft) berechnet werden.

Aus der Massendifferenz des wassergesättigten Probenzylinders an der Luft und im Wasser lässt sich über die Dichte des Wassers das Volumen des verdrängten Wassers bestimmen. Das Gesamtvolumen des Probenzylinders entspricht dem Volumen des Wassers, das bei der Messung des wassergesättigten Probenzylinders im Wasser verdrängt wird. Die effektive Porosität ergibt sich aus dem Verhältnis des Volumens des aufgenommenen zu dem Volumen des verdrängten Wassers.

Die *äquivalenten Poreneintrittsradien* wurden mittels Quecksilber-Porosimetrie bestimmt. Mit dem verwendeten Hg-Porosimeter 2000 wurden Kapillardruckkurven bis zu einem Druck von 200 MPa gemessen. Der Druck wird schrittweise erhöht, während der verbundene Porenraum der Probe mit Quecksilber gefüllt wird. Aus der Oberflächenspannung ($\sigma = 480$ mN/m) und dem

Randwinkel ($\vartheta = 141,3^\circ$) zwischen Quecksilber und Luft wird der Kapillarradius (r) für den jeweiligen Druck (P) bestimmt (DOVETON 1987):

$$r = 2 \cdot \sigma \cdot \cos \vartheta / P.$$

Der Druck, der aufgewendet werden muss, um eine Pore mit Quecksilber zu füllen, ist abhängig von der Größe der engsten Stelle der Pore. Diese Stelle entspricht dem äquivalenten Poreneintrittsradius.

3.3.5 Bestimmung der inneren Oberfläche

Die Bestimmung der inneren Oberfläche [m^2/g] erfolgte mittels einer Adsorptionsmethode. Das als BET-Methode (benannt nach den Autoren Brunauer, Emmet und Teller; BRUNAUER ET AL. 1938) bezeichnete Verfahren basiert auf der physikalischen Adsorption von Inertgasen (hier Stickstoff, N_2).

Da bei dieser Methode als Maßstab Moleküle verwendet werden, ist gewährleistet, dass die innere Oberfläche passend für die chemischen und viele physikalischen Reaktionen bestimmt wird (POSCHLOD 1990). Die adsorbierte Gasmenge wird bei konstanter Temperatur als Funktion des steigenden Gleichgewichtsdruckes gemessen.

Nach der Formel:

$$S_{\text{por}} = S_{\text{g}} \cdot \rho_{\text{matrix}} \cdot (1-\phi)/\phi \quad (\text{mit } \rho = \text{Dichte, } \phi = \text{Porosität})$$

können die massenspezifischen Werte der inneren Oberfläche (S_{g}) über die Matrixdichte und die Porosität in volumenspezifische Oberflächenwerte (S_{por}) umgerechnet werden. Aus messtechnischen Gründen liefert die Methode erst ab $0,2 \text{ m}^2/\text{g}$ brauchbare Werte. Detaillierte Darstellungen dieser Methode geben z.B. ROBENS ET AL. (1981) und RIEPE (1984).

3.3.6 Thermische Dilatation

Zur Bestimmung der thermischen Dilatation (TD) wurde an sechs Probenquadrern, die parallel der Gefügeachsen und parallel der Winkelhalbierenden präpariert wurden ($10 \cdot 10 \cdot 50 \text{ mm}$; vergl. Abb. 3.1), die Ausdehnung in Richtung der Längsachse als Folge thermischer Beanspruchung gemessen.

Die lineare Ausdehnung wichtiger gesteinsbildender Minerale ist in Abb. 3.9 in Abhängigkeit von der Temperatur dargestellt. Insbesondere Quarz zeigt eine deutliche lineare Ausdehnung, die abhängig von der Kristallorientierung (parallel oder senkrecht zur c -Achse) unterschiedlich ausgeprägt ist. Die durch die Temperaturerhöhung ausgelöste Ausdehnung führt bei Zunahme des Volumens zu einer Abnahme der Dichte der Minerale (WINKLER 1994).

Die Ausdehnung der Proben wird mittels induktiver Wegaufnehmer mit einer Wegauflösung von $1 \mu\text{m}$ bestimmt. Der Ausdehnungskoeffizient α kann nach der Formel

$$\alpha = \Delta l / l \cdot \Delta T$$

mit $l = \text{Ausdehnung [m]}$, $l = \text{Länge des Probenkörpers [m]}$, $T = \text{Temperaturänderung [}^\circ\text{C]}$

bestimmt werden. Die Heizrate lag bei $1 \text{ }^\circ\text{C}/\text{min}$, maximal wurden die Proben auf $80 \text{ }^\circ\text{C}$ aufgeheizt. Eine bleibende Verformung tritt bei einer bestimmten Temperatur auf, sodass auch der Wert ϵ als Verhältnis von Δl zu l für die Angabe der Längenänderung verwendet werden kann. Mathematisch entspricht die thermische Dilatation einem Ellipsoid (Tensor 2. Stufe).

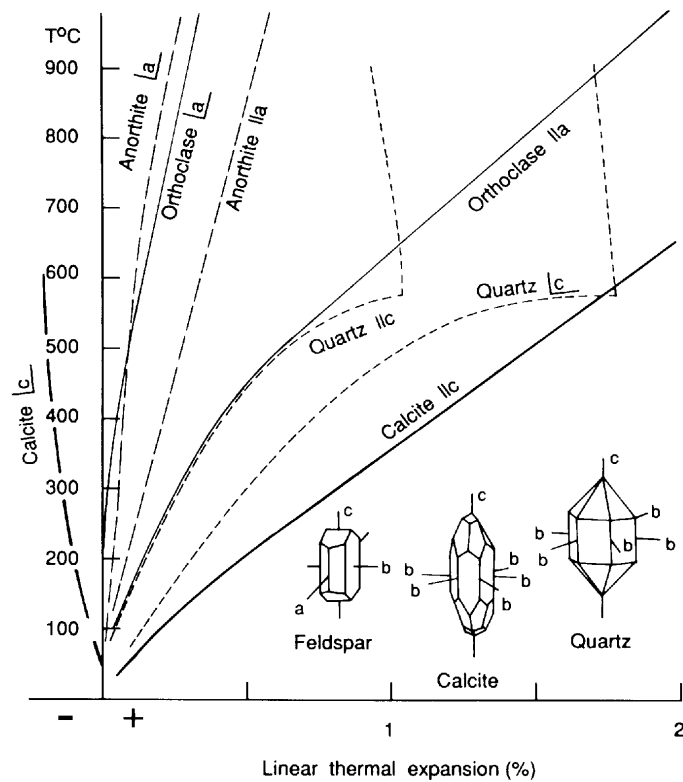


Abb. 3.9: Lineare Expansion von Quarz, Calcit und wichtigen Feldspäten (nach SKINNER 1966, WINKLER 1994).

Zur Überprüfung der Übertragbarkeit der Ergebnisse auf Gesteine mit vergleichbarem Gesteinsgefüge wurde zusätzlich zu diesen Proben eine weitere Probe aus dem Umgebungsgestein der CP-Scherzone (**HS2**) sowie eine Probe aus unmittelbarer Nähe der MI-Scherzone (s. Abb. 2.2) untersucht (**SZ2**; Tab. 4.1). Für den Vergleich der ungetränkten und getränkten Proben wurde neben dem Gefüge die Ausbildung und Vorzugsorientierung der Mikrorisscharen sowie die richtungsabhängige Permeabilität und die Porosität ermittelt.

Sowohl die Scherzone, die für das Projekt CP gewählt wurde, als auch die für die Migrationsuntersuchungen (MI) ausgewählte Scherzone liegen im Grimsel-Granodiorit, sie wurden während der alpidischen Orogenese duktil gebildet. Die WSW-ENE streichenden Scherzonen verlaufen parallel zur regionalen Schieferung des Grimsel-Granodiorits und werden somit zur alpidischen Hauptschieferung S_2 gezählt (vergl. Kap. 2; Abb. 2.3). Die ausgebildete Streckungslineation fällt ebenso wie die Scherzonen steil nach SSE ein. In der heutigen Raumlage weist sie auf steile WNW-gerichtete Bewegung hin. Die Mächtigkeit der Scherzonen variiert von 15 bis maximal 90 cm. Für die MI-Scherzone wurde ein Scherbetrag von mindestens 3 m bestimmt (BOSSART & MAZUREK 1991).

Für die Untersuchung der Mikroporosität eines möglichst schwach vergneisten Umgebungsgesteins wurde eine Probe aus dem Zentralen Aaregranit gewählt (mit **Granit** bezeichnet; s.a. Abb. 2.2; Tab. 4.1). Zusätzlich zur Mikrorissanalyse und der Gefügeuntersuchung wurde sowohl die Permeabilität und Porosität als auch die innere Oberfläche des Granits bestimmt.

Die Untersuchung der sekundären Fluideinschlüsse und die Dekripitationsuntersuchungen wurden ausschließlich an den ungetränkten Proben durchgeführt, da ein Einfluss des injizierten Acrylharzes auf die thermischen Untersuchungen nicht auszuschließen war.

Tab. 4.1: Zusammenstellung der untersuchten Proben bezüglich ihrer Position zu einer Scherzone sowie die aus den Bohrungen 97.004, 97.005 und 97.006 ausgewählten Kernsegmente

Lage der Probe	Probenbezeichnung	Harztränkung	Bohrung
unmittelbar im Liegenden der Scherzone	LS	ja	97.006
	LSu	-	97.006
unmittelbar im Hangenden der Scherzone	SZ1	ja	97.005
	SZ1u	-	97.004
	SZ2	-	
Umgebungsgestein der Scherzone aus der hangenden Scholle	HS1	ja	97.004
	HS1u	-	97.004
	HS2	-	
gering vergneistes Nebengestein	Granit	-	

5. Petrographie, Gefüge und Mikrorisse

5.1 Petrographie und Gefüge

Die Beschreibung der Petrographie und des Gefüges erfolgt in Abhängigkeit von der Zugehörigkeit der Proben zum Grimsel-Granodiorit (GrGr; SZ1, SZ2, HS1, HS2, LS) bzw. Zentralen Aaregranit (ZAGr; Granit).

Für die Proben HS1, SZ1, LS und den Granit wurde die mineralogische Zusammensetzung mittels Punktzählverfahren an Dünnschliffen in den Schnittlagen senkrecht zur Foliation (xz, yz; s. Abb. 3.1) bestimmt. Die gemittelten Ergebnisse sind in Tab. 5.1 dargestellt. Die Feldspatrekristallisate konnten aufgrund ihrer geringen Korngröße nicht exakt bestimmt werden. Als Akzessorien sind Minerale < 1 Vol.% bezeichnet. Im Streckeisen-Diagramm plotten alle Proben mit Ausnahme von SZ1 im Granitfeld.

Tab. 5.1: Ergebnisse der Modalanalyse der Proben HS1, SZ1, LS und des Granits in Vol.%

Probe	HS1	SZ1	LS	Granit
Quarz	27	28	27	32
Plagioklas	30	29	33	28
Kalifeldspat	20	12	24	30
Biotit	7	11	8	5
Hellglimmer	5	4	2	2
Feldspatrekristallisate	6	10	2	-
Akzessorien	5	6	4	3

Grimsel-Granodiorit

Bei dem auf das Grimselgebiet beschränkten GrGr handelt es sich um einen dunklen Metagranit bzw. -granodiorit. Makroskopisch sind hellgraue bis weiße Plagioklase und Kalifeldspäte, Quarz und Biotit erkennbar (s. Taf. 1a - f). Stellenweise ist eine Grünfärbung im Handstück zu erkennen, die auf Chlorit und Epidot zurückzuführen ist.

Die mineralogische Zusammensetzung der Proben des GrGr ist weitgehend sehr ähnlich, die Anteile der Hauptgemengteile Quarz und Plagioklas liegen bei 27 bis 28 Vol.% bzw. zwischen 29 und 33 Vol.%. Der Anteil des Kalifeldspats variiert deutlicher, in SZ1 ist er mit 12 Vol.% am niedrigsten (vergl. Tab. 5.1). Der Anteil des Biotits in SZ1 ist gegenüber den übrigen Proben leicht erhöht. Als Akzessorien sind in allen Proben Hellglimmer, Chlorit, Epidot, Titanit, Apatit, Zirkon, Granat, Calcit und die Erze Pyrit und Ilmenit enthalten.

Die ursprünglich als Oligoklas kristallisierten Plagioklase sind weitgehend saussuritisiert, wobei die Anorthitkomponente in Epidot, die Albitkomponente in Hellglimmer umgewandelt wurde (z.B. Taf. IIa, b, f; Taf. Va, b). Zusätzlich enthalten die Plagioklase viele Mineraleinschlüsse, die jedoch aufgrund ihrer geringen Größe nicht näher bestimmt werden konnten. Die Wachstums-

zonierung der hypideomorph bis xenomorph ausgebildeten Plagioklase kann dennoch mithilfe der Kathodolumineszenz- (KL-) Mikroskopie nachgewiesen werden (Taf. Vc, d), ebenso wie die Anwachsäume von Albit, der die reliktschen Plagioklaskörner überwächst.

Die Kalifeldspäte kristallisierten ursprünglich als Orthoklase (KEUSEN ET AL. 1989). Sie liegen heute oft umgewandelt in Mikroklin vor (z.B. Taf. IIIc). Auch eine perthitische Entmischung des Kalifeldspats ist häufig zu beobachten. Teilweise ist noch die Verzwillingung nach dem Karlsbader Gesetz erkennbar (z.B. Taf. IIc). Die meist einschlussarmen Kalifeldspäte sind hypideomorph, im Einzelnen auch xenomorph ausgebildet. Eine Alteration der Kalifeldspäte konnte mittels KL-Untersuchungen nachgewiesen werden. Die meist blaue Lumineszenzfarbe der Feldspäte wird durch hellbraune Töne vom Kornrand aus verdrängt (Taf. Ve, f). Die unterschiedlichen KL-Farben des Kalifeldspats in Tafel Vg, h sind ebenfalls auf chemische Umwandlungen zurückzuführen: mit fortschreitender Deformation nehmen die Na_2O -, CaO - und MgO -Gehalte zu, während die K_2O -Gehalte abnehmen (KEUSEN ET AL. 1989). Die Korngröße der Kalifeldspäte variiert von wenigen 100 μm bis zu 1 - 2 cm. Die maximale Größe der Plagioklase liegt etwas darunter. Die rekristallisierten Feldspäte erreichen Korngrößen von einigen 10 μm .

Die Quarze bilden meist equigranulare Quarzaggregate, deren xenomorph bis hypideomorph ausgebildeten Quarzkörner dynamisch rekristallisiert sind. An den noch reliktsch vorhandenen größeren xenomorphen Quarzkörnern lässt sich neben einer meist deutlichen undulösen Auslöschung Subkornbildung mit Übergängen zu Rekristallisaten beobachten (Taf. IIb, e). Die Quarze besitzen entsprechend ein breites Korngrößenspektrum von etwa 1 cm bis zu wenigen 10 μm , dabei erreichen die meisten Körner Größen von wenigen 100 μm . An den Quarzkörnern kann nur sehr schwache bis keine Lumineszenz festgestellt werden (Taf. Va, b), was auf eine metamorphe Überprägung der Quarze hinweist (MARSHALL 1988). Quarzaggregate bilden häufig die Mineralfüllung mineralisierter Risse in den Feldspäten, vorwiegend in den Kalifeldspäten (Kap. 5.2.1). Die Glimmerkorngrößen entsprechen in etwa denen der Quarze, wobei die Hellglimmer, meist sekundär gebildet, eher geringere Größen im 10'er μm Bereich aufweisen. Die Hellglimmer treten häufig in feinschuppigen Aggregaten auf. Der überwiegend rekristallisierte Biotit bildet meist mehr oder weniger ideomorphe Minerale aus, die nur geringen Pleochroismus aufweisen. Häufig sind die rekristallisierten Biotitminerale mit ihrer Langachse parallel zur Lineation ausgerichtet (Taf. IIIf). Anhand der teilweise zu beobachtenden Chloritisierung der Biotite zeigt sich eine hydrothermale Alteration der Proben (z.B. Taf. IVa, b). Der Biotit wurde dabei meist parallel zu den (001)-Spaltflächen in Chlorit umgewandelt. Teilweise tritt der hydrothermal gebildete Chlorit auch in feinkörnigen Aggregaten auf, wobei diese den Biotit meist vollständig verdrängen.

Gefügecharakteristik

Probe SZ1 und SZ2

Die Gesteine weisen eine deutliche makroskopische Foliation auf, die durch eingeregelt Quarzlinsen und Glimmerminerale abgebildet wird (Taf. Ic, d; Abb. 5.1a, b). Die eingeregelten größeren Feldspäte lassen das Gestein augengneisartig erscheinen. Die Lineation der Gesteine ist anhand der häufig länglich ausgebildeten, parallel ausgerichteten Feldspäte erkennbar (Taf. Id). Die bildanalytische Auswertung der makroskopischen Gefügeelemente zeigt ebenfalls die deutliche Vorzugsorientierung der Kornlangachsen parallel zur Foliation und Lineation

(Abb. 5.1a - d). Zusätzlich sind in der Schnittlage xz (vergl. Abb. 5.1c) durch Glimmerminerale gebildete Scherbänder eines sc-Gefüges sowie duplex-artige Strukturen ausgebildet, die einen dextralen Schersinn erkennen lassen. Die Korngrenzen in der Schnittlage xy zeigen eine bevorzugte Ausrichtung parallel zur Lineation (Abb. 5.1e, f).

Die Gefüge der Proben weisen zusätzlich zu der auf duktile Deformation zurückzuführenden Foliation anhand kataklasierter Feldspäte auch bruchhaft deformierte Komponenten auf. Eine eindeutige zeitliche Reihenfolge der duktilen und spröden Deformation zeigt sich jedoch in keiner Probe. Die unterschiedlichen Deformationsstile innerhalb einer Probe werden auf lokal abweichende Deformationsparameter sowie auf das unterschiedliche Temperatur abhängige Verhalten der Minerale während der syntektonischen Metamorphose zurückgeführt. Die Quarze und Biotite reagieren oberhalb ca. 300 °C im Gegensatz zu den Feldspäten duktil, sodass sie leichter rekristallisierten als die Feldspäte, die eher spröde deformiert wurden. Lediglich in den mylonitisierten Bereichen von SZ1 und SZ2 können häufiger rekristallisierte Feldspäte beobachtet werden. Aus dem unterschiedlichen Deformationsverhalten resultiert die große Korngrößenvariation der Minerale, die Feldspäte bilden im Gegensatz zu Quarz und Biotit meist wesentlich größere Körner. In allen Proben zeigt sich zusätzlich eine Abhängigkeit der Korngröße vom Deformationsgrad des Gesteins, in stärker deformierten Zonen sind die Korngrößen allgemein geringer. Durch die Verdrängung des Kalifeldspats durch Hellglimmer wurde das Gestein insgesamt duktiler.

Mikroskopisch ist die deutliche Regelung der Proben besonders anhand der Ausrichtung der (001)-Spaltflächen der überwiegend rekristallisierten Biotitminerale und neu gebildeten Hellglimmer parallel zur Foliation zu erkennen, wobei die Glimmer häufig auch die größeren porphyrischen Feldspatkörner sowie Quarzlinsen equigranularer Quarzkörner umfließen. Die Feldspäte insbesondere die Kalifeldspäte sind durch spröde Deformation kataklasiert (s.a. Abb. 5.1a). Die Bruchzonen sind verheilt durch Quarz, Glimmer (Biotit und Hellglimmer), polysynthetisch verzwilligten Albit und Kalifeldspat (Taf. IIIc). Die kleineren Plagioklaskörner sind meist eher linsenförmig deformiert (Taf. IIIb). Sowohl die Feldspäte als auch die Quarzlinsen zeigen vorzugsweise eine längliche Form, aus deren subparalleler Ausrichtung die Lineation der Proben resultiert. Stellenweise geht die engständige Foliation in mylonitisierte Bereiche über, in denen eine dynamische Rekristallisation der Feldspäte zu beobachten ist (Taf. IIIb, e). Die Hellglimmer in den mylonitisierten Zonen sind sehr fein verschuppt.

Eine kristallographische Vorzugsorientierung der Feldspäte auf der Basis der Zwillingslamellen lässt sich nur in SZ2 feststellen, in der die Zwillingslamellen in großem Winkel zur Foliation liegen. Die Spaltflächen der Feldspäte sind bevorzugt senkrecht zur Foliation ausgerichtet.

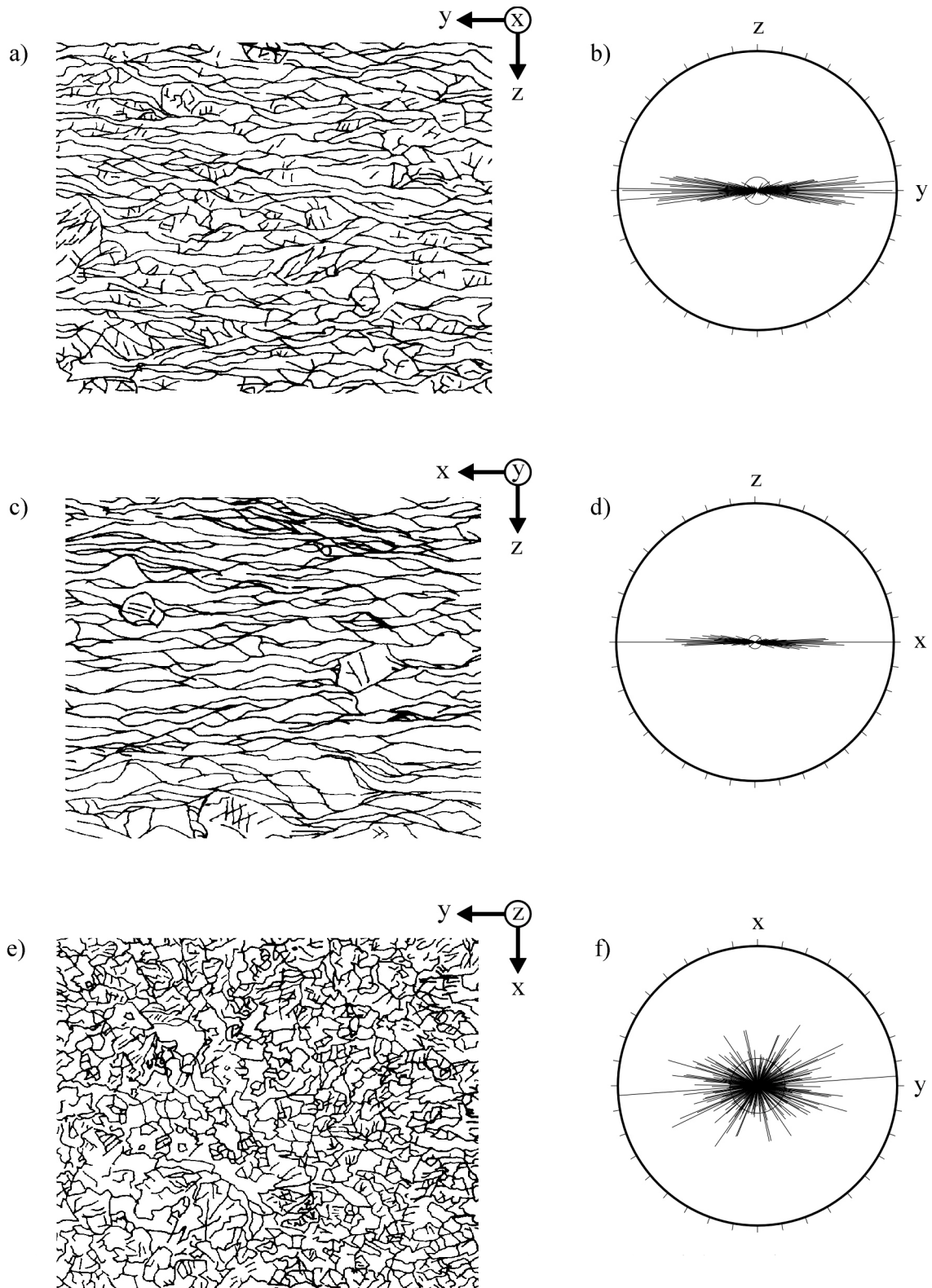


Abb. 5.1: Makroskopisches Gefüge der Probe SZ2 in den drei orthogonalen Schnittlagen a) yz, c) xz und e) xy; b, d, f) Korngrenzenorientierung der bildanalytisch ausgewerteten Schnittlagen; horizontale Bildkante entspricht in a) 7,9 cm, c) 7,8 cm, e) 8,2 cm; nähere Erläuterungen s. Text.

Probe HS1 und HS2

Die Skizzen der Handstücke in den Schnittlagen senkrecht zur Foliation sowie ihre bildanalytische Auswertung zeigen wie für die Proben SZ eine bevorzugte Ausrichtung der Korngrenzen parallel zur Foliation (Abb. 6.2a - d). Eine bevorzugte Orientierung der Korngrenzen parallel zur Lineation ist hingegen nur undeutlich zu erkennen (z.B. in Schnittlage xz).

Ein Vergleich der mikroskopischen Aufnahmen der Proben HS und SZ zeigt, dass die Foliation in Annäherung an die Scherzone immer engständiger wird (von HS zu SZ, Taf. IIIa, b, d, e und Taf. IIa, b, d, e; Abb. 5.2a - d und 5.1a - d). Gleichzeitig nehmen die Korngrößen insbesondere der Quarze und Glimmer ab. Mylonitisierte Abschnitte sind in HS nicht zu beobachten, obwohl auch hier stellenweise die Feldspäte rekristallisiert sind. Insgesamt ist die Foliation sowie die Lineation weniger deutlich ausgebildet. Die Foliation ist auffallend undeutlicher ausgebildet als in den Proben SZ.

Probe LS

Die Foliation in der Probe LS verläuft etwas unruhiger als in SZ (Taf. IVb), ist jedoch deutlicher ausgeprägt als in HS, was z.B. anhand des Biotitgefüges (Taf. IVa) sichtbar wird.

Die Feldspäte in der Schnittlage parallel zur Foliation (Taf. IVc) zeigen eine deutlichere Kataklase als in den übrigen Proben. Diese hat teilweise zu einer merkbaren Verringerung der Feldspat Korngrößen geführt. Die Bruchflächen der Feldspäte liegen meist senkrecht zur Lineation, die entstandenen, häufig relativ breiten Risse (Mikrogänge) sind überwiegend mit Quarz aggregaten mineralisiert.

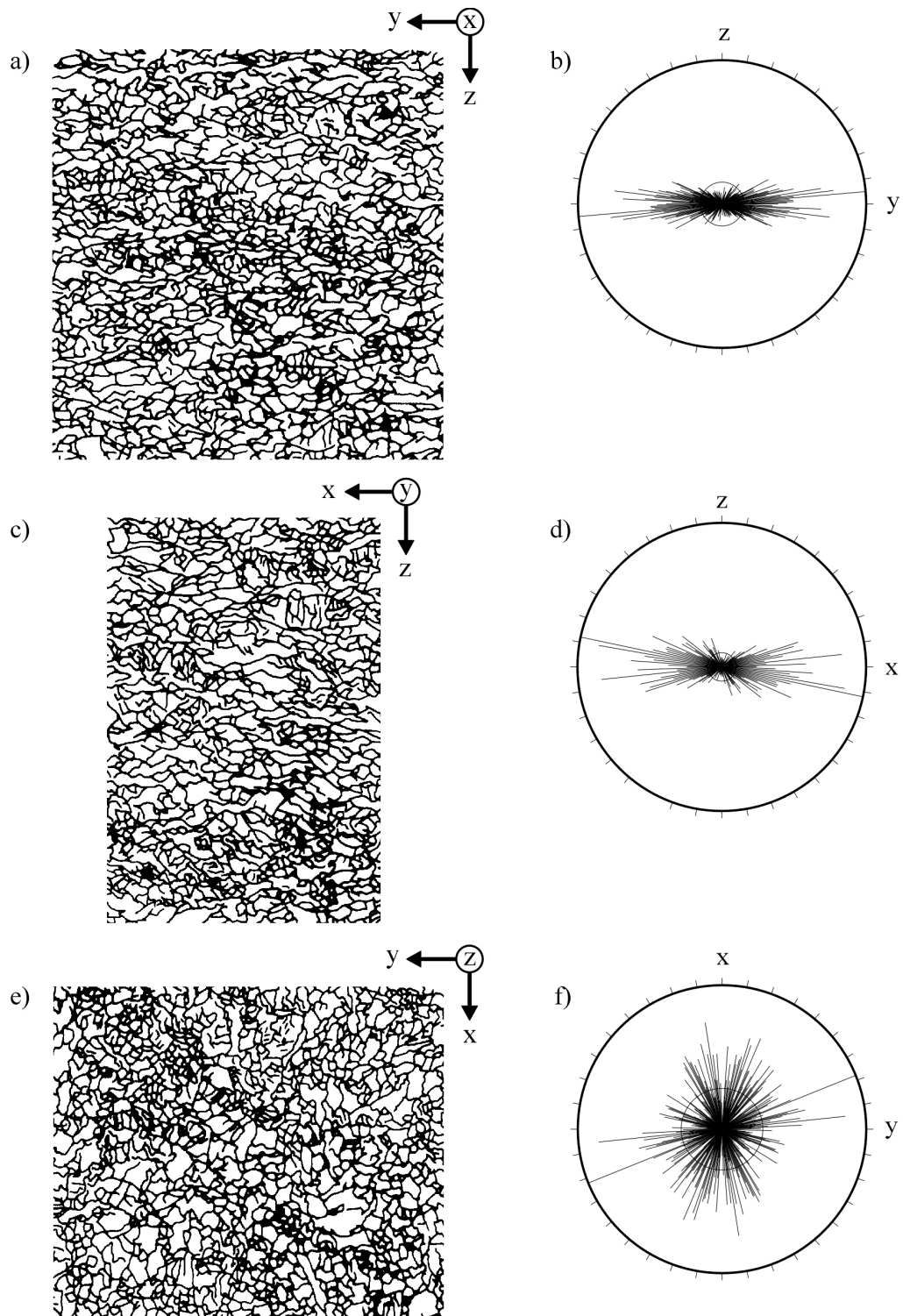


Abb. 5.2: Makroskopisches Gefüge der Probe HS2 in den drei orthogonalen Schnittlagen a) yz, c) xz und e) xy; b, d, f) Korngrenzenorientierung der bildanalytisch ausgewerteten Schnittlagen; horizontale Bildkante entspricht in a) 6,8 cm, c) 6,4 cm, e) 9,2 cm; nähere Erläuterungen s. Text.

Zentraler Aaregranit

Bei der Granitprobe handelt es sich um einen hellen, massigen bis leicht porphyrischen Granit (vergl. Taf. Ig, h). Unterschiede zwischen dem ZAGr und dem GrGr ergeben sich hauptsächlich durch die modalen Häufigkeiten der dunklen und hellen Gemengteile (helle Gemengteile: 88 Vol.% im ZAGr, 82 Vol.% im GrGr). Zusätzlich zeichnet sich der ZAGr durch etwas erhöhte Anteile an Kalifeldspat und Quarz aus, während der GrGr einen höheren Plagioklas- und Biotitgehalt besitzt (Tab. 5.1, vergl. KEUSEN ET AL. 1989).

Die Ausbildungen und Umwandlungen der Minerale im ZAGr stimmen weitgehend mit denen der Minerale des GrGr überein. Auffällig sind die vermehrt auftretenden mit Quarz mineralisierten Risse im Kalifeldspat (Taf. IVf). Größere Quarzkörner sind in der Granitprobe ebenfalls häufiger zu beobachten, sie weisen vermehrt verheilte Risse auf, die durch fluide Einschlüsse nachgezeichnet werden (z.B. Taf. IVf; Taf. XIg).

An einigen Chloriten kann nicht festgestellt werden, ob sie durch eine hydrothermale Umwandlung von Biotit entstanden sind. Der Modalbestand dieser Chlorite liegt unter 1 Vol.%. In wenigen größeren Biotitmineralen können Rutilnadeln beobachtet werden, die durch die Entmischung von Titan im Biotit gebildet wurden (Taf. XIh). Die Korngrößen von Biotit, Muskovit und Chlorit liegen zwischen einigen 100 µm und wenigen 10 µm.

Gefügecharakteristik

In dem schwächer foliierten Granit ist das magmatische Gefüge, bestehend aus hypideomorphen Feldspäten und xenomorphen Quarzfüllungen der Zwischenräume zum Teil erhalten geblieben (Taf. Ig, h; Taf. IVf). Größere Kalifeldspäte geben dem Gestein ein leicht porphyrisches Erscheinungsbild. Die bildanalytische Auswertung der Handstücke zeigt schwächere Vorzugsregelungen der Korngrenzen als für die übrigen Proben, wobei die bevorzugte Ausrichtung der Körner und Kornaggregate parallel zur Foliation dennoch erkennbar ist (Abb. 5.3a - d). Die bevorzugte Orientierung der Korngrenzen parallel der Lineation ist in der Schnittlage xy jedoch kaum noch zu erkennen (Abb. 5.3e, f).

Neben Folgen duktiler Deformation (Foliation, Lineation) zeigt der Granit ebenfalls Auswirkungen bruchhafter Deformation (Feldspatkataklase). Eine bevorzugte Ausrichtung der Feldspäte ist anhand der Vorzugsorientierung der Zwillingslamellen der Plagioklase zu erkennen, die senkrecht zur Foliation ausgerichtet sind. Die Spaltflächen der Kalifeldspäte nehmen häufig Winkel von 45° zur Foliation ein. Die (001)-Spaltflächen der Muskovit- und Biotitminerale sind nur teilweise parallel zur Foliation ausgerichtet (Taf. IVd, e).

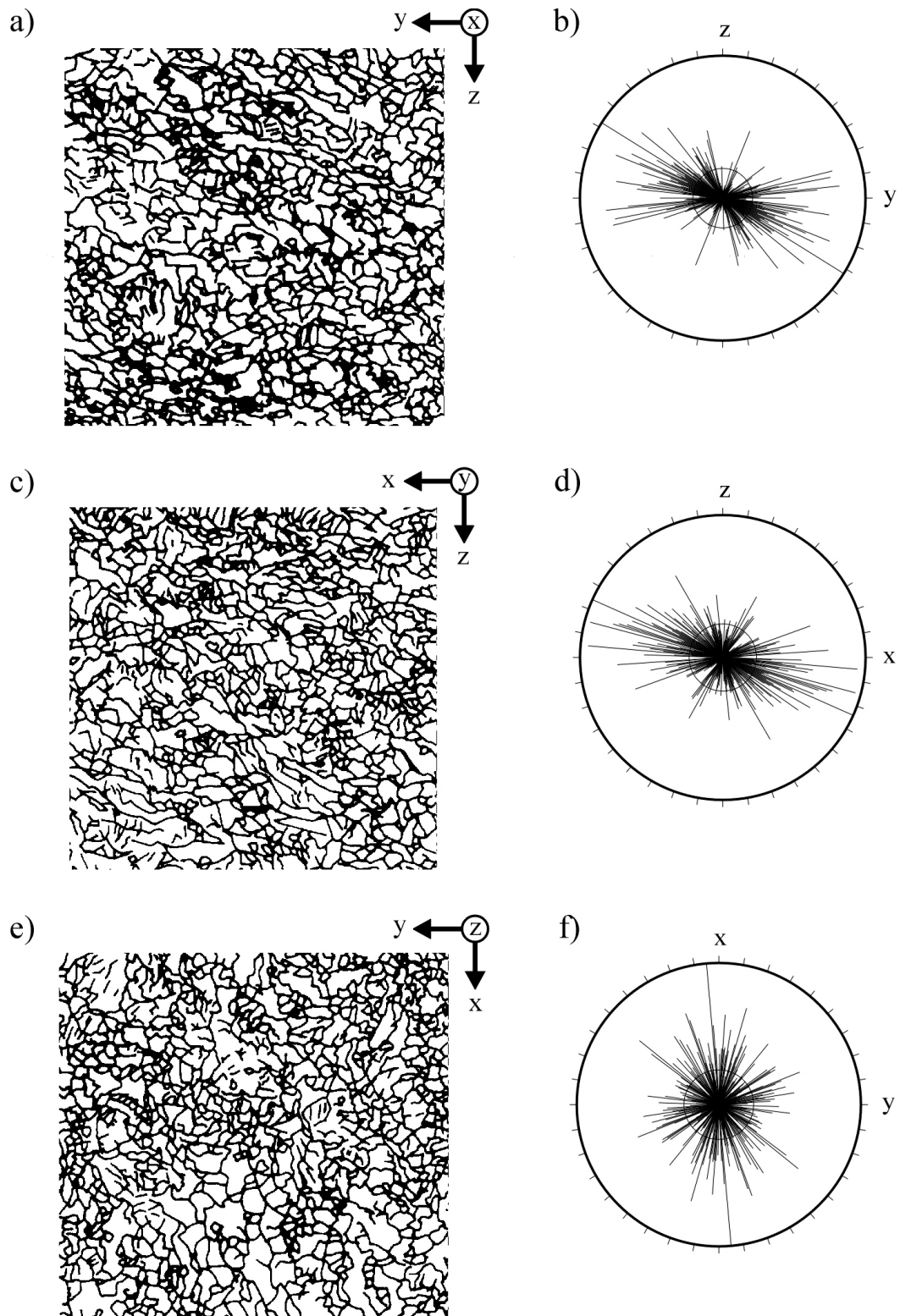


Abb. 5.3: Makroskopisches Gefüge der Granitprobe in den drei orthogonalen Schnittlagen a) yz, c) xz und e) xy; b, d, f) Korngrenzenorientierung der bildanalytisch ausgewerteten Schnittlagen; horizontale Bildkante entspricht in a, c) 7,5 cm, e) 9,2 cm; nähere Erläuterungen s. Text.

5.2 Mikrorissanalyse

Risse werden häufig nach ihrem Zustand (z.B. offen/mineralisiert/verheilt) oder ihrer Größe (Makro- bzw. Mikrorisse) unterschieden. Für die vorliegende Untersuchung ist zusätzlich eine Unterscheidung nach der Bildungsursache der Risse von Bedeutung. Hierbei ist vor allem die Unterscheidung von natürlich und künstlich (z.B. durch die Bohrkernrelaxation) induzierten offenen Rissen relevant. Durch die in situ-Tränkung der Proben SZ1, HS1 und LS mit einem fluoreszierenden Harz sollte diese Trennung ermöglicht werden (s. Kap. 1.1).

Die Bildung älterer, verheilten Mikrorisse ist auf natürliche Ursachen zurückzuführen. Die P/T-Bildungsbedingungen der verheilten Risse werden im Anschluss an die Risstypisierung mittels mikrothermometrischer Untersuchung an Fluideinschlüssen der verheilten Risse im Quarz ermittelt.

Die Bildung und Ausbreitung von natürlich induzierten Rissen, deren Initiierung im Korninnern stattfindet, wird auf präexistierende Fehlerstellen innerhalb des spröden Materials zurückgeführt (z.B. GRIFFITH 1924). Durch die Anlage äußerer Spannungen kommt es im Bereich der Fehlerstellen zu einem Spannungsanstieg, der die Entstehung bzw. Öffnung von Mikrorissen initiieren kann. Hierbei wird die Bruchfestigkeit des Materials keinesfalls erreicht oder überschritten. Weiterführende Experimente z.B. von LAJTAI (1971) zeigen, dass die Risse bevorzugt parallel zu der Hauptnormalspannung σ_1 als Zugrisse angelegt werden. Auch die Anlage von Rissen oder Klüften abweichend von dieser Richtung kann durch äußere Spannungen verursacht werden (vergl. Abb. 5.4). Die Richtungen, in denen die Risse verlaufen, werden durch die Spannungsbeträge sowie die Materialeigenschaften beeinflusst (s.a. Abb. 7.1; Tab. 7.1).

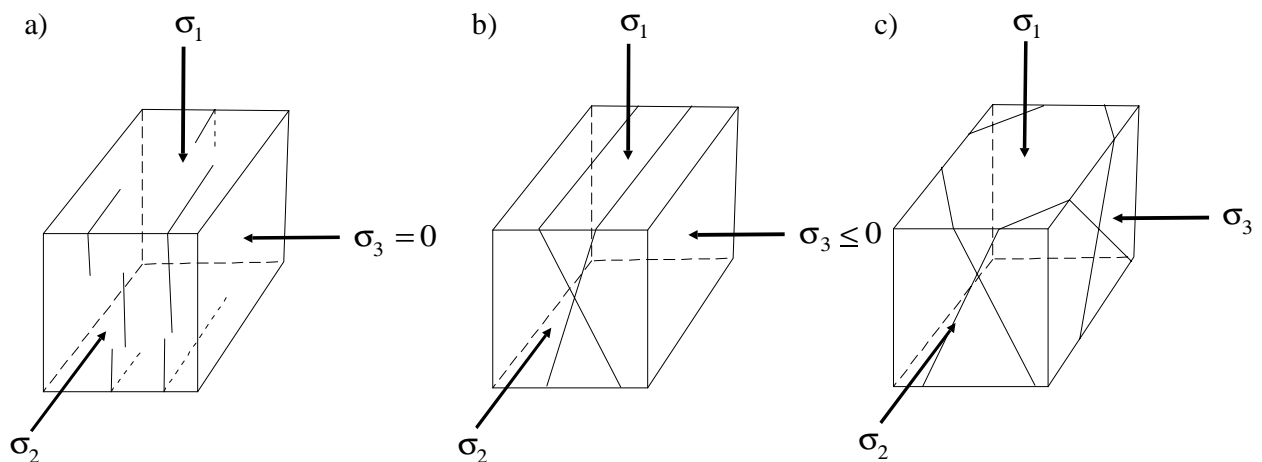


Abb. 5.4: Spannungsabhängig angelegte Störungen: a) Zugrisse, b) hybride und c) orthorhombische Störungen (nach LIN & HUNG 1995).

Zusätzlich zu den externen Spannungen beeinflussen die internen thermischen Spannungen die Rissbildung und -ausbreitung. In Mineralen, die bezüglich ihres thermischen und druckabhängigen Ausdehnungsverhaltens anisotrop sind, verursacht eine Änderung von Druck und/oder Temperatur den Aufbau intergranularer Spannungen. Dies ist insbesondere für Quarz, der gegen-

über anderen Silikaten eine sehr hohe Kompressibilität und thermische Volumenänderung zeigt, von Bedeutung. Die Anlage intergranularer und interphasiger Risse wird durch die thermische Volumenänderung ebenfalls beeinflusst, zeigt aber eine stärkere Abhängigkeit von der Geometrie der Korngrenze als von den thermischen Spannungen (FREDRICH & WONG 1986).

Die Ursachen des Risswachstums bzw. der Rissbildung der getränkten und ungetränkten Proben sind schematisch in Abb. 5.5 dargestellt. Im Ausgangszustand (Abb. 5.5a) sollten ausschließlich thermisch und mechanisch gebildete, natürliche Risse vorhanden sein. Durch den Tunnelbau (Kraftwerkzugangstunnel und FLG) sowie die Injektionsbohrung werden Hohlräume geschaffen, die zu einer beginnenden Entspannung im benachbarten Gestein führen. Dies verursacht zusätzlich zu den in situ offenen Rissen die Öffnung, Vergrößerung und/oder Verbindung zusätzlicher offener Mikrorisse (Abb. 5.5b). Durch die anschließende Injektion werden die verbundenen offenen „quasi“ in situ-Mikrorisse mit dem fluoreszierenden Harz getränkt, isolierte offene Risse werden hingegen nicht verharzt (vergl. Abb. 5.5c). Da die Injektion mit einem geringen Überdruck vorgenommen wird und das Gestein anschließend aufgeheizt wird, ist die Öffnung weiterer Risse nicht vollkommen auszuschließen (s.a. Kap. 1.1; Abb. 1.3). Die Entnahme der überbohrten Bohrkerne aus dem Gesteinsverbund verursacht eine weitere Relaxation des Gesteins, wodurch wiederum Risse geöffnet, vergrößert oder verbunden werden können (Abb. 5.5d, e). Die Bohrkerne entspannen nach der Entnahme am stärksten in der Richtung, in der das Gestein in situ am stärksten eingengt war, d.h. parallel zu σ_1 . Die Risse werden somit bevorzugt senkrecht zur größten Hauptnormalspannung geöffnet. Allerdings kann in stark anisotropen Gesteinen das Gesteinsgefüge zusätzlich einen Einfluss auf die Orientierung der Entspannungsrisse haben (VOLLBRECHT ET AL. 1993).

In ungetränkt entnommenen Proben (Abb. 5.5d) wird der offene Porenraum von offenen verbundenen in situ-Rissen, isolierten in situ-Rissen, quasi in situ-Rissen und Relaxationsrisse gebildet. Die Risse in getränkten Proben (Abb. 5.5e) setzen sich aus verbundenen getränkten in situ und quasi in situ-Rissen sowie offenen isolierten in situ- und quasi in situ-Rissen sowie offenen Relaxationsrisse zusammen. Die Herstellung der Probendünnschliffe führt unabhängig von der Tränkung zur Bildung präparationsbedingter offener Risse insbesondere am Dünnschliffrand (Abb. 5.5f). Diese Risse konnten identifiziert werden und sind für die Mikro-risssanalyse unberücksichtigt geblieben.

Die getränkten in situ und quasi in situ-Risse werden im Folgenden zusammenfassend als in situ-Risse bezeichnet, da eine Trennung nach ihren Bildungsursachen nicht zweifelsfrei möglich war. Als Relaxationsrisse werden die Risse bezeichnet, die durch die Entspannung nach der Bohrkernentnahme gebildet wurden.

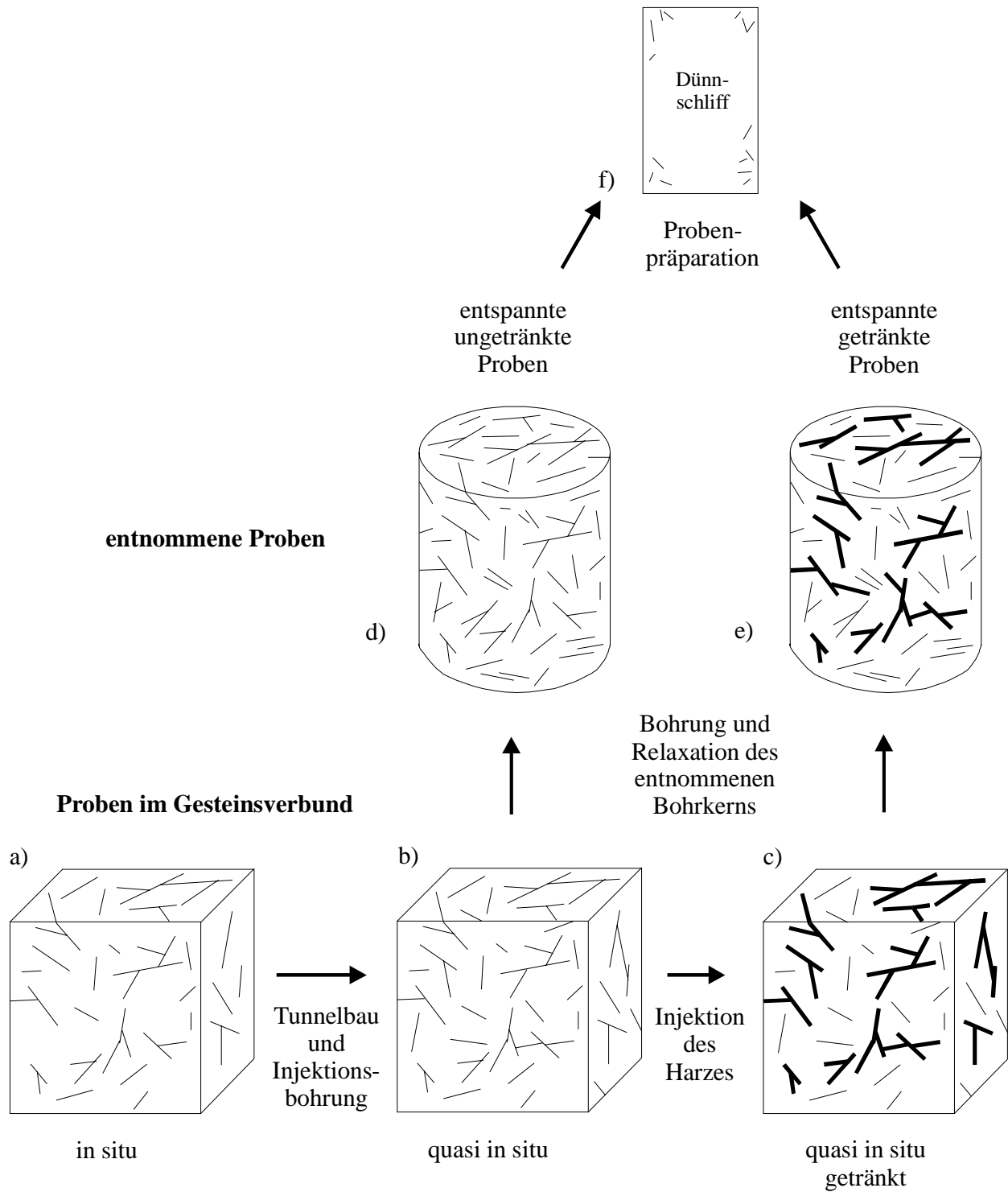


Abb. 5.5: Schematische Darstellung des Einflusses von Tunnelbau, Injektionsbohrung, Injektion des Harzes sowie der Bohrung und Relaxation des Bohrkerns auf Zustand und Entwicklung des offenen bzw. getränkten Porenraums in den ungetränkten und getränkten Proben. Offene Risse sind durch dünne Striche dargestellt, getränkte durch breite Striche, nähere Erläuterungen s. Text.

die die Spaltflächen quer durchschlagen (Taf. VIc, d). Diese Risse besitzen keine bestimmte kristallographische Vorzugsrichtung, zeigen aber eine subparallele Ausrichtung im großen Winkel zu den Spaltflächen. Taf. Xa zeigt ein Beispiel für die deutlich variierenden Öffnungsweiten der fluoreszenzaktiven Spaltflächen-parallelen Risse.

Typisch sind ebenfalls in großem Winkel zu einer Spaltflächenschar ausgebildete mineralisierte Risse, deren Kontaktzonen zum Kalifeldspat in der Regel mit Harz getränkt sind (Taf. Xb - d), ebenso wie die Korngrenzen innerhalb des mineralisierten Risses (Taf. VIe, f). Die Porenräume/Risse sind besonders an der ausdünnenden Spitze des mineralisierten Risses sehr unregelmäßig geformt.

Dass nicht alle Spaltflächen-parallelen Risse getränkt sind, ist wahrscheinlich auf ihre jeweilige Lage zum äußeren Spannungsfeld zurückzuführen. Die überwiegende Zahl der getränkten Spaltflächen-parallelen Risse nimmt einen großen Winkel zur Foliation ein. Die Öffnung von Spaltflächen fand vermutlich nur selektiv in den Körnern statt, in denen die Spaltflächen ebenfalls in einem großen Winkel zu σ_3 ausgerichtet sind, wobei auch Spannungsorientierungen im Mikrobereich zu berücksichtigen sind. Der Zusammenhang von Rissbildung und Spannungszustand spricht für eine in situ-Bildung der getränkten Spaltflächen-parallelen Risse.

In Kalifeldspatkörnern, in denen keine Spaltflächen-parallelen Risse ausgebildet sind, können häufig subparallele Mikrorisse beobachtet werden (Taf. VIg, h), die häufig senkrecht zur Lineation verlaufen. Die Risse sind teilweise verzweigt, sie zeigen unregelmäßige Formen und Öffnungsweiten.

An einigen Kalifeldspatkörnern konnte die Tränkung intergranularer und interphasiger Risse beobachtet werden, die für die Vernetzung der intragranularen Mikrorisse von großer Bedeutung sind (z.B. Taf. VIa, b). Die Risslängen der Kalifeldspatrissse variieren stark, der Großteil der Risse erreicht allerdings einige 100 μm Länge, wobei die Risslänge eine deutliche Abhängigkeit von der variierenden Korngröße zeigt. Zusätzlich kann eine Vernetzung sehr feiner, kurzer Risse im 10'er μm -Bereich beobachtet werden.

Mineralisierte Risse

Zusätzlich zu den typischen, unregelmäßig geformten, mit Quarz mineralisierten Rissen (Taf. VIe) sind Spaltflächen-parallele, gerade verlaufende Risse ausgebildet. Diese treten allerdings wesentlich seltener auf. Neben den mit Quarz mineralisierten Rissen können, wenn auch seltener, Mineralisationen von Albit und Glimmern beobachtet werden (Taf. Xb - f).

Verheilte Risse

Die selten auftretenden, verheilten Risse (Taf. VIa) zeigen meist eine schwache Vorzugsregelung, einige weisen auch eine Ausrichtung parallel zu den Spaltflächen auf. Die Fluideinschlüsse, die die Risse nachzeichnen, sind teilweise geleert. In den meisten Fällen kann allerdings aufgrund der geringen Breite der verheilten Risse keine Aussage über den Inhalt der Einschlüsse getroffen werden.

Offene Risse

Es wurden sehr wenige offene Risse beobachtet. Die Risse liegen isoliert im Korninnern vor, sie weisen nur teilweise eine Verbindung zur Korngrenze auf und zeigen keine Vorzugsorientierung.

Risse im Plagioklas

Die Risspopulationen der Plagioklasrisse (Taf. VII und Xg, h) werden dominiert durch getränkte intra- und intergranulare Risse, auch mineralisierte Risse können beobachtet werden, sie sind allerdings auffallend seltener als in den Kalifeldspäten entwickelt.

Getränkte Risse

Das Verhältnis zwischen den intragranularen und intergranularen bzw. interphasigen Rissen ist in den Plagioklasen gegenüber den Kalifeldspäten zugunsten der Korngrenzen-parallelen Risse verschoben. Ein weiterer Unterschied ist die gegenüber den Kalifeldspäten verringerte Rissdichte in den Plagioklasmineralen. Darüber hinaus sind zwar in den Plagioklasen Spaltflächen-parallele Mikrorisse ausgebildet, unregelmäßiger geformte Mikrorisse sind jedoch häufiger zu beobachten (vergl. Taf. VIIa - d). Die Risslängen und Öffnungsweiten der Risse sind sehr variabel (Taf. VII e - h, Taf. Xg). Sowohl die Korngrenzen-parallelen Risse als auch die intragranularen Risse der Plagioklase bilden mit den Rissen der benachbarten Quarz- und Albitkörner weit verzweigte Netzwerke (z.B. Taf. Xh). Dies gilt sowohl im Kornverbund als auch für die Rissmineralisationen (Taf. VIIc, d). Eine Vernetzung mit den Mikrorissen der häufig auf den Korngrenzen benachbarter Plagioklaskörner liegenden Glimmermineralen kann ebenfalls beobachtet werden (vergl. Taf. VIIg, h).

Mineralisierte Risse

Die mineralisierten Risse in den Plagioklasen sind größtenteils mit Quarz oder rekristallisiertem Albit mineralisiert. Mit Serizit mineralisierte Risse parallel zu den Zwillingslamellen, sind selten zu beobachten.

Verheilte Risse

Aufgrund der starken Trübung der Plagioklase durch die weitgehende Saussuritisierung werden kaum verheilte Risse beobachtet. Über den Inhalt der sekundären Fluideinschlüsse der erkennbaren verheilten Risse kann bedingt durch ihre geringe Größe keine Aussage getroffen werden.

Offene Risse

Dieser Risstyp ist in den Plagioklasen nur sehr selten ausgebildet. Es handelt sich entweder um leicht gebogene, isolierte intragranulare Risse ohne eine erkennbare Vorzeichnung oder Vorzugsorientierung oder um etwas häufiger auftretende parallel zu den Zwillingslamellen verlaufende offene Risse. Beide Risstypen besitzen nur sehr geringe Risslängen.

Risse im Quarz

Die Gesamtrisspopulation der Quarzrisse (Taf. VIII und X) wird eindeutig durch getränkte Korngrenzen-parallele Risse dominiert. Mineralisierte oder offene Risse sind wesentlich seltener ausgebildet, verheilte Risse sind in den Quarzen häufiger zu beobachten als in den Feldspäten.

Getränkte Risse

Die intergranularen Mikrorisse, vorwiegend in den equigranularen Korn- und Subkornaggregaten der Quarzlinsen und Rissmineralisationen ausgebildet, sind zu weit verzweigten Netzwerken

verbunden (z.B. Taf. VIIIa - f). Die einzelnen Risse erreichen Längen um 100 bis 200 μm . Die Öffnungsweiten der intergranularen Risse sind in den Proben HS1 und LS weitgehend homogen, in den Proben SZ erreichen sie geringere Öffnungsweiten, sodass in den Korngrenzen-Tripelpunkten größere Öffnungsweiten erreicht werden als in den Rissen selbst (Taf. VIIIc, d). Die REM-Aufnahmen der Mikrorisse zeigen am Beispiel mit Quarz mineralisierter Risse in Kalifeldspäten bei verschiedener Vergrößerung, dass die bei Durchlicht eher glatt wirkenden Risse eine relativ raue Oberfläche besitzen (Taf. Xb - d). Auch in reliktschen, größeren Körnern können getränkte Risse beobachtet werden, die mit den dominierenden, intergranularen Rissen vernetzt sind (Taf. VIIIh).

Mineralisierte Risse

Dieser Risstyp ist in den Quarzen sehr selten zu beobachten. Meist sind nur Glimmerschuppen, die auf Korngrenzen liegen, oder mehrere, teilweise sehr lange Glimmerschuppen ausgebildet, die längs durch die Quarzaggregate parallel zur Foliation verlaufen (z.B. Taf. VIIIa, b, h).

Verheilte Risse

Insbesondere in den reliktschen größeren Quarzkörnern sind häufig verheilte Risse ausgebildet, die in den meisten Fällen durch zweiphasige Fluideinschlüsse nachgezeichnet werden (Taf. VIIIg, h und Taf. XIIa - d). Teilweise sind auch entleerte oder homogene Fluideinschlüsse zu beobachten. Die zum Teil geringe Größe der Einschlüsse erlaubt allerdings nicht immer eine eindeutige Bestimmung des Inhalts. Es scheint jedoch, dass die selten auf Korngrenzen zu beobachtenden Einschlüsse oft entleert sind, während Einschlüsse auf Subkorngrenzen eher homogen oder zwei-phasig erscheinen.

Offene Risse

Offene Risse in den Quarzen treten zwar etwas häufiger auf als in den Feldspäten, sind aber auch hier selten ausgebildet. Sie sind sowohl Korngrenzen-parallel als auch intragranular zu beobachten. Mit etwa 100 μm besitzen sie eher geringe Längen, die Öffnungsweiten sind ebenfalls sehr niedrig. Taf. VIIIg zeigt einen intragranularen offenen Riss, dessen Ursprung an einem getränkten Riss liegt. Zumindest diese Verbindung muss jünger als der getränkte Riss sein, ob jedoch der gesamte offene Riss erst nach der Tränkung angelegt wurde oder nur die Verbindung erst später entstanden ist, kann nicht entschieden werden.

Risse in Glimmern

Die Risspopulationen der Biotite und Hellglimmer setzen sich aus getränkten und offenen Spaltflächen-parallelen Rissen zusammen, verheilte Risse wurden nicht beobachtet. Mineralisierte Risse sind äußerst selten, es handelt sich um Spaltflächen-parallele Risse, die (wenn bestimmbar) mit kleinen Chlorit- oder Epidotaggregaten mineralisiert sind.

Die getränkten und offenen Mikrorisse verlaufen überwiegend parallel der (001)-Spaltflächen, zusätzlich sind Risse parallel der Korngrenzen zu erkennen (Taf. IXa - d). Der Zustand der Risse (getränkt/offen) ist in einigen Fällen schwer zu bestimmen, da zum einen die Hellglimmer teilweise sehr feinkörnig sind. Zum anderen ist die Färbung einiger Biotite so dunkel, dass gerade die Tränkung von Rissen mit geringerer Öffnungsweite nicht immer sicher feststellbar ist

(vergl. Taf. IXe - h). Stellenweise kann die Tränkung dieser Risse bei größerer Vergrößerung unter dem Fluoreszenzmikroskop sichtbar gemacht werden. Zwischen getränkten und offenen Rissen liegt in etwa ein Verhältnis 1 : 1 vor (s.a. Kap. 5.2.3).

Die Öffnungsweiten der Spaltflächen-parallelen Risse variieren relativ stark, in den mylonitisierten Bereichen der Probe SZ1 können sehr geringe Öffnungsweiten einzelner Risse neben weit geöffneten sehr langen Rissen, die sich aus mehreren Einzelrissen innerhalb eines oder mehrerer Wirtskörner zusammensetzen, beobachtet werden (Taf. IXa, b). Unterschiedliche Öffnungsweiten sind auch in anderen Vorzugsorientierungen zu beobachten: Taf. IXc, d zeigt Risse in Glimmern der Probe SZ1, deren (001)-Spaltflächen in einem Winkel von etwa 45° zur Foliation liegen (vergl. Kap. 5.2.2, Abb. 5.10).

Ein Vergleich der durchlichtmikroskopischen und fluoreszenzmikroskopischen Aufnahmen (Taf. IXc/d sowie Taf. IXe/f) lässt erkennen, dass in einem Glimmermineral sowohl getränkte als auch offene Spaltflächen ausgebildet sein können. Dies spricht dafür, dass einige der Spaltflächen erst nach der Bohrkernrelaxation geöffnet worden sind, da sie trotz eines Kontaktes zu einer getränkten Korngrenze nicht mit dem Harz gefüllt worden sind. Die offenen Risse zeigen ebenfalls keine Alteration oder Mineralisation, was auf eine natürliche Bildung der Risse schließen lassen würde. Dennoch kann nicht vollständig ausgeschlossen werden, dass einige der offenen Risse schon in situ in Form isolierter offener Risse vorgelegen haben.

Transphasige Risse

Transphasige Risse sind in den Proben relativ selten, trotzdem sind sie für die verbundene Mikroporosität von großer Bedeutung. Insbesondere die quer zu der engständigen Foliation verlaufenden, transphasigen getränkten Risse sind für die Verbindung der ober- und unterhalb der mylonitisierten Zonen liegenden Bereiche immens wichtig (Taf. IXg, h). Auffällig bei den quer zur Foliation verlaufenden Rissen ist die im Vergleich zu den typischen intergranularen Quarzrissen erhöhte Öffnungsweite, obwohl auch der transphasige Riss weitgehend Korngrenzen-parallel verläuft. Auch unabhängig von der Foliation kann dieses Phänomen beobachtet werden (Taf. Xh).

Die bisher beschriebenen offenen und getränkten Risse in den Proben besitzen eine flächenhafte Geometrie, sie können als Plattenspaltporen bezeichnet werden. Zusätzlich sind in den rekristallisierten Bereichen einige wenige unregelmäßig geformte Poren ausgebildet. Diese Poren sind ohne eine Tränkung der Proben kaum zu erkennen.

Ungetränkte Proben

SZ2 und HS2

Aufgrund der weitestgehenden Übereinstimmung von mineralogischer Zusammensetzung und Gefüge sollten die Risstypen der ungetränkten Proben SZ2 und HS2 prinzipiell denen der getränkten Parallelproben SZ1 und HS1 entsprechen. Wobei die in den getränkten Proben mit Harz gefüllten Risse in den ungetränkten Proben offen vorliegen sollten.

Diese Annahme wurde weitestgehend bestätigt. Die überwiegend intergranularen Risse der Quarze waren auch ohne die Tränkung gut zu erkennen, sodass die Gesamtrisspopulation der Quarze im Wesentlichen der der getränkten Proben entspricht. Die Öffnungsweiten der intergranularen Risse können jedoch ohne die Tränkung nicht abgeschätzt werden.

Die intragranularen Spaltflächen-parallelen Risse der Glimmer sind im Gegensatz zu den Korngrenzen-parallelen Rissen insbesondere der Biotite sehr gut zu erkennen. Es ist anzunehmen, dass ein Teil der offenen Risse in den Glimmern Relaxationsrisse sind, da auch in den getränkten Proben etwa die Hälfte der Glimmerrisse ungetränkt sind.

Aufgrund der Problematik offene Risse mittels herkömmlicher Durchlichtmikroskopie sichtbar zu machen, waren einige Risstypen zusätzlich zu den intergranularen Rissen der Glimmer nur schwer als offener Porenraum zu identifizieren. Hierzu zählen insbesondere die intragranularen Risse in den Feldspäten, die aufgrund der starken Trübung nur schwer zu erkennen waren. Zusätzlich konnten weniger Korngrenzen und Kontakte zu Rissmineralisationen als offener Porenraum identifiziert werden als erwartet. Es wird allerdings vermutet, dass diese Risse dennoch geöffnet sind, da einige interphasige und transphasige offene Risse dennoch zweifelsfrei beobachtet werden konnten.

Im Plagioklas sind häufiger als in den getränkten Proben mit Serizit mineralisierte oder offene Risse parallel der Zwillingslamellen ausgebildet.

Granit

Die Risspopulationen sind wie in den übrigen Proben sehr stark von den jeweiligen Wirtsm Mineralen bestimmt (Taf. XI). Sie entsprechen weitgehend den Risspopulationen der ungetränkten Granodioritproben. Transphasige Risse, die insbesondere in den mylonitisierten Zonen auftreten, wurden in der schwächer vergneisten Granitprobe allerdings nicht beobachtet.

Die Gesamtrisspopulation der Kalifeldspäte wird durch mineralisierte und offene Risse dominiert. Die offenen Risse der Kalifeldspäte sind überwiegend intragranular ausgebildet. Zusätzlich zu Spaltflächen-parallel verlaufenden Rissen (Taf. XIa) sind intragranulare offene Risse zu beobachten, die sowohl gerade als auch unregelmäßig geformt sein können. Teilweise reichen diese oft relativ langen Risse von einer Korngrenze bis zur gegenüberliegenden (Taf. XIb). Die Risslängen der offenen Risse variieren sehr deutlich, sie liegen zwischen einigen 10 µm und mehreren 100 µm. Die mineralisierten Risse (überwiegend mit Quarz mineralisiert) durchschlagen häufig das gesamte Korn (Taf. XIc). Die Risslänge sowie die Rissbreite der mineralisierten Risse sind sehr unterschiedlich. Die Längen reichen von 100 µm bis zu 1 cm, wenige Risslängen liegen auch darüber. Die Breite kann wenige µm aber auch bis zu 100 µm und mehr betragen. Verheilte, subparallel ausgerichtete Risse sind häufiger als in den übrigen Proben zu beobachten. Zum Teil sind die sekundären Fluideinschlüsse der Risse entleert, einige scheinen jedoch homogene Fluide zu enthalten. Eine sichere Aussage über den Inhalt macht die geringe

Größe der Fluideinschlüsse jedoch unmöglich. Die Längen reichen von einigen 10'er μm bis zu wenigen 100 μm .

Die überwiegende Zahl der Risse im Plagioklas verläuft ebenfalls intragranular. Dominiert wird die Risspopulation durch offene Risse, mineralisierte Risse sind weniger zahlreich ausgebildet. Die offenen Risse verlaufen relativ häufig parallel der Zwillingslamellen, wohingegen Spaltflächen-parallele offene Risse nur selten ausgebildet sind. Die Risslängen erreichen meist nur einige 10 μm . Dies gilt ebenso für die zusätzlich ausgebildeten, typischen, intragranularen Risse, die keine Vorzeichnung besitzen. Die überwiegende Zahl dieser Risse ist leicht gebogen und zeigt keine Vorzugsorientierung (Taf. XI d). Intergranulare und interphasige Risse konnten nur wenige sicher nachgewiesen werden. Mineralisierte Risse im Plagioklas sind vorwiegend parallel der Zwillingslamellen ausgerichtet, sie sind meist mit Serizit mineralisiert. Die Risse besitzen im Durchschnitt nur eine Risslänge von einigen 10'er μm .

Zusätzlich zu den typischen intergranularen Rissen der Quarzaggregate (Taf. XI e) treten in den reliktschen größeren Quarzkörnern auch häufig intragranulare offene Risse auf (Taf. XI f). Die Risse gehen nicht selten von Kornverzahnungen aus und besitzen im Allgemeinen größere Längen als in den übrigen Proben (mehrere 10 bis 100 μm). Insbesondere für die größeren Quarzkörner sind verheilte Risse typisch. Die Einschlüsse bestehen überwiegend aus einer Gasblase und einer wässrigen Flüssigkeit. In einigen Körnern sind die Risse bevorzugt parallel der Subkorn Grenzen ausgerichtet. Andere Körner zeigen vorwiegend Risse, die subparallel von einer Korn Grenze ausgehen.

In den Glimmern (Biotit, Chlorit, Hellglimmer) konnten nur offene Risse beobachtet werden. Sie verlaufen überwiegend intragranular, seltener intergranular oder interphasig, parallel der (001)-Spaltflächen. Je nach der Größe ihres Wirtsminerals erreichen sie Längen von wenigen 10 μm bis zu einigen 100 μm . Die Spaltflächen der Hellglimmer sind häufiger als die der übrigen Glimmer parallel zur Foliation ausgerichtet.

PT-Bildungsbedingungen der verheilten Mikrorisse

Mikrorisse stellen Migrationsbahnen für Fluide im Gestein dar. Beim Verheilen der Mikrorisse wird die Flüssigkeit teilweise eingeschlossen, sodass die ursprüngliche Rissbahn in Form von Fluideinschlüssen (FE) nachgezeichnet wird. Werden die FE anschließend nicht durch Vorgänge wie „leakage“ (Leckschlagen) oder „necking-down“ (Abschnüren eines oder mehrerer Teile des FE) verändert, können mittels der mikrothermometrischen Untersuchung Hinweise auf die Druck- und Temperaturbedingungen zum Zeitpunkt der Rissbildung gewonnen werden (z.B. SHEPHERD ET AL. 1985). Hierbei werden für Rissbildung und -verheilung, z.B. bei der Abkühlung eines Plutons oder während der Metamorphose, dieselben Bildungsbedingungen angenommen.

Für die vorliegende mikrothermometrische Analyse an sekundären Fluideinschlüssen im Quarz wurden die Proben SZ2, HS2 und der Granit ausgewählt, um die FE in Gesteinen mit möglichst unterschiedlichem Gefüge bzw. Vergneisungszustand untersuchen zu können. Bestimmt wurden jeweils die eutektischen und die Schmelztemperaturen (T_e , T_m), die Aufschluss über den Chemismus und die Salinität der FE geben, sowie die Homogenisierungstemperatur (T_h), die Hinweise auf die Bildungsbedingungen der FE ermöglicht.

Die FE der drei Proben erscheinen trotz des unterschiedlichen Gefüges der Wirtsgesteine sehr ähnlich. Sie liegen entweder in Form verheilte Risse oder in Clustern angeordnet vor

(Taf. XIIIa). Für die mikrothermometrische Untersuchung wurden FE beider Vorkommensarten untersucht, Unterschiede konnten jedoch nicht festgestellt werden. In allen Proben sind FE hauptsächlich in den reliktschen größeren Quarzkörnern zu beobachten. In den kleineren Körnern der Quarzaggregate sind nur vereinzelt FE vorhanden. Die einzelnen FE, auch innerhalb eines verheilten Risses, weisen zum Teil sehr unterschiedliche Formen und Ausdehnungen auf (vergl. Taf. XIIIa - d). Die Größen der Einschlüsse variieren von $< 5 \mu\text{m}$ bis zu 10 bis $20 \mu\text{m}$, nur sehr wenige FE zeigen eine größere Ausdehnung. Für die Untersuchungen wurden nur Einschlüsse > 5 bzw. $10 \mu\text{m}$ berücksichtigt, da die Phasenübergänge in kleineren Einschlüssen nicht mehr erkennbar sind. Bei Raumtemperatur ist die überwiegende Zahl der FE zweiphasig, die Einschlüsse bestehen aus einer Gas- und einer wässrigen Fluidphase (vergl. Taf. XIIIa - d). Der Volumenanteil der Gasphase beträgt durchschnittlich etwa 10 bis 20%. Die Homogenisierung aller FE erfolgt in die flüssige Phase. Einige einphasige Fluideinschlüsse sind zu beobachten, entleerte FE sind nur selten zu erkennen (z.B. Taf. XIIId). Aufgrund der sehr geringen Größe der einphasigen Einschlüsse wurde keine mikrothermometrische Untersuchung an ihnen durchgeführt.

Die Ergebnisse der Bestimmung der eutektischen Temperatur (T_e), der Schmelztemperatur (T_m) sowie der Homogenisierungstemperatur (T_h) sind in Abb. 5.7 probenabhängig dargestellt. Anhand der Diagramme T_m/T_e , T_e/T_h und T_m/T_h in Abb. 5.8 können eventuell vorhandene Trends für die FE der Proben festgestellt werden.

Probe SZ2

Die eutektischen Temperaturen der FE liegen zwischen $-17,8$ und $-36,1 \text{ }^\circ\text{C}$, im Mittel bei $-28,7 \text{ }^\circ\text{C}$, in diesem Bereich ist ein deutliches Maximum erkennbar (Abb. 5.7). Die T_e -Werte deuten darauf hin, dass die FE keine reine NaCl-Lösungen enthalten, die eutektische Temperatur einer reinen H_2O - NaCl-Lösung liegt bei $-21,2 \text{ }^\circ\text{C}$. Eine Beimischung von z.B. Mg- oder Ca-Kationen könnte die Temperaturniedrigung bewirken. Für das System H_2O - NaCl - MgCl liegt T_e bei $-35 \text{ }^\circ\text{C}$, für wässrige CaCl_2 -Lösungen bei $-49,5 \text{ }^\circ\text{C}$.

T_m erreicht Werte von $-5,0$ bis $-21,9 \text{ }^\circ\text{C}$, das Mittel liegt bei $-15,4 \text{ }^\circ\text{C}$. Dies entspricht einer Salinität von 7,8 bis etwa 23,0 äqu. Gew.% NaCl, durchschnittlich ergibt sich ein Salzgehalt von 18,6 äqu. Gew.% NaCl. Im T_m/T_e -Diagramm zeichnet sich ein Trend von höher salinaren zu niedriger salinaren Lösungen ab. Dieser Trend führt allerdings zu keiner deutlichen Änderung der Homogenisierungstemperaturen (vergl. T_m/T_h ; Abb. 5.8). Die FE homogenisieren überwiegend in einem engen Temperaturbereich von 170 bis $200 \text{ }^\circ\text{C}$. Einige kleinere FE homogenisieren schon ab $120 \text{ }^\circ\text{C}$, ab $200 \text{ }^\circ\text{C}$ sind die Einschlüsse ausnahmslos in die Fluidphase übergegangen. Diese insgesamt nur geringfügig variierenden Werte lassen eine Reaktivierung oder teilweise Öffnung gegebenenfalls mit einer Reequilibrierung der FE unwahrscheinlich erscheinen.

Probe HS2

Die T_e -Werte reichen von $-20,7 \text{ }^\circ\text{C}$ bis $-36,6 \text{ }^\circ\text{C}$, im Mittel liegen sie bei $-28,3 \text{ }^\circ\text{C}$. Damit entsprechen sie in etwa den in SZ2 ermittelten eutektischen Temperaturen, was auf einen ähnlichen Chemismus der FE beider Proben hinweist. Im T_m/T_e -Diagramm wird erkennbar,

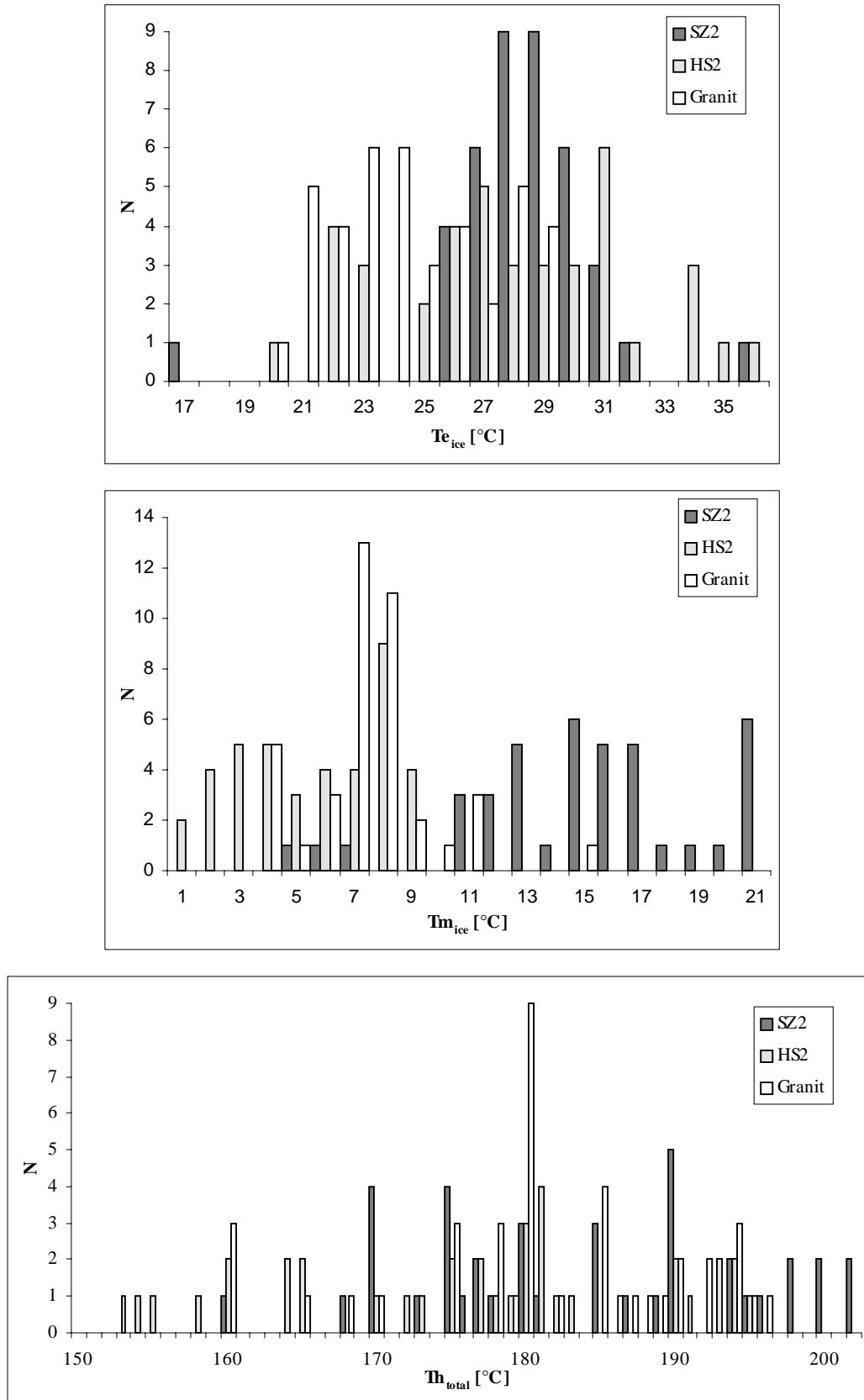


Abb. 5.7: Darstellung der eutektischen Temperatur (T_e), der Schmelztemperatur (T_m) und der Homogenisierungstemperatur (T_h) der Fluideinschlüsse der Proben SZ2, HS2 und des Granits.

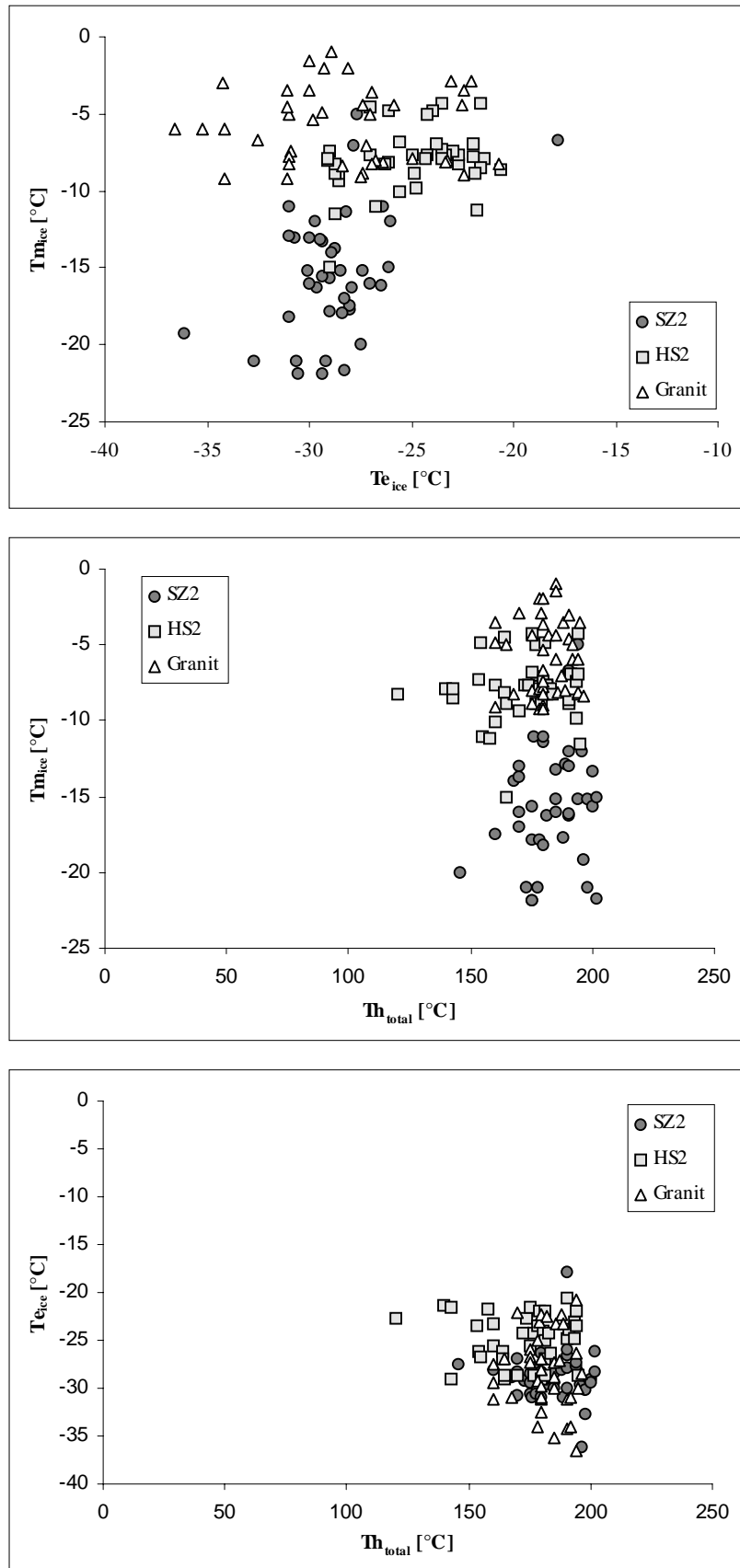


Abb. 5.8: Darstellung der T_m/T_e -, T_m/Th - und T_e/Th -Diagramme für die Fluideinschlüsse der Proben SZ2, HS2 und des Granits.

dass die T_e -Werte der Proben tatsächlich weitgehend übereinstimmen, wobei die eutektischen Temperaturen von HS2 im oberen Temperaturbereich etwas stärker streuen als die von SZ2. Da die Ermittlung von T_e besonders in kleineren FE schwierig ist, muss die breitere Streuung der Werte nicht unbedingt auf einen veränderten Chemismus hinweisen, sondern kann auch messtechnisch verursacht werden.

Die T_m -Werte liegen zwischen $-1,0$ bis $-9,2$ °C, entsprechend ergibt sich eine Salinität von 1,7 bis 13,0 äqu. Gew.% NaCl, durchschnittlich liegt sie bei 11,6 äqu. Gew.% NaCl. Der Salzgehalt liegt folglich bei gleichem Chemismus merklich niedriger. Die T_h -Werte erreichen 150 bis etwa 200 °C. Wenige FE homogenisieren schon ab 130 °C. Die Homogenisierungstemperaturen entsprechen somit ebenfalls weitgehend denen der Probe SZ2 (vergl. T_m/T_h , T_e/T_h ; Abb. 5.8).

Probe Granit

Die eutektischen Temperaturen der Granitprobe liegen mit $-20,6$ bis $-29,1$ °C im Durchschnitt bei $-25,0$ °C. Die T_e -Werte sind im Gegensatz zu den übrigen Proben leicht erhöht, was auf eine etwas abweichende Zusammensetzung der FE hindeutet. Dabei sind vermutlich die gleichen Kationen in einem veränderten Verhältnis in den FE gelöst. Die Salinität, die sich aus den T_m -Werten von $-4,3$ bis $-15,0$ °C ergibt, liegt zwischen 6,8 und 18,6 äqu. Gew.% NaCl, im Mittel bei 8,9 äqu. Gew.% NaCl. Die durchschnittliche Salinität ist damit wiederum etwas niedriger als in HS2. Die Homogenisierungstemperaturen erreichen durchschnittlich 172 °C, sie liegen überwiegend zwischen 150 und 195 °C. Einige kleinere FE homogenisieren bereits ab 100 bis 140 °C. Die erreichten T_h -Werte sind gegenüber den übrigen Proben geringfügig erniedrigt (T_m/T_h , T_e/T_h ; Abb. 5.8).

Insgesamt zeigen die FE der unterschiedlichen Proben sehr deutliche Übereinstimmungen sowohl im Chemismus als auch in den T_h -Werten. Die Homogenisierungstemperaturen liegen mehrheitlich in einem relativ niedrigen, engen Temperaturbereich von 160 bis 200 °C. Zur genaueren Abschätzung der P/T-Bedingungen für die Bildung der FE wurden basierend auf den experimentell bestimmten Phasenübergängen Isochoren nach BROWN (1989) ermittelt und im Druck-/Temperaturdiagramm mit möglichen geothermischen Gradienten zum Schnitt gebracht (Abb. 5.9). Geothermische Gradienten von 30 bis 50 °C/km erscheinen am Wahrscheinlichsten, da sie in etwa den Bedingungen der syntektonischen Metamorphose entsprechen. Die Metamorphosebedingungen im Aar-Massiv erreichten 300 °C bei 200 MPa bis 450 °C bei 300 MPa (KEUSEN ET AL. 1989). Die Bildungsbereiche, die sich für die FE ergeben, stimmen trotz der etwas variierenden Salinitäten in den drei Proben weitgehend überein: Die Temperatur liegt zwischen etwa 240 und 380 °C, der Druck erreicht ca. 150 bis 300 MPa, was einer Tiefe von 4,7 km bis höchstens 10 km entsprechen würde (Abb. 5.9). Diese PT-Bedingungen entsprechen in etwa den niedrigeren Metamorphosebedingungen im Aar-Massiv.

Der Chemismus der FE deutet ebenfalls auf einen Zusammenhang mit der syntektonischen Metamorphose hin, da in den FE die Kationen angereichert sind, deren Gehalt während der Metamorphose erhöht wurde (Na, Ca, Mg; vergl. Kap. 5.1). Die unterschiedlichen Salzkonzentrationen der FE könnten daraus resultieren, dass die bei der Metamorphose angereicherten Kationen vom Gestein selbst geliefert werden und sich die modalen Häufigkeiten der Minerale sowie die Deformationsgrade Proben abhängig variieren. Eventuell kann der Salzgehalt in den

Einschlüssen der Proben SZ2 und HS2 auch durch die unterschiedliche Entfernung der Proben zu der Scherzone, die auch während der Metamorphose eine großräumigere Fluidbahn darstellte, beeinflusst worden sein. In diesem Fall könnte die von der Scherzone ins Umgebungsgestein abnehmende Salinität ein Beispiel für die Matrixdiffusion in den granitoiden Gesteinen darstellen.

Ein Zusammenhang der Bildung der FE mit der Abkühlung der Granitoide kann nicht vollständig ausgeschlossen werden, erscheint jedoch unwahrscheinlich, da diese Einschlüsse durch die Deformation der Gesteine, die mit einer weitgehenden Rekristallisation der Quarze verbunden war, vermutlich weitgehend zerstört und/oder umgewandelt wurden. Untersuchungen von YPMA (1963) ergaben, dass bei einer Scherung die größte Zahl der FE geöffnet und mit neuen Fluiden gefüllt werden, auch wird eine große Anzahl neuer Einschlüsse gebildet bzw. eingeschlossen. Die unterschiedlichen und teilweise unregelmäßigen Formen der Fluideinschlüsse sprechen ebenfalls dafür, dass es sich um jüngere Bildungen handelt, da ältere FE im Allgemeinen aus energetischen Gründen möglichst kleine Grenzflächen ausbilden (ROEDDER 1981). Ein Zusammenhang der untersuchten FE mit der spät-deformativen Zerrklüftbildung wird ebenfalls nicht angenommen. Die von POTY ET AL. (1974) untersuchten FE in den Mineralfüllungen in den Zerrklüften bestehen zumeist aus salzigen wässrigen Lösungen, die einen Anteil an CO_2 besitzen (1,5 bis 9,0 Gew.%), der in keiner der Proben zu beobachten war.

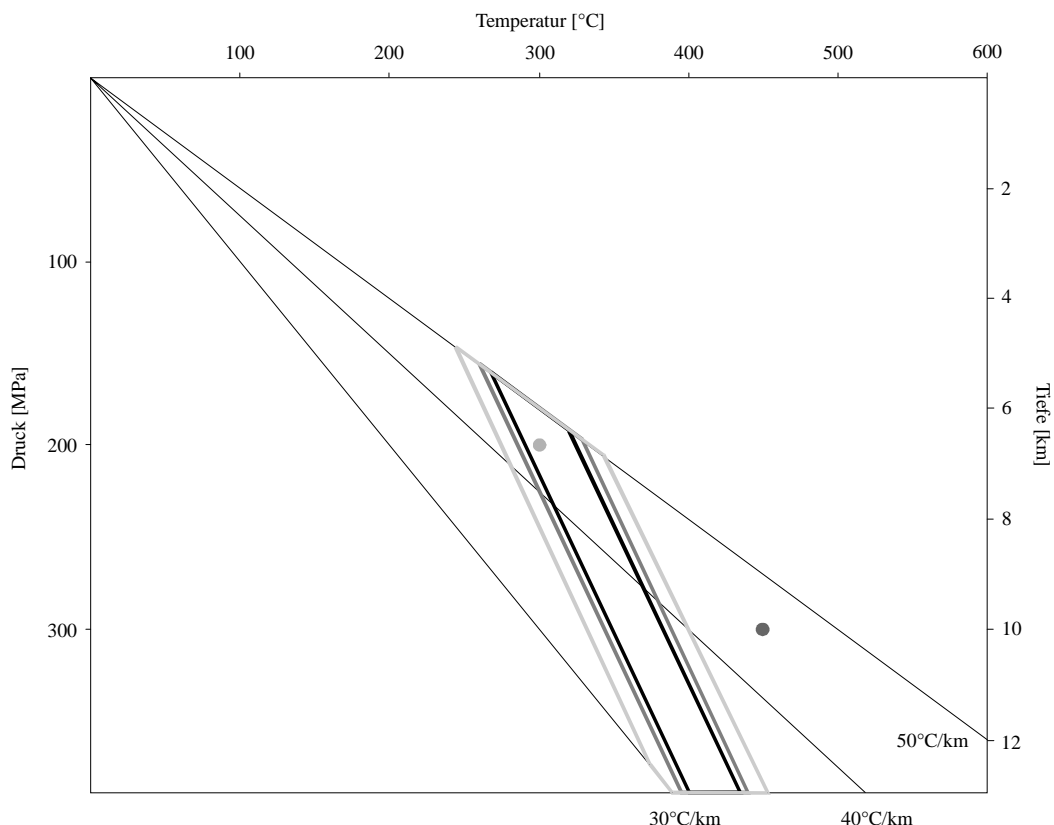


Abb. 5.9: Geothermobarometrische Abschätzung der Bildungsbedingungen der Fluideinschlüsse der Proben SZ2 (dunkelgrau), HS2 (mittelgrau) und der Granitprobe (hellgrau) durch den Schnitt der errechneten Isochoren für die sekundären Fluideinschlüsse im Quarz mit möglichen geothermischen Gradienten. Die Punkte geben die maximalen (dunkler Punkt) und minimalen (heller Punkt) PT-Bedingungen während der syntektonischen Metamorphose im Aar-Massiv an. Die Intrusionstiefe der Granitoide lag zwischen 10 und 13 km; nähere Erläuterungen s. Text.

5.2.2 Mikrorisorientierung

Auf der Basis der U-Tisch-Untersuchungen und der strukturellen Klassifikation der Risspopulationen wurden Risspoldiagramme für alle Proben erstellt. Die Mikrorisse werden in der flächentreuen Projektion der unteren Halbkugel auf eine Ebene (Schmidt'sches Netz) durch ihre Polpunkte, bzw. durch interpolierte Isolinien der Vielfachen der Gleichverteilung der Polpunkte (vgv) wiedergegeben (s.a. Abb. 3.1). Die zusätzlich bestimmten c-Achsen der Quarze werden als Lineare ebenfalls durch Isolinien, die die Belegungsdichte widerspiegeln, im Schmidt'schen Netz abgebildet.

Die Auswertung der Risse in den Glimmern ergab in allen Proben für die Biotitspaltflächen und die Spaltflächen in den Hellglimmern übereinstimmende Vorzugsorientierungen, sodass eine nach Wirtsmineralen getrennte Darstellung nicht notwendig erscheint. Ähnliches gilt für die Risse in den Kalifeldspäten und den Plagioklasen. Für die Proben, in denen die Zwillingslamellen der Plagioklase eine bevorzugte Ausrichtung besitzen, wurden einzelne Diagramme erstellt.

Getränkte Proben

Aus messtechnischen Gründen war es leider nicht möglich, die U-Tisch-Messungen an den Glimmern so durchzuführen, dass die getränkten und offenen Risse während der Messung voneinander unterscheidbar waren. Die qualitativen Untersuchungen sowie die Bestimmung der Rissdichte (Kap. 5.2.3) ergaben jedoch, dass in allen realisierten Raumlagen annähernd die Hälfte der Risse offen bzw. getränkt vorliegen. Die weitaus überwiegende Zahl der getränkten Risse in den Glimmern erscheint bei herkömmlicher Durchlichtmikroskopie offen, sodass die Belegungsdichte der Glimmerrisse für die gemeinsame Darstellung aller getränkten Risse (Feldspäte-, Quarz- und Glimmerrisse) entsprechend halbiert wurde.

Probe Scherzone 1 (SZ1)

Die Gesamtrisspopulation der Probe zeigt deutliche Vorzugsorientierungen (Abb. 5.10a), die zum großen Teil auf die sehr gut in die Foliation eingeregelteten Glimmerspaltflächen zurückzuführen sind (Abb. 5.10b). Die Maxima der um x aus der Foliation herausrotierten Risse sind ebenfalls durch Glimmerspaltflächen bedingt. Diese Risse bilden einen annähernd durchgehenden Gürtel in der yz-Ebene, wobei sich Maxima von Rissen ergeben, die mit etwa 45° oder senkrecht zur Foliation einfallen. Das schwache Submaximum der senkrecht zur Foliation und Lineation verlaufenden Risse (yz-Ebene; Abb. 5.10a) wird im Wesentlichen durch Feldspatrisse bedingt, die in dieser Raumlage ihr Hauptmaximum besitzen (Abb. 5.10d). Das Hauptmaximum der Feldspatrisse wird hauptsächlich durch getränkte Risse gebildet (Abb. 10g). Dementsprechend ist der Einfluss der Glimmerspaltflächen gegenüber den in der yz-Ebene liegenden Feldspatrisen in der Darstellung aller getränkten Risse deutlich vermindert (vergl. 5.10a, 5.10c).

Eine getrennte Betrachtung der getränkten Feldspatrisse nach ihrer Risslänge zeigt, dass insbesondere kürzere Risse $< 200 \mu\text{m}$ dem Hauptmaximum der getränkten Risse angehören (vergl. Abb. 5.10g und 5.10h). Aber auch längere Risse $> 300 \mu\text{m}$ können in dieser Raumlage beobachtet werden (Abb. 5.10i). Die überwiegende Zahl der längeren Risse liegt jedoch

subparallel zur xz-Ebene. Für die mineralisierten Risse in den Feldspäten können keine deutlichen Vorzugsorientierungen ermittelt werden, da nur eine geringe Anzahl mineralisierter Risse erfasst werden konnte (vergl. Abb. 5.10e). Die verheilten Risse in den Feldspäten bilden wie die Glimmerrisse einen Gürtel von Risspolen, deren Rissflächen um die x-Richtung aus der Foliation rotiert sind (Abb. 5.10f).

Die Mikrorisse im Quarz zeigen nur schwach ausgebildete Maxima von Rissen, die in einem mittleren Winkel zur Foliation ausgebildet sind, sowie ein weiteres Polsubmaximum von senkrecht zur x-Richtung verlaufenden Rissen (Abb. 5.10j). Die geringen Belegungsdichten von 2,0 vgv bis 3,5 vgv spiegeln den niedrigen Regelungsgrad der Quarzrisse wider.

Die Quarz-c-Achsen hingegen zeigen eine relativ deutliche Vorzugsorientierung (Abb. 5.10k). Sie liegen überwiegend parallel bis subparallel zur y-Richtung (vergl. Abb. 5.1). Die PT-Bedingungen der syntektonischen Metamorphose sowie die Deformationsbedingungen beeinflussten neben der Glimmertextur auch die Quarztextur wesentlich. Während bei koaxialer Deformation symmetrische Verteilungen der Quarz-c-Achsen zu erwarten sind, gehen diese symmetrischen Kreuzgürtel bei zunehmender nicht-koaxialer Deformation bzw. Scherung in Schräggürtel über (SCHMID & CASEY 1986). Die Quarz-c-Achsen-Verteilungen in SZ1 zeigen die Anlage von Kreuzgürteln mit ungleich stark besetzten Teilgürteln im Übergang zu einfachen Schräggürteln, an denen ein dextraler Bewegungssinn beobachtet werden kann.

Die verheilten Risse der Quarze verlaufen annähernd senkrecht zur Foliation (Abb. 5.10l). Sie zeigen mit einem Maximum von 8,4 vgv eine deutliche Regelung. Die getränkten Risse besitzen eine undeutliche Verteilung, deren Belegungsdichten gegenüber der Gesamtpopulation nur wenig erhöht sind, dennoch lässt sich eine orthorhombische Symmetrie erkennen. Die Darstellung der getränkten Risse in Abhängigkeit von der Risslänge zeigt, dass zwar in allen Raumlagen sowohl längere ($> 200 \mu\text{m}$) als auch kürzere Risse ($< 100 \mu\text{m}$) zu erwarten sind (vergl. Abb. 5.10n, 5.10o), senkrecht zur Foliation aber eher längere Risse ausgebildet sind.

Probe Hangendscholle 1 (HS1)

Die Vorzugsorientierung der Gesamtrisspopulation von HS1 ist wie in SZ1 durch die Orientierungen der Risse in den Glimmern und Feldspäten verursacht (Abb. 5.11 a, b, d). Allerdings zeigen die Glimmerrisse eine schwächer ausgebildete Vorzugsorientierung als in SZ1. Die Vorzugsorientierungen der getränkten Risse entsprechen weitgehend denen der Gesamtrisspopulation, wobei die Belegungsdichten leicht erhöht sind (vergl. Abb. 5.11a, c).

Die in SZ1 entwickelten Maxima der Feldspatrisse sind in HS1 ebenfalls ausgebildet, zeigen jedoch eine geringere Belegungsdichte. Das Hauptmaximum der Feldspatrisse wird durch Risse gebildet, die um y aus der Foliation herausrotiert sind. Eventuell handelt es sich um eine ältere Rissgeneration, die in SZ1 während der Mylonitisierung vollständig überprägt worden ist. Mineralisierte und verheilte Risse konnten nur relativ selten erfasst werden (Abb. 5.11e, f). Die getränkten Risse zeigen bei geringfügig erhöhten Belegungsdichten die gleichen Vorzugsorientierungen wie die Gesamtrisspopulation der Feldspäte (vergl. 5.11d, g). Subparallel zur xz-Ebene sind überwiegend kurze Risse $< 200 \mu\text{m}$ ausgebildet (Abb. 5.11h, i), längere Risse $> 400 \mu\text{m}$ scheinen insbesondere subparallel zur Foliation sowie senkrecht zur Foliation und Lineation zu verlaufen.

Die Risse in den Quarzen weisen bei schwachem Regelungsgrad ähnliche Vorzugsorientierungen wie die Feldspatrisse auf (Abb. 5.11j). Ähnlichkeit mit SZ1 zeigen die Orientierungen der Quarz-

c-Achsen, das Maximum liegt parallel zur y-Achse (Abb. 5.11k), die Ausbildung eines Schräggürtels kann jedoch nicht beobachtet werden. Die verheilten Risse der Quarze liegen bevorzugt subparallel zur y-Achse, d.h. in großem Winkel zur Foliation und Lineation (Abb. 5.11l). Die Verteilung der getränkten Risse entspricht den Vorzugsorientierungen der Gesamtrisspopulation der Quarze (Abb. 5.11m). Eine nach Risslängen getrennte Darstellung der getränkten Risse zeigt eine ähnliche Richtungsabhängigkeit der Risslängen wie in den Feldspäten, die Vorzugsorientierungen sind allerdings weniger deutlich ausgebildet (Abb. 5.11n, o).

Probe Liegendscholle (LS)

Die Vorzugsorientierungen der Gesamtrisspopulation und der getränkten Risse spiegeln auch hier die Vorzugsregelung der Risse in den Glimmern und Feldspäten wider (Abb. 5.12a - d). Die Glimmerspaltflächen zeigen eine ähnliche Verteilung wie in SZ1. Die foliationsparallelen Spaltflächen bilden allerdings sehr weitläufige Maxima aus, deren Risse um bis zu 45° von der Foliationsfläche abweichen (Abb. 5.12b). Das Submaximum der senkrecht zur Foliation und Lineation verlaufenden Risse ist auf die Risse im Feldspat, untergeordnet auch auf die Risse im Quarz zurückzuführen (Abb. 5.12d, j, bzw. g, m).

Die Belegungsdichte des Hauptmaximums der getränkten Feldspatrisse ist gegenüber der Gesamtpopulation der Feldspatrisse deutlich erhöht (vergl. Abb. 5.12d, g). Längere getränkte Risse $> 400 \mu\text{m}$ sind bevorzugt senkrecht zur Foliation und Lineation ausgerichtet, während die getränkten Risse, die das Hauptmaximum bilden, eher kürzere Risslängen $< 200 \mu\text{m}$ besitzen. Senkrecht zur Foliation und Lineation können ebenfalls kürzere Risse beobachtet werden (Abb. 5.12h, i).

Die Risse im Quarz in der Probe LS besitzen einen noch geringeren Regelungsgrad als in den übrigen Proben (Abb. 5.12j). Die Quarz-c-Achsen der Probe LS sind wie in SZ1 und HS1 subparallel zur y-Richtung ausgerichtet. Sie zeigen die Anlage von Kreuzgürteln mit ungleich stark besetzten Teilgürteln, an denen ein dextraler Bewegungssinn beobachtet werden kann. Die schwache Vorzugsorientierung der Gesamtrisspopulation der Quarze ist auch in den Diagrammen für die verheilten und getränkten Risse erkennbar (Abb. 5.12l, m). Eine eindeutige Vorzugsregelung in Abhängigkeit von der Risslänge der Quarzrisse kann für die kürzeren Risse $< 100 \mu\text{m}$ nicht beobachtet werden, die längeren Risse $> 200 \mu\text{m}$ liegen bevorzugt subparallel zur xz-Ebene (Abb. 5.12n, o).

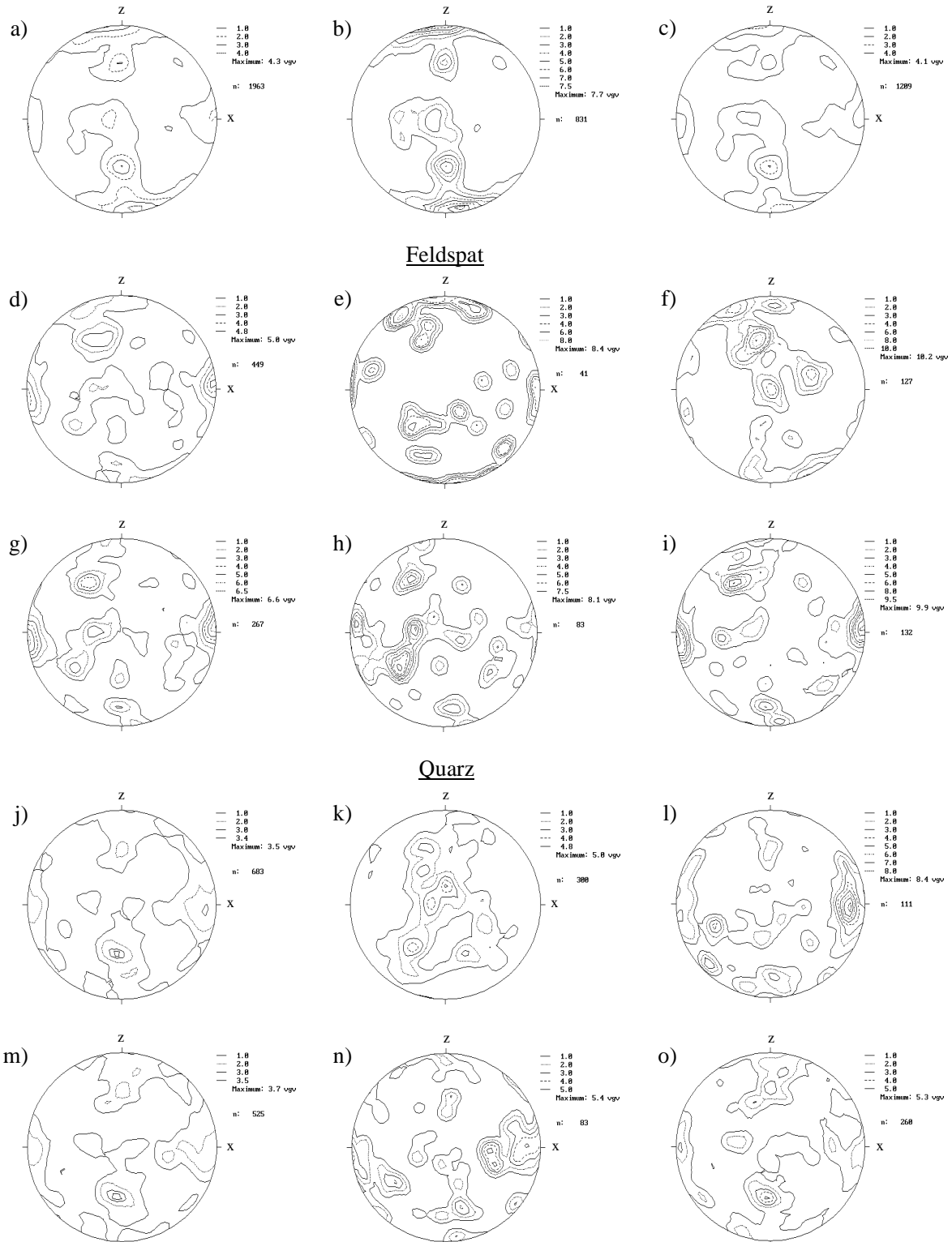


Abb. 5.10: Belegungsdichtediagramme der Probe SZ1: a) Gesamttrisspopulation, b) Glimmerspaltflächen, c) Gesamtpopulation der getränkten Risse, Risse in den Feldspäten: d) Gesamttrisspopulation, e) mineralisierte Risse, f) verheilte Risse, g) getränkte Risse, h) getränkte Risse > 300 μm , i) getränkte Risse < 200 μm , Risse und c-Achsen im Quarz: j) Gesamttrisspopulation, k) c-Achsen, l) verheilte Risse, m) getränkte Risse, n) getränkte Risse > 200 μm , o) getränkte Risse < 100 μm ; Darstellung gemäß Abb. 3.1, Schmidt'sches Netz, untere Halbkugel.

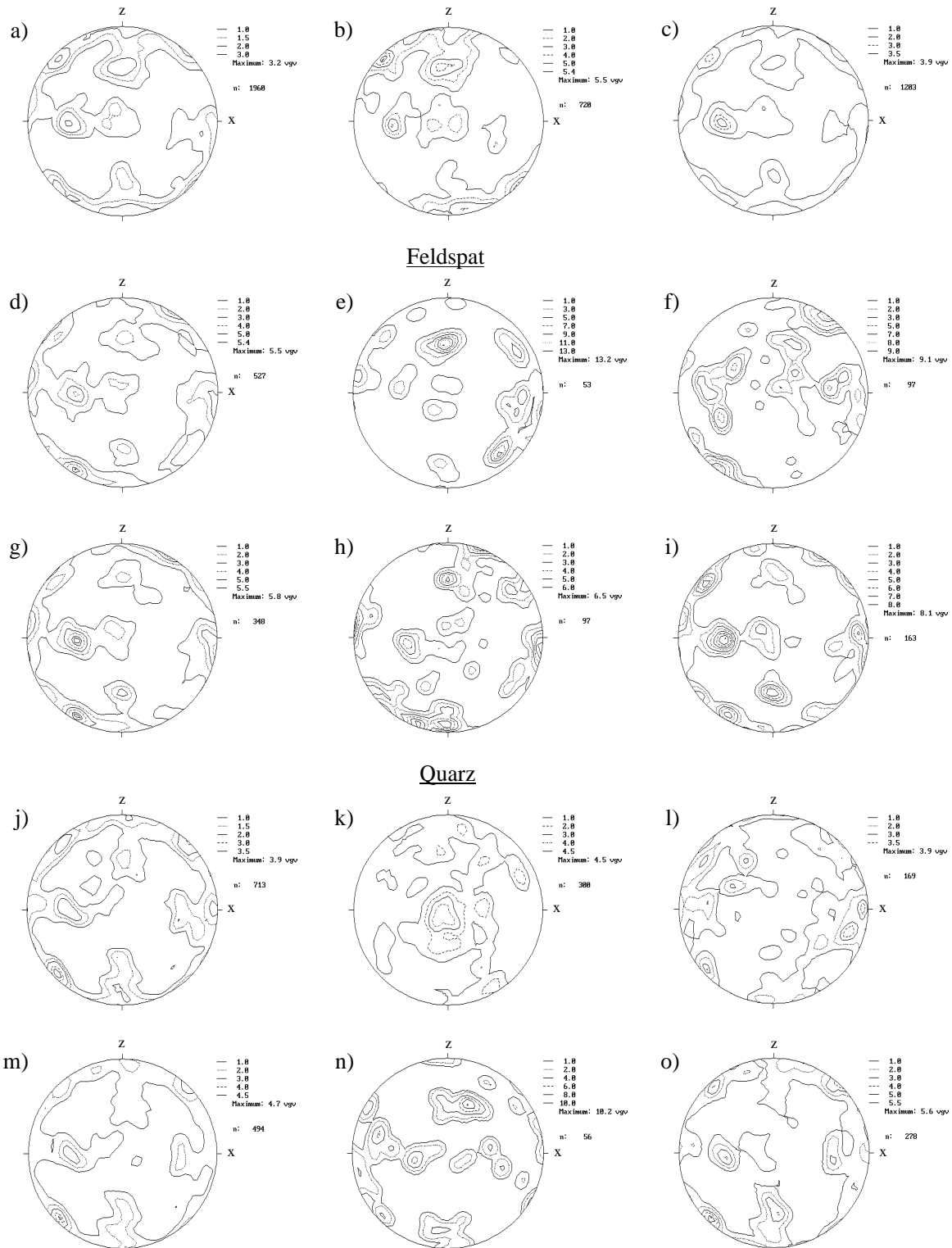


Abb. 5.11: Belegungsdichtediagramme der Probe HS1: a) Gesamttrisspopulation, b) Glimmerspaltflächen, c) Gesamtpopulation der getränkten Risse, Risse in den Feldspäten: d) Gesamttrisspopulation, e) mineralisierte Risse, f) verheilte Risse, g) getränkte Risse, h) getränkte Risse > 400 μm , i) getränkte Risse < 200 μm , Risse und c-Achsen im Quarz: j) Gesamttrisspopulation, k) c-Achsen, l) verheilte Risse, m) getränkte Risse, n) getränkte Risse > 200 μm , o) getränkte Risse < 100 μm ; Darstellung gemäß Abb. 3.1, Schmidt'sches Netz, untere Halbkugel.

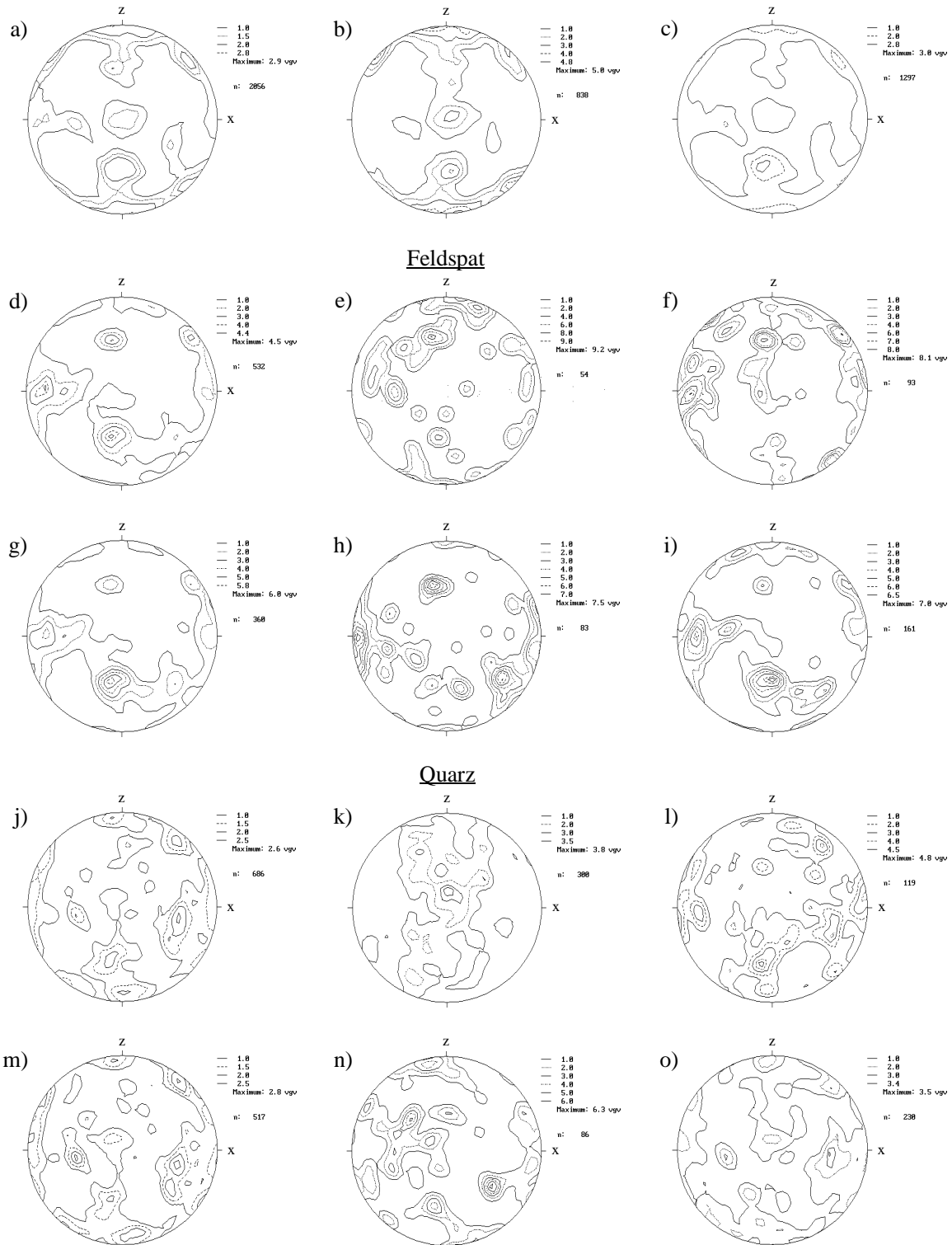


Abb. 5.12: Belegungsdichtediagramme der Probe LS: a) Gesamtrisspopulation, b) Glimmerspaltflächen, c) Gesamtpopulation der getränkten Risse, Risse in den Feldspäten: d) Gesamtrisspopulation, e) mineralisierte Risse, f) verheilte Risse, g) getränkte Risse, h) getränkte Risse > 400 μm , i) getränkte Risse < 200 μm , Risse und c-Achsen im Quarz: j) Gesamtrisspopulation, k) c-Achsen, l) verheilte Risse, m) getränkte Risse, n) getränkte Risse > 200 μm , o) getränkte Risse < 100 μm ; Darstellung gemäß Abb. 3.1, Schmidt'sches Netz, untere Halbkugel.

Ungetränkte Proben

Probe Scherzone 2 (SZ2)

Die Vorzugsorientierung der Gesamtrisspopulation ist auf die Vorzugsregelung der Glimmerspaltflächen und Feldspatrisse zurückzuführen (Abb. 5.13a, b, d), wobei das Hauptmaximum durch foliationsparallele Glimmerrisse gebildet wird. Der Gürtel, der im Belegungsdiagramm der Glimmerspaltflächen in SZ1 ausgebildet ist, kann in SZ2 nicht beobachtet werden. Die Vorzugsorientierungen der Feldspatrisse weisen in SZ2 gegenüber SZ1 einige Abweichungen auf, die hauptsächlich auf die mineralisierten und verheilten Risse zurückzuführen sind. Die offenen Feldspatrisse hingegen sind ähnlich wie die getränkten in SZ1 orientiert, das Hauptmaximum bilden senkrecht zur Foliation und zur Lineation ausgebildete Risse (Abb. 5.13d - g). Die häufig offenen oder mineralisierten Spaltflächen-parallelen Risse und parallel der Zwillingslamellen verlaufenden Risse im Feldspat sind überwiegend senkrecht zur Lineation ausgerichtet (Abb. 5.13h, i). Zusätzlich können foliationsparallele Risse insbesondere parallel der Zwillingslamellen beobachtet werden. Die Belegungsdichte der Quarzrisse ist ebenso wie für SZ1 relativ niedrig, wobei die Orientierungen weitgehend übereinstimmen. Die Quarz-c-Achsen, die eine Kleinkreisverteilung um die y-Richtung zeigen, weisen eine geringere Übereinstimmung mit den getränkten Proben auf, deren Quarz-c-Achsen häufig parallel oder subparallel zur y-Richtung ausgebildet sind (Abb. 5.13k).

Probe Hangendscholle 2 (HS2)

Die Gesamtrisspopulation (Abb. 5.14a) spiegelt deutlich den Einfluss der Glimmerspaltflächen (Abb. 5.14b) und der Feldspatrisse wider (Abb. 5.14d). Das stärkste Maximum wird durch die leicht um die x-Achse aus der Foliation herausrotierten Glimmerspaltflächen gebildet, die auch die Hauptrisschar der Glimmer darstellen (Abb. 5.14a, b). Die Ausrichtung der Glimmerspaltflächen parallel der Foliation ist in HS2 ausgeprägter als in HS1.

In den Feldspäten sind mehrere ähnlich starke Maxima insbesondere subparallel zur Foliation verlaufender Risse zu beobachten, die zum Großteil von mineralisierten und verheilten Rissen gebildet werden (Abb. 5.14d - f). Die Mehrzahl der offenen Risse ist in großen Winkeln zur Foliation ausgebildet, im Gegensatz zu HS1 und SZ2 sind jedoch kaum Risse parallel der yz-Ebene vorhanden (Abb. 5.14g). Die parallel der Zwillingslamellen und Spaltflächen verlaufenden Feldspatrisse bilden breit gezogene Maxima von um y aus der Foliation herausrotierten Rissen (Abb. 5.14h, i). Zusätzlich sind Spaltflächen-parallele Risse subparallel zur yz-Ebene ausgebildet. Beide Raumlagen sind sowohl in den offenen als auch in den verheilten Rissen zu beobachten. Die Belegungsdichte der Quarzrisse ist relativ niedrig (Abb. 5.14j). Die Belegungsdichte erhöht sich, wenn nur die offenen (bzw. getränkten) Risse dargestellt werden, wobei das Maximum durch foliationsparallele Risse gebildet wird (Abb. 5.14m). Die Quarz-c-Achsen zeigen wie in SZ2 eine Kleinkreisverteilung um die y-Richtung, das Maximum der c-Achsen ist allerdings parallel der Lineation in x-Richtung ausgebildet (Abb. 5.14k).

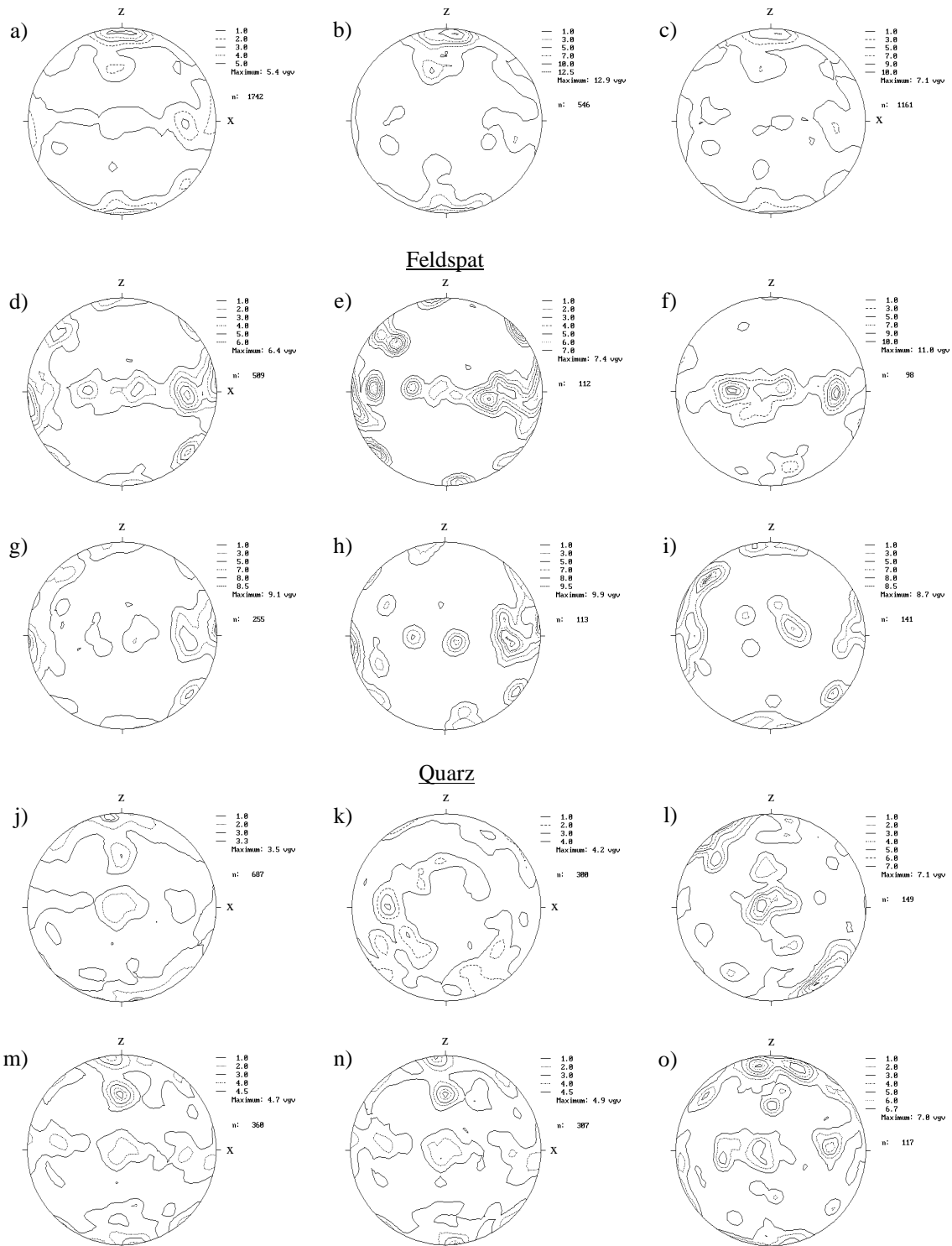


Abb. 5.13: Belegungsdichtediagramme der Probe SZ2: a) Gesamttrisspopulation, b) Glimmerspaltflächen, c) Gesamtpopulation der offenen Risse, Risse in den Feldspäten: d) alle Risse, e) mineralisierte Risse, f) verheilte Risse, g) offene Risse, h) Spaltflächen-parallele Risse, i) Risse parallel der Zwillingslamellen, Risse und c-Achsen im Quarz: j) Gesamttrisspopulation, k) c-Achsen, l) verheilte Risse, m) offene Risse, n) verbundene offene Risse, o) mineralisierte Risse; Darstellung gemäß Abb. 3.1, Schmidt'sches Netz, untere Halbkugel.

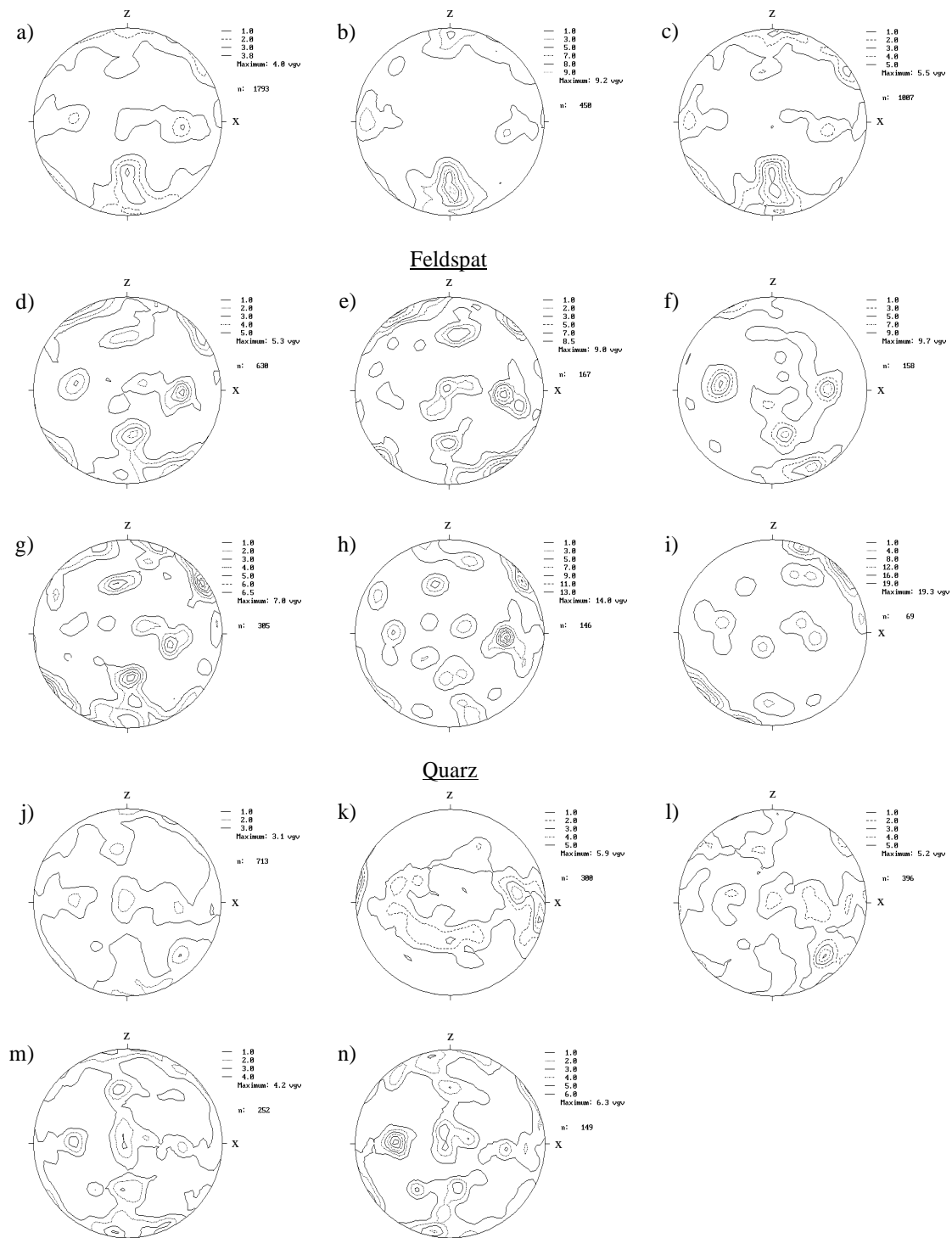


Abb. 5.14: Belegungsdichtediagramme der Probe HS2: a) Gesamttrisspopulation, b) Glimmerspaltflächen, c) Gesamtpopulation der offenen Risse, Risse in den Feldspäten: d) alle Risse, e) mineralisierte Risse, f) verheilte Risse, g) offene Risse, h) Spaltflächen-parallele Risse, i) Risse parallel der Zwillingslamellen, Risse und c-Achsen im Quarz: j) Gesamttrisspopulation, k) c-Achsen, l) verheilte Risse, m) offene Risse, n) verbundene offene Risse; Darstellung gemäß Abb. 3.1, Schmidt'sches Netz, untere Halbkugel.

Granit

Die Vorzugsregelung der Gesamtrisspopulation spiegelt wie in den übrigen Proben die Verteilungen der Glimmerspaltflächen und der Feldspatrisse wider (Abb. 5.15a, b, d). Ein deutlicher Unterschied zeigt sich in der schwächeren Vorzugsorientierung der Glimmerspaltflächen (Abb. 5.15b). Zusätzlich zu den parallel bis subparallel zur Foliation verlaufenden Glimmerrissen sind weitere Spaltflächen-parallele Risse subparallel zur yz-Ebene ausgebildet. Die offenen Risse in der Granitprobe zeigen die gleichen Orientierungen wie die Gesamtpopulation (vergl. Abb. 5.15a, c).

Die Feldspatrisse bilden zwei näherungsweise gleich starke Maxima aus, deren Risscharen in großen Winkeln zur Foliation ausgerichtet sind (Abb. 5.15d). Zusätzlich sind schwächere Submaxima von Rissen subparallel zur xz-Ebene zu beobachten. Die mineralisierten Risse der Feldspäte zeigen ähnliche Vorzugsorientierungen, sie besitzen jedoch erhöhte Belegungsdichten (Abb. 5.15e). Die verheilten Risse sind dagegen bevorzugt parallel zur xz- oder zur yz-Ebene, damit senkrecht zur Foliation, ausgebildet (Abb. 5.15 f). Die offenen Risse der Feldspäte weisen weitgehend die gleiche Vorzugsorientierung wie die Gesamtpopulation der Feldspatrisse auf (vergl. Abb. 5.15d, g). Die mikroskopische Beobachtung, dass offene Risse bevorzugt parallel zu den Spaltflächen und mineralisierte Risse parallel zu den Zwillingslamellen liegen, wird durch den Vergleich der entsprechenden Diagramme bestätigt (vergl. Abb. 5.15g, h; Abb. 5.15e, i).

Die Vorzugsregelungen der Quarzrisse sind wie in den übrigen Proben schwach entwickelt (Abb. 5.15j). Lediglich die offenen Risse der Quarze bilden ein ausgeprägtes Hauptmaximum, dessen Risse um z aus der xz-Ebene herausrotiert sind, sodass die Rissflächen senkrecht zur Foliation ausgerichtet sind (Abb. 5.15m). Ein weiteres, relativ breit gezogenes Maximum von parallel zur Foliation verlaufenden Rissen ist zusätzlich zu erkennen. Die Vorzugsorientierungen der offenen Risse können auch in dem Diagramm der verbundenen offenen Risse beobachtet werden, wobei die Belegungsdichte des Hauptmaximums leicht erhöht ist (vergl. Abb. 5.15m, n). Die Regelung der Quarz-c-Achsen subparallel zur Lineation unterscheidet sich deutlich von der der getränkten Proben. Dies ist vermutlich auf die schwächere Scherung des Granits zurückzuführen.

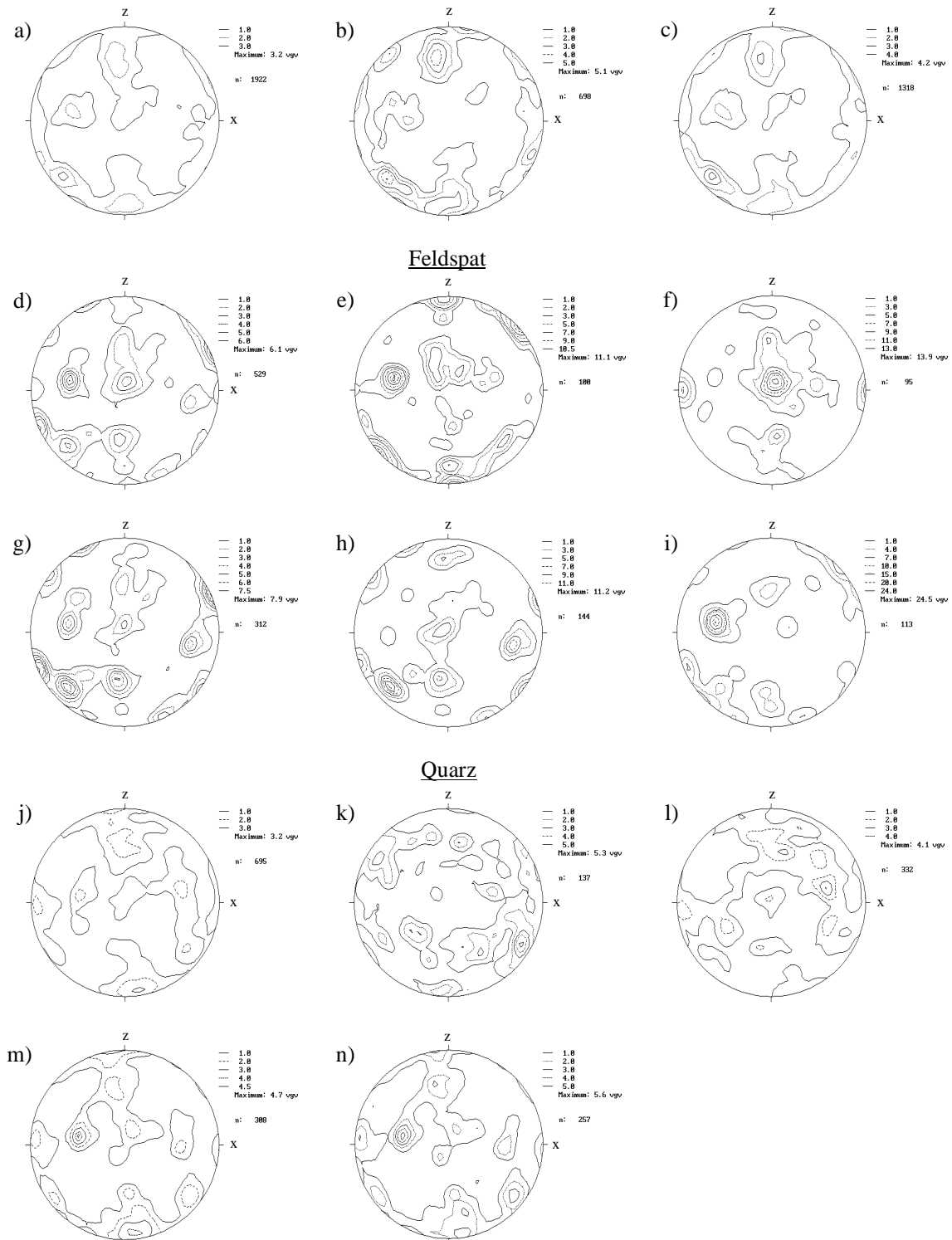


Abb. 5.15: Belegungsdichtediagramme der Granitprobe: a) Gesamttrisspopulation, b) Glimmerspaltflächen, c) Gesamtpopulation der offenen Risse, Risse in den Feldspäten: d) alle Risse, e) mineralisierte Risse, f) verheilte Risse, g) offene Risse, h) Spaltflächen-parallele Risse, i) Risse parallel der Zwillingslamellen, Risse und c-Achsen im Quarz: j) Gesamttrisspopulation, k) c-Achsen, l) verheilte Risse, m) offene Risse, n) verbundene offene Risse; Darstellung gemäß Abb. 3.1, Schmidt'sches Netz, untere Halbkugel.

5.2.3 Rissstatistik und Quantifizierung der Risschardichten

Zusätzlich zu der Orientierung der Mikrorissscharen wurde die Rissdichte als Rissanzahl pro Messstrecke (lineare Kluftdichte d_1 ; vergl. Kap. 3.2.7; Kap. 7.1) sowie die mittlere Risslänge pro Hauptrisschar für die getränkten Mikrorisse und die offenen Glimmerspaltflächen der getränkten Proben ermittelt. Die Lage der Hauptrissmaxima wurde jeweils im Polpunktdiagramm bestimmt (vergl. Abb. 5.10 bis 5.12). Die Maxima, für dessen Risscharen die statistischen Parameter bestimmt wurden, sind in den Tab. 5.2 bis 5.4 jeweils als Einfallen der dazugehörigen mittleren Rissfläche angegeben.

Die Rissdichte der Spaltflächen-parallelen Mikrorisse in den Glimmern wurde für die getränkten und die offenen Risse bestimmt, um das Verhältnis von getränkten und offenen Mikrorissen pro Rissmaximum abschätzen zu können.

Die mittlere Risslänge (mit Standardabweichung) wurde nach Möglichkeit für jeweils zwei Ausdehnungsrichtungen (bezüglich der Gefügeelemente x, y, z; vergl. Abb. 3.1) angegeben. Für die Quarzrisse, die aufgrund ihres niedrigen Regelungsgrads meist nur undeutliche Rissmaxima bilden, wurde die Risslänge für die Hauptrisschar und die restlichen Risse bzw. für die Gesamtrisspopulation angegeben.

Tab. 5.2: Rissdichte (d_1) und durchschnittliche Risslänge mit Standardabweichung der Risscharen der Probe HS1; nähere Erläuterungen s. Text

Wirtsmineral (Risszustand)	Maximum	Rissdichte (Anzahl/cm)	Risslänge I (μm)	Ausdehnungs- richtung I	Risslänge II (μm)	Ausdehnungs- richtung II
Glimmer (getränkt)	135/86	70,5 (54%)	128,12/83,5	055/00	83,14/40,53	y
Glimmer (offen)		60,8 (46%)				
Glimmer (getränkt)	172/52	42,2 (48%)	117,8/70,1	180/52	112,95/66,77	x
Glimmer (offen)		45,5 (52%)				
Glimmer (getränkt)	086/54	36,4 (44%)	145,23/87,08	z	78,43/48,09	090/54
Glimmer (offen)		46,8 (56%)				
Glimmer (getränkt)	350/86	32,6 (44%)	111,8/69,33	x	107,75/65,25	y
Glimmer (offen)		41,6 (56%)				
Feldspat (getränkt)	086/42	24,0	433,78/196,62	z	232,13/198,51	090/42
Feldspat (getränkt)	030/86	26,0	373,14/227,42	000/80	260,63/137,8	120/00
Feldspat (getränkt)	098/90	27,8	308,94/236,16	y	298,52/280,88	z
Quarz (getränkt)	045/85	28,0	103,36/61,71			
Quarz (getränkt)	restliche Risse		115,34/88,62			

Tab. 5.3: Rissdichte (d_1) und durchschnittliche Risslänge mit Standartabweichung der Risscharen der Probe SZ1; nähere Erläuterungen s. Text

Wirtsmineral (Risszustand)	Maximum	Rissdichte (Anzahl/cm)	Risslänge I (μm)	Ausdehnungs- richtung I	Risslänge II (μm)	Ausdehnungs- richtung II
Glimmer (getränkt)	351/88	84,4 (44%)	88,17/54,58	x	52,11/30,28	y
Glimmer (offen)		106 (56%)				
Glimmer (getränkt)	358/44	46,6 (48%)	92,71/46,88	000/44	54,75/35,12	x
Glimmer (offen)		49,6 (52%)				
Glimmer (getränkt)	179/48	35,4 (52%)	67,97/31,73	x	50,55/26,91	180/48
Glimmer (offen)		32,4 (48%)				
Glimmer (getränkt)	064/07	37,6 (54%)	88,63/55,90	x	72,00/34,49	z
Glimmer (offen)		32,4 (46%)				
Feldspat (getränkt)	086/90	14,8	215,79/108,96	y	129,67/92,46	z
Feldspat (getränkt)	154/57	16,3	322,08/246,70	064/00	172,13/94,44	180/50
Quarz (getränkt)	004/44	28,9	140,95/81,31	x	128,05/64,18	000/44
Quarz (getränkt)	restliche Risse		123,49/91,05			

Tab. 5.4: Rissdichte (d_1) und durchschnittliche Risslänge mit Standartabweichung der Risscharen der Probe LS; nähere Erläuterungen s. Text

Wirtsmineral (Risszustand)	Maximum	Rissdichte (Anzahl/cm)	Risslänge I (μm)	Ausdehnungs- richtung I	Risslänge II (μm)	Ausdehnungs- richtung II
Glimmer (getränkt)	173/90	66,6 (46%)	91,42/60,78	x	69,77/42,49	y
Glimmer (offen)		79,4 (54%)				
Glimmer (getränkt)	355/51	58,4 (47%)	96,96/58,1	x	78,17/64,68	000/51
Glimmer (offen)		64,6 (53%)				
Glimmer (getränkt)	316/89	52,8 (51%)	103,37/80,52	046/00	78,9/51,32	y
Glimmer (offen)		51,0 (49%)				
Glimmer (getränkt)	221/88	49,6 (57%)	73,97/33,36			
Glimmer (offen)		37,6 (43%)				
Glimmer (getränkt)	235/05	21,6 (60%)	85,51/56,58			
Glimmer (offen)		14,6 (40%)				
Feldspat (getränkt)	013/45	19,8	448,52/383,92	000/45	368,93/266,78	x
Feldspat (getränkt)	092/72	21,0	285,33/219,39	y	254,84/184,06	z
Quarz (getränkt)	Gesamtrisspopulation		133,8/87,22			

Die Spaltflächen-parallelen Mikrorisse der Glimmer zeigen auffallend höhere Rissdichten (30 bis 80 Risse/cm) als die getränkten Risse in den Feldspäten (15 bis 25 Risse/cm) und im Quarz (etwa 28 Risse/cm). Der prozentuale Anteil der getränkten und offenen Glimmerspaltflächen variiert zwischen 44 und 60% (getränkt) bzw. 40 und 56% (offen). Auffällig sind die unterschiedlichen Verhältnisse der offenen und getränkten Risse parallel zur Foliation und parallel zur xz-Ebene

(vergl. Abb. 3.1). Parallel der Foliation liegen in SZ1 56% offen und 44% getränkt vor, während parallel zur xz-Ebene lediglich 46% der Glimmerspaltflächen geöffnet sind. Die Ursache ist vermutlich eine verschieden stark ausgeprägte Bohrkernrelaxation, bedingt durch das in situ-Spannungsfeld, dessen maximale horizontale Hauptnormalspannung σ_H annähernd senkrecht zur Foliation ausgerichtet ist. Die Entspannung der Proben erfolgt somit hauptsächlich senkrecht zur Foliation und bedingt bevorzugt die Öffnung der foliationsparallelen Mikrorisse.

Die größten durchschnittlichen Risslängen der Spaltflächen-parallelen Risse in den Glimmern sind mit 80 bis 145 μm in HS1 zu beobachten. Die kürzesten Risslängen ergeben sich dagegen mit 50 bis 85 μm für SZ1. Die Glimmerrisse in LS zeigen mittlere durchschnittliche Risslängen von 70 bis 100 μm . Insgesamt können die maximalen durchschnittlichen Risslängen der Spaltflächen-parallelen Glimmerrisse in allen Proben hauptsächlich parallel zur Foliation und subparallel der xy-Ebene beobachtet werden. Die durchschnittlichen Risslängen der getränkten Quarzrisse zeigen kaum Unterschiede; sie liegen zwischen 100 und 140 μm .

Die Mikrorisse in den Feldspäten weisen im Allgemeinen wesentlich größere durchschnittliche Risslängen auf als Risse in Glimmern und im Quarz. Für HS1 und LS liegen die durchschnittlichen Risslängen zwischen annähernd 250 und 450 μm . Die getränkten Feldspatrisse in SZ1 erreichen insgesamt geringere durchschnittliche Längen von 130 bis 320 μm . Zurückgeführt wird dies auf die variierenden Korngrößen, insbesondere in den mylonitisierten Bereichen in SZ1 sind die Korngrößen aufgrund des hohen Deformationsgrads stark reduziert.

Quantifizierung der Risschardichten

Die für die getränkten und offenen Mikrorisse ermittelten Belegungsdichtediagramme (Kap. 5.2.2) ermöglichen bereits eine erste Beurteilung der Risshäufigkeitsverteilung, stellen aber eher eine qualitative Einschätzung dar. Zur besseren Abschätzung des Einflusses der verschiedenen Mikrorisscharen auf die petrophysikalischen Eigenschaften wird zusätzlich die quantitative Risschardichte für die Proben HS1, SZ1 und LS bestimmt.

Basierend auf der linearen Rissdichte (d_1) und der Lage des dazugehörigen Risspolmaximums wurden für die offenen Glimmerrisse, die getränkten Glimmerrisse und die getränkten Feldspatrisse sowie die getränkten Feldspat- und Glimmerrisse gemeinsam Lagenkugeldiagramme erstellt, in denen Isolinien gleicher Anzahl von Schnittpunkten zwischen Kugeldurchmesser und Rissflächen als Kleinkreise dargestellt sind (vergl. Kap. 3.2.7). Aufgrund der geringen Vorzugsorientierung der Quarzrisse wurde für diese keine Quantifizierung der Risschardichten vorgenommen. Die für die Berechnung der Lagenkugeldiagramme (Abb. 5.16) verwendeten Eingangsdaten sind in Tab. 5.5 zusammengefasst. Die Rissdichte d_1 (Anzahl pro cm) wurde auf einen Kugeldurchmesser von 5 cm umgerechnet.

Die in Abb. 5.16a dargestellten Diagramme geben die quantifizierten Risschardichten der offenen Glimmerspaltflächen wieder. Die deutlichste Regelung ist für SZ1 zu erkennen. Das Maximum parallel zur z-Richtung zeigt die strenge Vorzugsorientierung der Glimmerspaltflächen parallel zur Foliation. In x-Richtung ergeben sich in allen Proben die geringsten Rissdichten, da kaum Glimmerspaltflächen geschnitten werden. Die Lagenkugeldiagramme der getränkten Glimmerrisse weisen gegenüber denen der offenen kaum Unterschiede auf. Es zeigt sich lediglich in allen Proben für die getränkten Risse eine Erniedrigung des Maximums parallel

zur z-Richtung, da prozentual parallel der Foliation mehr offene in abweichenden Richtungen mehr getränkte Glimmerrisse vorhanden sind (s. Tab. 5.2 - 5.4).

Tab. 5.5: Eingangsdaten für die Erstellung der quantifizierten Risschardichten (Anzahl entspricht der Rissanzahl pro 5 cm); nähere Erläuterungen s. Text

Maximum	Probe HS1			Probe SZ1			Probe LS		
	Polpunkt	Anzahl getränkt	Anzahl offen	Polpunkt	Anzahl getränkt	Anzahl offen	Polpunkt	Anzahl getränkt	Anzahl offen
Glimmer I	315/04	354	304	171/02	422	530	173/00	333	397
Glimmer II	352/38	211	227	178/46	233	248	175/39	292	323
Glimmer III	266/36	182	234	359/42	177	162	136/01	264	255
Glimmer IV	170/04	163	208	244/83	188	162	041/02	248	188
Glimmer V							055/85	108	73
Feldspat I	266/48	120		086/00	74		193/45	99	
Feldspat II	210/04	130		334/33	82		272/18	105	
Feldspat III	098/00	139							

Die Lagenkugeldiagramme der getränkten und offenen Glimmerrisse der Probe HS1 zeigen ein wesentlich regelmäßigeres Bild als die Belegungsdichtediagramme der Glimmerspaltflächen (vergl. Abb. 5.11b; 5.16 HS1a, HS1b). Ein deutliches Maximum ist im Quadranten oben links in etwa parallel zur Einfallsrichtung des Polpunkts der Hauptrisschar im Belegungsdichtediagramm zu erkennen. Minima sind in leicht aus der Äquatorebene heraus rotierten Richtungen ausgebildet.

Die Diagramme der Glimmerspaltflächen-parallelen getränkten und offenen Risse von LS zeigen große Übereinstimmungen mit denen von SZ1. Das Maximum parallel z ist hier ebenfalls entwickelt, während die minimalen Schnittpunkte entlang von Kugeldurchmessern subparallel zur Foliation berechnet wurden (Abb. 5.16 LSa, LSb). Im Unterschied zu SZ1 ist das Minimum jedoch nicht parallel x, sondern in y-Richtung entwickelt. Die Isolinien im Äquatorbereich zeigen zusätzlich einen unruhigeren Verlauf. Dies wird durch die Glimmerspaltflächen verursacht, die um x aus der Foliation herausrotiert sind, sodass sie einen mittleren Winkel zur Foliation einnehmen.

Ein ähnlicher Überlagerungseffekt zeigt sich besonders eindrucksvoll für die Feldspatrisse (Abb. 5.16c). Die Maxima sind in allen Proben in der Mitte zwischen den Hauptmaxima der Belegungsdichtediagramme ausgebildet. In SZ1 liegt das Maximum im oberen linken Quadranten (Abb. 5.16 SZ1c), in den beiden anderen Proben im unteren linken Viertel (Abb. 5.16 HS1c, LSa). Es ist in allen Proben nur leicht aus der xy-Ebene herausrotiert. Die Minima liegen jeweils in einem Gürtel senkrecht zu dem entsprechenden Maximum.

Durch die wesentlich höhere Rissdichte der Glimmerrisse spiegeln die gemeinsamen Diagramme der getränkten Feldspat- und Glimmerrisse in erster Linie die Rissdichteverteilung der getränkten Glimmerrisse wieder (vergl. Abb. 5.16b, d). Allerdings werden die Maxima der Glimmerrisse durch die Überlagerung mit den Feldspatrisse leicht verschoben und erniedrigt.

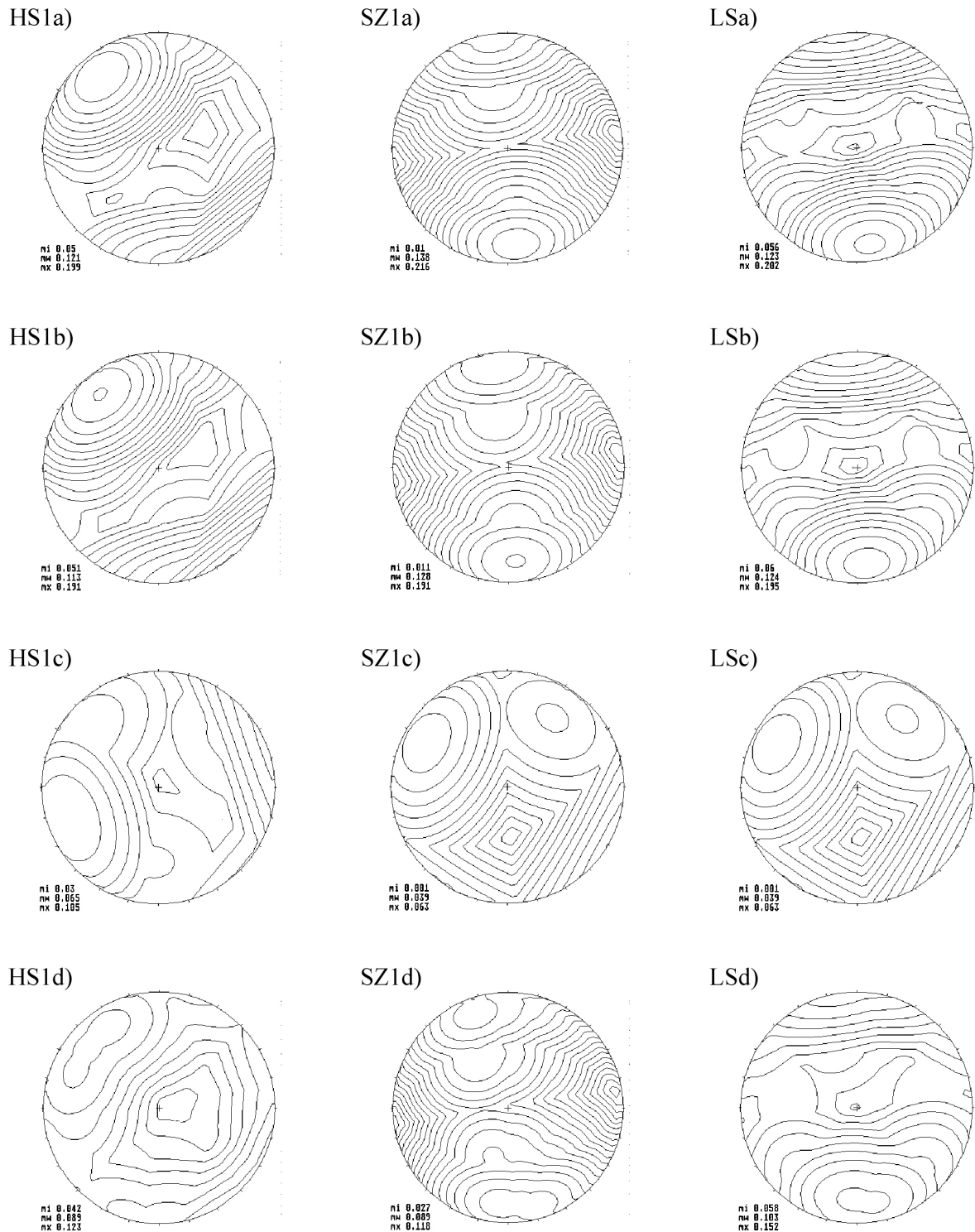


Abb. 5.16: Quantifizierte Risschardichten bezogen auf eine Kugelprobe mit einem Durchmesser von 5 cm für die Proben HS1, SZ1 und LS für a) die offenen Spaltflächen-parallelen Risse in den Glimmern, b) die getränkten Spaltflächen-parallelen Risse in den Glimmern, c) die getränkten Risse in den Feldspäten und d) die getränkten Glimmer- und Feldspatrisse. Die Rissanzahl/1000 für das jeweils größte Maximum (mx), den Mittelwert (mw) und das kleinste Minimum (mi) sind in der Abb. jeweils angegeben. Die Abstände der Isolinien betragen jeweils $0,01^{0/00}$ (für SZ1d $0,005^{0/00}$); Darstellung mit dem Programm „ISOTON“ (s. Kap. 5.2.7), untere Lagenkugel.

3-D Rissmodell

Auf der Basis der U-Tisch-Untersuchungen und der mikroanalytischen Risstypisierung können die Hauptrisscharen der verbundenen in situ-Risse für die getränkten Proben ermittelt werden, sie sind in Abb. 5.17 in einem schematischen Probenwürfel dargestellt.

Jede Hauptrisschar wird durch eine schematisierte Rissfläche repräsentiert, deren Punktdichte die relative Häufigkeit der jeweiligen Risschar wiedergibt (vergl. Tab. 5.2 - 5.4; Kap. 5.2.2, Abb. 5.10 - 5.12). Für jede Risschar ist angegeben, in welchen Wirtsmineralen sie hauptsächlich ausgebildet ist.

In allen Proben ist eine Risschar von Glimmerrissen parallel der Foliation ausgebildet. In den stärker foliierten Proben SZ1 und LS finden sich zusätzlich Risscharen in den Glimmern, die um x aus der Foliation herausrotiert sind. In LS und HS1 kann jeweils eine Risschar von Glimmerrissen beobachtet werden, die um y aus der yz -Ebene herausrotiert wurde. Dass diese in SZ1 nicht ausgebildet ist, könnte darauf hindeuten, dass es sich um eine ältere Risschar handelt, die während der Gefügeprägung in SZ1 vollständig überprägt worden ist.

Die Vorzugsorientierung der Feldspatrisse ist ebenfalls in SZ1 am deutlichsten ausgebildet. Auffallend ist die in allen Proben verwirklichte Risschar senkrecht zur Lineation. Die auffallend stärkere Heterogenität der Hauptrisscharen in HS1 deckt sich mit den Ergebnissen Gefügeuntersuchung.

Deutlich wird, dass sich in jeder Probe in zahlreichen Richtungen Überschneidungen der Risse ergeben. Diese „Kanäle“ bzw. Kontakte zwischen jeweils (mindestens) zwei Rissen stellen zusätzlich zu den Rissrichtungen weitere mögliche Fließrichtungen innerhalb des Mikrokluftnetzwerks dar.

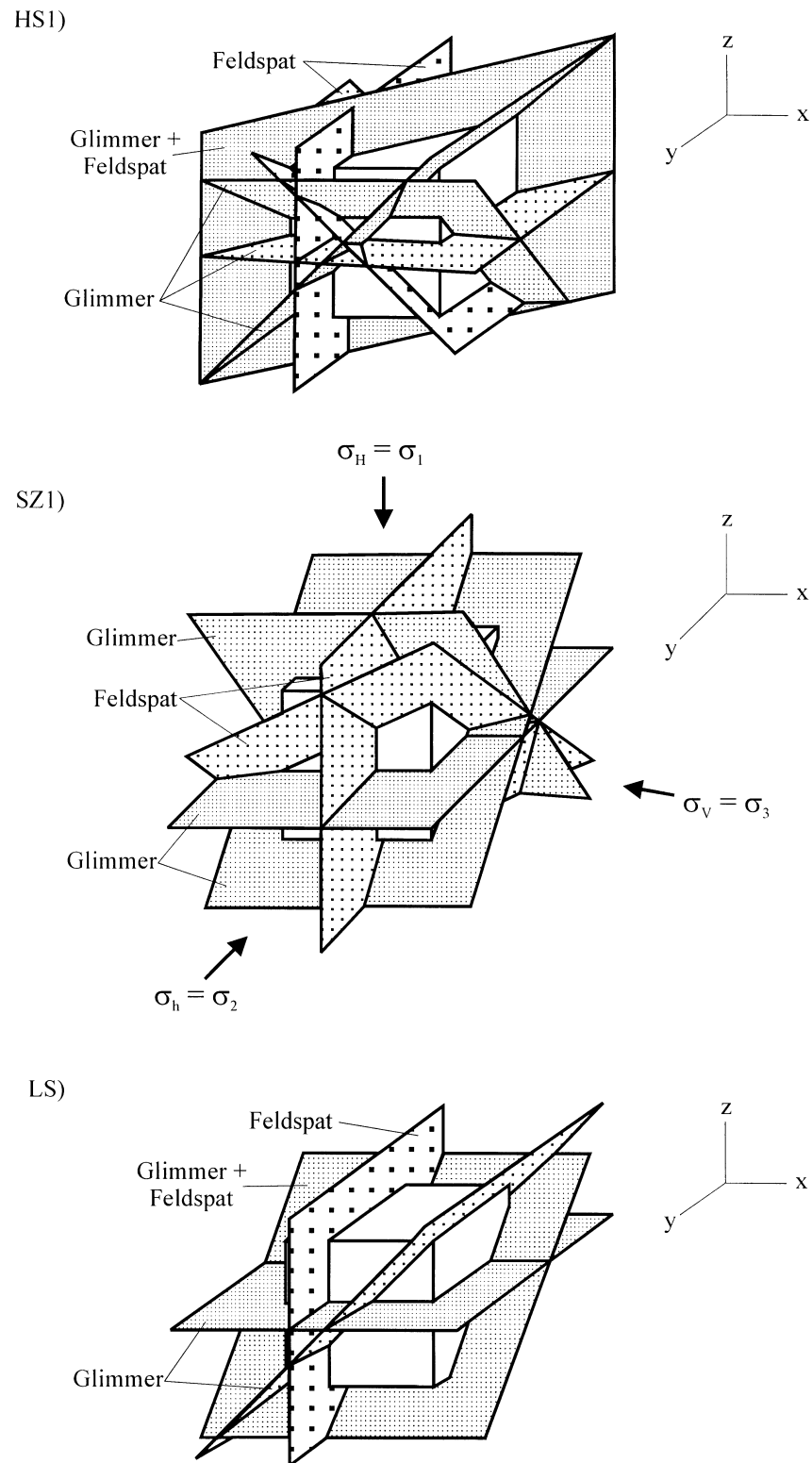


Abb. 5.17: Darstellung der Haupttrisscharen der getränkten bzw. verbundenen in situ-Risse in einem schematischen Probenwürfel für HS1, SZ1 und LS. Die Punktdichte gibt die relative Belegungsichte der jeweiligen Risschar an. Für jede Risschar sind die Wirtminerale angegeben, in denen sie hauptsächlich verwirklicht ist; Probenreferenzsystem gemäß Abb. 3.1.

5.3 Zusammenfassende Diskussion

Ziel der bislang erläuterten Untersuchungen ist die direkte Erfassung der in situ-Mikroporosität kristalliner Gesteine in Abhängigkeit vom Gesteinsgefüge. Den Schwerpunkt bilden Proben, die entlang eines Profils über eine Scherzone im Grimsel-Granodiorit (GrGr; Zentrales Aarmassiv) genommen wurden (HS1, SZ1 und LS; Kap. 4). Die Übertragbarkeit der Ergebnisse wurde anhand von zwei weiteren Proben aus dem GrGr überprüft (HS2, SZ2). Zusätzlich wurde eine Probe aus dem schwächer vergneisten Umgebungsgestein, dem Zentralen Aaregranit (ZAGr), untersucht (Granit).

Alle Proben zeigen eine sehr ähnliche mineralogische Zusammensetzung. Als Hauptgemengteile treten Quarz, Plagioklas, Kalifeldspat und Biotit auf (Kap. 5.1). Zu den Akzessorien zählen u.a. Hellglimmer, Chlorit, Epidot und Apatit. Die Probe aus dem ZAGr zeigt gegenüber denen des GrGr einen erhöhten Anteil an hellen Gemengteilen, Kalifeldspat und Quarz, während der GrGr einen höheren Anteil an Biotit und Plagioklas besitzt. Unterschiede in der Ausbildung der Proben ergeben sich im Wesentlichen durch die Art und Intensität der Deformation, die die Gesteine während der alpidischen, syntektonischen Metamorphose erfahren haben (Kap. 5.1). In allen Proben sind sowohl duktil als auch bruchhaft deformierte Komponenten vorhanden. Die unterschiedliche Deformation ist auf das differierende Temperatur-abhängige Verhalten der Minerale (Biotit und Quarz reagieren im Gegensatz zu Feldspäten schon ab 300 °C duktil) und lokal abweichende Deformationsparameter zurückzuführen.

In den Proben aus der hangenden Scholle der Scherzone (HS, SZ) zeigt sich mit Annäherung an die Scherzone anhand der immer engständigeren Foliation zunehmend duktile Deformation, sodass die Foliation am deutlichsten in den Proben SZ ausgebildet ist, die direkt aus dem Hangenden der Scherzone stammen. In der Probe direkt aus dem Liegenden der Scherzone (LS) ist die deutlichste bruchhafte Deformation der GrGr-Proben, erkennbar durch die Feldspatkataklase, zu beobachten. Die Probe aus dem ZAGr weist ebenfalls sowohl duktil als auch bruchhaft deformierte Komponenten auf, wobei ähnlich wie in LS eine verstärkte Feldspatkataklase zu beobachten ist. Die Foliation wird in allen Proben durch eingeregelter Glimmerplättchen und Quarzlinsen abgebildet, eingeregelt sind größere Feldspatkörner, die mit ihrer Langachse häufig parallel der Lineation orientiert sind. Der unruhigere Verlauf der Foliationsflächen in HS und LS gegenüber SZ ist unter anderem darauf zurückzuführen, dass die Glimmer die in die Foliation eingeregelter Feldspäte umfließen, die in diesen Proben größere Korngrößen aufweisen als in SZ. Die Foliation der Granitprobe aus dem ZAGr ist schwächer entwickelt als die Foliation im GrGr, sodass stellenweise noch das ursprünglich magmatische Gefüge zu erkennen ist.

Folgen der syntektonischen Metamorphose zeigen sich ebenfalls anhand der verheilten Risse, die besonders im Quarz bevorzugt durch zweiphasige Fluideinschlüsse (Gas/Flüssigkeit) nachgezeichnet werden. Die Fluideinschlüsse (FE) wurden exemplarisch an den Proben SZ2, HS2 und dem Granit mikrothermometrisch untersucht (s. Kap. 5.2.1). Die aus den FE-Daten ermittelten P/T-Bedingungen für die Rissbildung liegen für alle Proben zwischen 240 und 380 °C sowie 150 bis 300 MPa und entsprechen damit den P/T-Bedingungen, die während der syntektonischen Metamorphose im Zentralen Aarmassiv erreicht wurden (vergl. Kap. 2).

Die Basis für die Aufnahme der unterschiedlichen Risstypen bilden die Proben HS1, SZ1 und LS, deren Porenraum in situ mit einem fluoreszierenden Harz getränkt und somit gegenüber den Relaxationsrissen, initiiert durch die Entspannung der Bohrkerne, kenntlich gemacht werden sollte (Kap. 1.1).

Dabei ist zu berücksichtigen, dass nur verbundene Poren/Mikrorisse getränkt wurden, offene, isolierte in situ-Poren wurden hingegen nicht getränkt. Zudem hat durch den Tunnelbau und die Injektionsbohrung schon vor der Injektion des Harzes eine teilweise Entspannung des Gesteins stattgefunden, sodass vermutlich auch einige künstlich gebildete oder verbundene Risse getränkt worden sind (Kap. 5.2). Die Bildungsbedingungen (natürlich/künstlich) der verschiedenen Risscharen werden im Anschluss an die zusammenfassende Erläuterung der Risscharen und ihrer Vorzugsorientierungen diskutiert.

Die verschiedenen Risstypen der getränkten Proben ähneln sich sehr stark. Unterschiede werden lediglich durch die leicht differierende Ausbildung, Häufigkeit und räumliche Lage der Wirtskörner bedingt, womit sich der Einfluss der Deformation auch im Aufbau des Porenraums zeigt. Der weitaus größte Teil des Porenraums wird aus mehr oder weniger regelmäßig geformten, geraden oder gebogenen Plattenspaltsporen aufgebaut. Die verbundenen, getränkten Mikrorisse bilden dabei ein weiträumiges Netzwerk aus, das hauptsächlich durch die intra- und intergranularen Risse der Hauptgemengteile Feldspäte, Quarz und Glimmer gebildet wird (Kap. 5.2.1).

Die getränkten Risse der Biotite und Hellglimmer verlaufen überwiegend intragranular, parallel der (001)-Spaltflächen; einige intergranulare getränkte Glimmerrisse meist ebenfalls parallel der Basisflächen konnten zusätzlich beobachtet werden. Die Einregelung der Glimmerplättchen in die Foliation führt in allen Proben zu einer bevorzugten Orientierung der (001)-Spaltflächenrisse parallel zur Foliation. In SZ1 ist die Vorzugsorientierung am stärksten ausgebildet, da auch die Foliation am deutlichsten entwickelt ist. Die etwas schwächer ausgeprägte Foliation führt in LS bei denselben Vorzugsorientierungen der Glimmerrisse zu größeren Abweichungen von Einfallrichtung und -winkel der Rissflächen vom jeweiligen Polmaximum (Kap. 5.2.2), in HS1 zusätzlich zur Ausbildung weiterer Maxima, deren Glimmerrisse bevorzugt um etwa 45° von der Foliation abweichen (Kap. 5.2.2; Abb. 5.17).

Die getränkten Risse der Feldspäte verlaufen überwiegend intragranular, zum Teil sind sie parallel der Spaltflächen ausgebildet. In allen Proben ist ein Maximum von annähernd senkrecht zur Lineation orientierten Rissen zu beobachten. In SZ1 und LS sind zusätzlich Vorzugsorientierungen von um x um etwa 45° aus Foliation herausrotierten Rissen entwickelt. In HS1 sind weitere Maxima ausgebildet, deren Risse um z aus xz -Ebene bzw. um y leicht aus der Foliation herausrotiert sind.

Die getränkten Risse der Quarze verlaufen Großteils parallel der Korngrenzen; innerhalb der typischen equigranularen Korn- und Subkornaggregate der Quarzlinsen und Rissmineralisationen bilden sie weit verzweigte Netzwerke aus. Die Vorzugsorientierungen der Quarzrisse lassen eine schwache orthorhombische Symmetrie erkennen, allerdings zeigen die Quarzrisse in allen Proben nur einen geringen Regelungsgrad.

Eine Reihe von interphasigen Rissen sind parallel der Feldspat/Quarz-Phasengrenzen sowie parallel der Phasengrenzen zwischen Glimmern und Quarzen bzw. Feldspäten ausgebildet. Insbesondere in LS sind die interphasigen Risse vorwiegend senkrecht zur Lineation orientiert. Dies ist vermutlich auf die stärkere Kataklyse der Feldspäte in der Probe LS zurückzuführen. Die

spröde Deformation der Feldspäte führte dabei zu einer bevorzugten Ausbildung der Bruchflächen senkrecht zur Lineation.

Durch die deutliche Variation der Korngrößen (die Feldspäte erreichen Längen von 100 μm bis zu 1 - 2 cm, während die Glimmer- und Quarzkörner meist nur wenige 100 μm lang sind) ergeben sich auch für die Risslängen deutliche Unterschiede. Die getränkten Mikrorisse im Kalifeldspat und im Plagioklas erreichen im Allgemeinen durchschnittliche Längen von 200 bis 450 μm . Die Mehrheit der Risse sowohl in den Glimmern als auch im Quarz besitzt Längen von einigen 10 μm bis zu wenigen 100 μm . Die linearen Rissdichten (Anzahl/cm), die für die Hauptrisscharen ermittelt wurden, liegen für die getränkten Risse in den Feldspäten und im Quarz im Allgemeinen etwas niedriger als für die getränkten Glimmerspaltflächen (15 - 25/cm, bzw. 28/cm gegenüber etwa 30 - 80/cm, bzw. 30 - 100/cm; Kap. 5.2.3).

Mineralisierte Risse sind in den getränkten Proben in großer Zahl nur in den Feldspäten, hier vor allem in den Kalifeldspäten, ausgebildet. Die Mehrzahl ist mit equigranularen Quarzkörnern oder mit Albit mineralisiert. Mit Glimmern mineralisierte Risse können nur selten beobachtet werden (Kap. 5.2.1).

Offene Risse sind in den getränkten Proben in großer Zahl lediglich parallel der (001)-Glimmerspaltflächen zu erkennen. Die Vorzugsorientierungen der offenen und getränkten Glimmerrisse stimmen in allen Proben überein, wobei das Verhältnis der offenen zu den getränkten Rissen in Abhängigkeit zum herrschenden Spannungsfeld variiert. Die Glimmerrisse, die parallel zur Foliation verlaufen, damit senkrecht zur maximalen Hauptnormalspannung (im Bereich des FLG entspricht sie σ_H ; Kap. 2.1), weisen gegenüber den Rissen parallel zu σ_H einen erhöhten Anteil offener Risse auf (Kap. 5.2.3). Eine Öffnung der Glimmerrisse durch die Bohrkernrelaxation wird insbesondere für die foliationsparallelen Glimmerrisse angenommen, da die Relaxation bevorzugt parallel zu σ_H stattfindet. Auch parallel σ_h , entspricht hier σ_2 , ist eine Entspannung der Bohrkern zu erwarten, sodass für die übrigen Glimmerrisse ebenfalls von einer Öffnung durch die Bohrkernrelaxation ausgegangen werden kann.

In den ungetränkten Vergleichsproben SZ2 und HS2 sind prinzipiell die gleichen Risstypen wie in den getränkten Proben ausgebildet, wobei die getränkten Risse hier offen vorliegen sollten. Der Nachweis einiger Risstypen hat sich bei herkömmlicher Durchlichtmikroskopie allerdings als schwierig erwiesen, sodass weniger offene Risse beobachtet wurden als getränkte. Zu diesen Rissen zählen vor allem Korngrenzen-parallele Risse der Glimmer und Feldspäte. Die intergranularen Risse der Quarze konnten demgegenüber relativ gut identifiziert werden. Zusätzlich konnte nur eine begrenzte Zahl intragranularer Risse in den saussuritisierten Feldspäten erfasst werden. Es wird jedoch davon ausgegangen, dass die Öffnung der Risse lediglich nicht erkannt werden konnte, sie aber dennoch offen vorliegen.

Wie in den getränkten Proben zeigt sich in SZ2 gegenüber HS2 eine deutlichere Vorzugsorientierung der Glimmerspaltflächen. Die Feldspatrisse in SZ2 sind wie in SZ1 bevorzugt senkrecht zur Lineation ausgebildet. Die Risse im Quarz weisen wie in den übrigen Proben den niedrigsten Regelungsgrad auf. Die Vorzugsorientierung der Risscharen ist in HS2 wie in HS1 weniger deutlich ausgebildet, da die Heterogenität des Gesteins mit zunehmender Entfernung zur Scherzone zunimmt.

Die Risstypen der Granitprobe weisen kaum Unterschiede zu denen der ungetränkten GrGr-Proben auf, wobei sich Anzahl und Länge der Risse durch die differierende Ausbildung der Wirtsminerale unterscheiden. Es sind weniger Quarzlinsen bestehend aus equigranularen Quarzkörnern ausgebildet, wodurch die Anzahl der intergranularen offenen Risse reduziert ist. Der Anteil reliktscher Quarzkörner ist entsprechend höher, in diesen meist größeren Körnern sind vermehrt verheilte Risse ausgebildet.

Auffallend ist besonders die größere Anzahl an mit Quarz mineralisierten Rissen in den durchschnittlich etwas größeren Kalifeldspäten. Die Korngrenzen-parallelen Quarzrisse dieser Rissmineralisationen liegen ebenso wie die der Quarzlinsen häufig in geöffnetem Zustand vor, während der Kontakt Feldspat/Quarz nicht als geöffnet erkannt werden konnte. Durch den geringeren Anteil an Biotit im ZAGr ist die Anzahl der Spaltflächen-parallelen Glimmerrisse reduziert. Neben dem Maximum von Glimmerspaltflächen parallel zur Foliation sind weitere Maxima ausgebildet, die einen annähernd durchgehenden Gürtel um die y-Achse bilden.

Die Vorzugsorientierungen der Rissscharen in den Feldspäten sind in dem schwächer vergneisten Umgebungsgestein ebenfalls weniger deutlich als im GrGr ausgeprägt. Trotz der leicht reduzierten Rissanzahl und schwächeren Vorzugsorientierungen ist aber auch im Granit die Möglichkeit für die Ausbildung großräumiger Netzwerke aus offenen Mikrorissen gegeben.

Um Hinweise zu erhalten, welche Rissscharen der getränkten Risse natürlich oder künstlich gebildet worden sind, muss die Lage der Risse bezüglich des rezenten Spannungsfelds untersucht werden. Berücksichtigt werden muss ebenfalls die Lage des Spannungsfelds zur Zeit der Gefügeprägung.

In Abb. 5.17 (Kap. 5.2.3) sind die Richtungen der rezenten Hauptnormalspannungen bezüglich des verwendeten Probenreferenzsystems zusätzlich zur Lage der Hauptrisscharen für die Probe SZ1, die exemplarisch besprochen wird, angegeben (sie gelten ebenfalls für HS1 und LS). Die horizontale Hauptnormalspannung σ_H , die hier σ_1 entspricht, ist senkrecht zur Scherzone und damit senkrecht zur Foliation orientiert. Die kleinste Hauptnormalspannung σ_3 entspricht σ_V , sie ist in etwa parallel zur Lineation (x-Achse) ausgerichtet. σ_h , die mittlere Hauptnormalspannung σ_2 , liegt entsprechend subparallel zur y-Richtung.

Auffallend ist die relativ hohe Belegungsdichte der foliationsparallelen Glimmerspaltflächen. Annähernd senkrecht auf den Rissflächen steht die größte Hauptnormalspannung σ_H , was ein Hinweis darauf sein könnte, dass einige der Spaltflächen durch die Gebirgsentspannung nach dem Tunnelbau u.ä. geöffnet wurden.

Die Anlage der Mehrzahl der Risse fand jedoch wahrscheinlich in einem früheren Spannungsfeld statt, in dem die größte Hauptnormalspannung senkrecht gerichtet war. Auch die Rissflächen, die um die x-Richtung um etwa 45° aus der Foliation herausrotiert sind, sind vermutlich in diesem Spannungsfeld angelegt und durch die während der syntektonischen Metamorphose herrschenden Scherkräfte (natürlich) induziert worden. Dies gilt ebenfalls für die Feldspatrisse in dieser Raumlage.

Eine Erhöhung der Belegungsdichte durch Entlastungen (Tunnelbau o.ä.) vor der Tränkung der Gesteine ist allerdings auch für die Risse in diesen Raumlagen nicht auszuschließen. Die nicht in Abb. 5.17 SZ1 dargestellten, dem schwächsten Maximum der Glimmerspaltflächen angehörenden Risse sind parallel zu σ_H ausgerichtet, was auf eine in situ-Öffnung als Zugrisse hindeutet (vergl. Abb. 5.10).

Die Hauptrisschar der Feldspatrisse wird durch horizontale Risse gebildet, die senkrecht zur kleinsten Hauptnormalspannungen σ_v liegen. Sie sind vermutlich durch die Entlastung der Gesteine durch den Aufstieg des Gebirges und die Erosion der überlagernden Schichten geöffnet worden. Die orthorhombische Symmetrie der Quarzrisse könnte ebenfalls auf eine natürliche Bildung hinweisen (vergl. Abb. 5.4).

Ein Vergleich der Hauptrisscharen der Probe SZ1 mit den Trennflächensystemen, die im Bereich des FLG ausgebildet sind (s.a. Abb. 2.3), zeigt weitgehende Übereinstimmungen der räumlichen Orientierungen der Makro- und Mikrorisscharen. Die foliationsparallelen Glimmerrisse verlaufen parallel der alpidischen Hauptschieferung S_2 . Die um die x-Achse aus der Foliation herausrotierten Risse in den Glimmern und Feldspäten liegen annähernd parallel der Querklüfte K_2 und K_4 , das Hauptmaximum der Quarzrisse kann ebenfalls dem System K_2 zugeordnet werden. Die Raumlage der Glimmerrisse, die parallel der xz-Ebene verlaufen, entspricht K_1 . Auch in den Feldspäten ist eine Risschar in etwa parallel dieses Systems entwickelt. Eine weitere Risschar der Feldspatrisse verläuft subparallel zu K_3 . Sowohl in den Feldspäten als auch im Quarz ist eine Risschar parallel der subhorizontalen Zerrklüfte entwickelt. Die Übereinstimmung der Orientierungen der Mikrorisse mit den Raumlagen der großräumigen Störungszonen ist ein weiterer Hinweis auf die natürliche Bildung der Mikrorisse.

Obwohl somit für alle (getränkten) Risscharen eine natürliche Bildung wahrscheinlich ist, kann nicht sicher ausgeschlossen werden, dass ein Teil der Risse bzw. der Rissverbindungen durch die Entspannung des Gesteins durch den Tunnelbau etc. initiiert oder vergrößert wurde. Da im Umgebungsgestein eines Endlagers für radioaktive Abfälle jedoch ebenfalls mit einer Entspannung durch die Endlagerkaverne gerechnet werden muss, können die Ergebnisse auf das Wirtsgestein eines potentiellen Endlagers übertragen werden.

6. Petrophysikalische Risscharakterisierung

6.1 Ultraschallgeschwindigkeit

Das elastische Verhalten der Gesteine wurde abhängig vom Umschließungsdruck, Gesteinsgefüge sowie der Porenfüllung (trocken, wassergesättigt, mit Harz getränkt) mittels Ultraschallgeschwindigkeitsbestimmungen untersucht.

6.1.1 Bestimmung der P-Wellengeschwindigkeit (V_p)

An Kugelproben der Kernsegmente SZ1u und HS1 wurde V_p als Funktion des Umschließungsdrucks bestimmt. Die vollständige richtungsabhängige V_p -Verteilung unter trockenen und wassergesättigten Bedingungen bei Atmosphärendruck wurde an Kugelproben der Kernsegmente SZ1u, SZ1 und LS ermittelt.

Der Einfluss der Mikrorisse auf die P-Wellengeschwindigkeiten sollte in den getränkten Proben (HS1, SZ1, LS) durch die Tränkung mit dem Harz reduziert sein. Zur Überprüfung dieser Annahme wurden zusätzliche Bestimmungen zur V_p -Verteilung an der ungetränkten Probe SZ1u durchgeführt. Die Untersuchungen an der ungetränkten Probe dienen weiterhin der näheren Charakterisierung des Einflusses der in situ-Risse auf die P-Wellengeschwindigkeit, da die Untersuchungen der getränkten Proben hauptsächlich den Einfluss der Relaxationsrisse und der intrinsischen Eigenschaften der Proben widerspiegeln sollten. Die Ergebnisse der Proben SZ1 und SZ1u können aufgrund ihrer übereinstimmenden Position unmittelbar im Hangenden der Scherzone direkt miteinander verglichen werden.

Die Erläuterung der Ergebnisse erfolgt in verschiedenen Teilschritten: nach der Besprechung der Druckabhängigkeit von V_p werden die vollständigen richtungsabhängigen V_p -Verteilungen dieser Proben diskutiert. Im Anschluss erfolgt die Erläuterung des Einflusses der Wassersättigung auf die richtungsabhängige V_p -Verteilung.

Grundsätzlich sind die Ultraschallgeschwindigkeiten bei Atmosphärendruck und niedrigen Umschließungsdrücken beeinflusst durch die intrinsischen Gesteinseigenschaften, die materialspezifisch sind, und einen druckabhängigen Geschwindigkeitsanteil, der durch offene Mikrorisse und -poren bedingt ist (vergl. Kap. 3.3.1).

Abb. 6.1 zeigt V_p in Abhängigkeit vom Umschließungsdruck für SZ1u und HS1 in der Richtung parallel $V_{p_{\min}}$ und $V_{p_{\max}}$. Die deutlichste mit steigendem Umschließungsdruck zu beobachtende Geschwindigkeitszunahme ist für SZ1u zu beobachten ($V_{p_{\min}}$). Die schnelle Zunahme von V_p , in diesem Fall bis zu einem Umschließungsdruck von 50 MPa, ist auf das progressive Schließen offener Mikrorisse zurückzuführen (z.B. BIRCH 1960a/b; 1961; BRACE 1965). Abgeschwächt ist auch für HS1 eine Geschwindigkeitszunahme, vor allem von $V_{p_{\min}}$, zu erkennen. Sie wird ebenfalls durch das Schließen offener Mikrorisse bedingt. Hierbei nähern sich die Kurven mit zunehmendem Schließen der Risse einer Geraden an, d.h. mit steigendem Druck tritt kaum noch eine Änderung der materialspezifischen Geschwindigkeitskennwerte ein. Der Mikroriss induzierte Geschwindigkeitsanteil ergibt sich aus der Geschwindigkeitsdifferenz von V_p gemessen unter hohen und niedrigen Umschließungsdrücken ($\Delta V_p = V_p$ bei 100 MPa - V_p bei 3

MPa; s.a. Kap. 3.3.1, Abb. 3.4). Auffällig sind die in der ungetränkten Probe SZ1u gegenüber der getränkten Probe HS1 deutlich erniedrigten P-Wellengeschwindigkeiten bei Atmosphärendruck. Die geringere P-Wellengeschwindigkeit in SZ1u lässt darauf schließen, dass mehr offene Mikrorisse als in HS1 die Geschwindigkeit beeinflussen. Durch die Tränkung von HS1 wurde folglich die Anzahl an offenen Rissen reduziert (vergl. Kap. 5.2.1; Kap. 3.3.1).

Die bei höheren Umschließungsdrücken zwar stark verringerten, aber dennoch zu erkennenden Unterschiede zwischen $V_{p_{\max}}$ und $V_{p_{\min}}$ verweisen auf die intrinsische Anisotropie der Proben, wobei sich für beide Proben annähernd übereinstimmende $V_{p_{\min}}$ - und $V_{p_{\max}}$ -Werte ergeben.

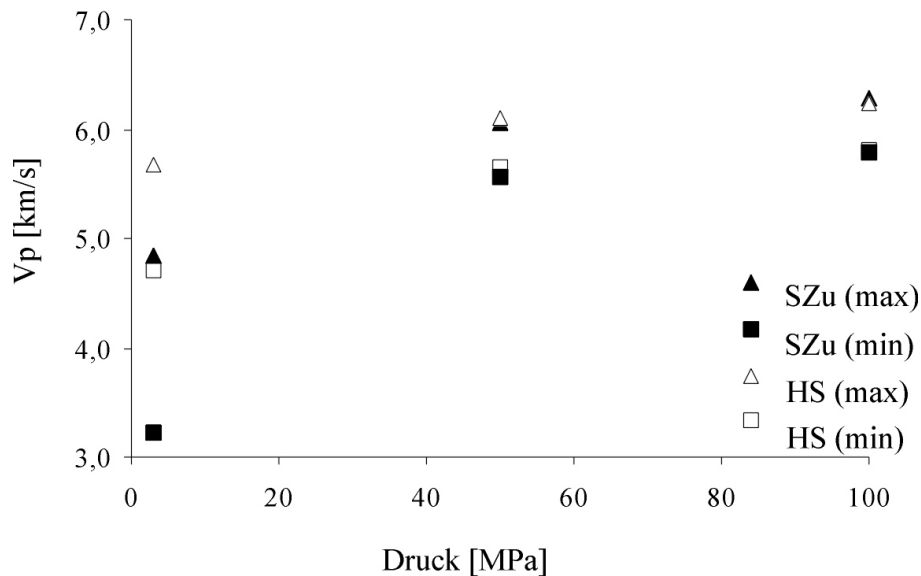


Abb. 6.1: P-Wellengeschwindigkeiten der Proben SZ1u und HS1 in zwei ausgewählten Richtungen. Angegeben sind jeweils die maximale (max) und minimale (min) Geschwindigkeit (V_p) in Abhängigkeit vom Umschließungsdruck.

Die vollständigen richtungsabhängigen P-Wellengeschwindigkeiten für SZ1u und HS1 sind in den Druckstufen 3 MPa, 50 MPa und 100 MPa in Abb. 6.2 wiedergegeben.

Die V_p -Verteilung in der Probe SZ1u weist für alle Umschließungsdrücke die gleiche Symmetrie auf, wobei die maximalen P-Wellengeschwindigkeiten parallel zur Foliation, die minimalen senkrecht zur Foliation erreicht werden. Die richtungsabhängige V_p -Verteilung bei 100 MPa Umschließungsdruck wird durch die intrinsischen elastischen Eigenschaften der Probe kontrolliert. Die resultierende intrinsische Anisotropie der Probe SZ1 liegt bei 7,9% (Tab. 6.1). Im Wesentlichen wird die V_p -Verteilung durch die Vorzugsorientierung der Glimmer dominiert (vergl. Abb. 6.2c, e): Die elastisch hexagonalen Glimmer (z.B. Biotit, Muskovit) zeigen parallel zu [100] und [010] maximale Geschwindigkeiten, senkrecht zu diesen Richtungen, parallel zur kristallographischen c-Achse ergibt sich entsprechend ein Geschwindigkeitsminimum (parallel zu den (001)-Spaltflächenpolen, die in SZ1u eine deutliche Vorzugsrichtung parallel zum Foliationspol aufweisen). Die sich ergebende Anisotropie kann als hexagonal oder transversalisotrop bezeichnet werden.

Die bei 3 MPa Umschließungsdruck deutlich erniedrigten Geschwindigkeiten sind zusätzlich zu den intrinsischen Eigenschaften kontrolliert durch die offenen Mikrorisse. Hieraus resultiert bei

gleichbleibender Symmetrie der V_p -Verteilung ein Anstieg der Anisotropie auf 33,6% (s. Tab. 6.1; Abb. 6.2a, c). Die weitgehend symmetrische Übereinstimmung der V_p -Verteilungen weist darauf hin, dass die Verteilung bei niedrigeren Umschließungsdrücken ebenfalls durch die Vorzugsorientierung der Glimmer bestimmt wird (Abb. 6.2a, b, c, e).

Bestätigt wird die Annahme durch einen Vergleich des ΔV_p -Diagramms (V_p bei 100 MPa - V_p bei 3 MPa), in welchem sich der effektive Einfluss der offenen Mikrorisse niederschlagen sollte, mit dem Belegungsdichtediagramm der Glimmerspaltflächen (Abb. 6.2d, e). $\Delta V_{p_{\max}}$ wird senkrecht zu den bevorzugt foliationsparallel ausgerichteten (001)-Glimmerspaltflächen erreicht (s.a. Abb. 6.17a).

Die V_p -Verteilung der getränkten Probe HS1 weist gegenüber der der Probe SZ1u einige Unterschiede auf. Die Richtung, in der die minimalen P-Wellengeschwindigkeiten erreicht werden, liegt nicht genau parallel zur z-Achse, sondern leicht rotiert im oberen linken Quadranten. Die maximalen Geschwindigkeiten werden in einer senkrecht dazu orientierten, leicht von der Äquatorebene abweichenden Ebene erreicht (Abb. 6.2a - c).

Die bei 100 MPa Umschließungsdruck nur schwach ausgebildeten Geschwindigkeitsunterschiede weisen auf die undeutlicher ausgebildete Foliation der Probe, erkennbar durch den niedrigeren Regelungsgrad der Glimmer, hin (vergl. Abb. 6.2c, e). Die Anisotropie liegt bei 6,7%. Wie bereits in Abb. 6.1 gezeigt, sind die Geschwindigkeiten der P-Wellen in HS1 bei niedrigem Umschließungsdruck gegenüber denen in SZ1u deutlich erhöht, was auf den durch die Tränkung des in situ-Porenraums reduzierten Einfluss der Mikrorisse zurückzuführen ist. Demgemäß ist $\Delta V_{p_{\max}}$ gegenüber der Probe SZ1u deutlich herabgesetzt. Die Anisotropie bei 3 MPa ist ebenfalls erniedrigt, sie liegt lediglich bei 17,0% (Tab. 6.1).

Tab. 6.1: Druck- und richtungsabhängige P-Wellengeschwindigkeiten für die Proben SZ1u und HS1; zusätzlich ist die Probendichte (ρ) und die jeweilige Anisotropie (A) der V_p -Verteilung angegeben

Probe	SZ1u				HS1			
ρ [g/cm ³]	2,67				2,67			
P [MPa]	3	50	100	100 - 3	3	50	100	100 - 3
$V_{p_{\max}}$	4,850	6,047	6,290	2,672	5,672	6,110	6,227	1,178
$V_{p_{\min}}$	3,220	5,570	5,794	1,390	4,709	5,662	5,806	0,419
A [%]	33,6	7,9	7,9	47,9	17,0	7,3	6,7	64,4

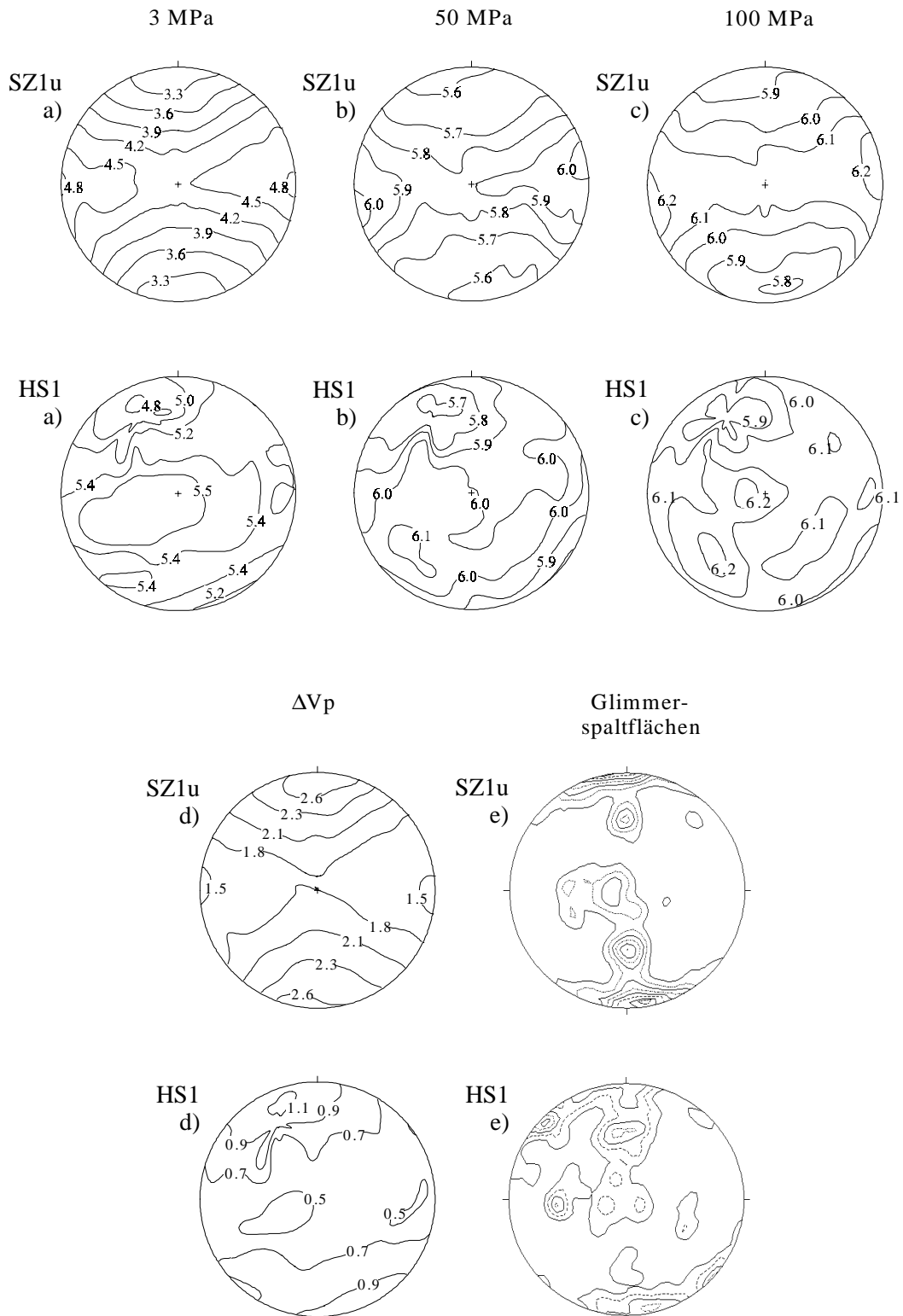


Abb. 6.2: P-Wellengeschwindigkeit [km/s] für die Druckstufen a) 3 MPa, b) 50 MPa, c) 100 MPa und d) ΔV_p (Differenz von V_p gemessen bei Umschließungsdrücken von 100 MPa und 3 MPa) sowie e) die Belegungsdichtediagramme der Glimmerspaltflächen für die Proben SZ1u und HS1; für HS1 wurde die Belegungsdichte der Glimmer halbiert, da etwa 50% aller Glimmerspaltflächen offen vorliegen; Darstellung in der Schmidt'schen Projektion, untere Halbkugel, Orientierung gemäß Abb. 3.1; nähere Erläuterungen s. Text.

Die Ergebnisse der V_p -Bestimmung an trockenen und wassergesättigten Kugelproben der Proben SZ1u, SZ1 und LS sind in Abb. 6.3 dargestellt.

Die Diagramme der richtungsabhängigen V_p -Verteilung der Probe SZ1u zeigen für die Bestimmungen von $V_{p_{dry}}$ und $V_{p_{sat}}$ die gleiche Symmetrie wie für die druckabhängigen Messungen (vergl. Abb. 6.2 u. 6.3). Die maximalen Geschwindigkeiten werden in der Äquatorebene parallel der Foliation erreicht, $V_{p_{min}}$ liegt senkrecht zur Foliation. Entsprechend ergibt sich für $V_{p_{dry}}$ mit 32,8% eine ähnliche Anisotropie wie für die V_p -Verteilung bei 3 MPa Umschließungsdruck (33,6%; Tab. 6.1 u. 6.2). Die Anisotropie der $V_{p_{sat}}$ -Bestimmung von 7,9% ist demgegenüber deutlich erniedrigt, während wesentlich höhere Geschwindigkeiten erreicht werden. Dies ist ein Beleg dafür, dass der Einfluss der offenen Mikrorisse durch die Wassersättigung herabgesetzt wurde (vergl. Kap. 3.3.1; LIU ET AL. 1997; WULFF & BURKHARDT 1997). Der Einfluss der Wassersättigung auf die V_p -Verteilung spiegelt sich insbesondere in dem $\Delta V_{p_{sat-dry}}$ -Diagramm ($V_{p_{sat}} - V_{p_{dry}}$) wider. Die höchste Geschwindigkeitszunahme kann senkrecht zur Foliation beobachtet werden (Abb. 6.3c).

Die richtungsabhängige V_p -Verteilung der getränkten Parallelprobe SZ1 zeigt weitgehende Übereinstimmungen mit der der Probe SZ1u. Die Geschwindigkeiten sind besonders für $V_{p_{dry}}$ gegenüber der ungetränkten Probe erhöht, während die Anisotropie herabgesetzt ist. Sie liegt für $V_{p_{dry}}$ bei 21,8% und für $V_{p_{sat}}$ bei 6,4% (Tab. 6.2). Das $\Delta V_{p_{sat-dry}}$ -Diagramm, das den Einfluss der Wassersättigung der Mikrorisse widerspiegelt, zeigt bei gleicher Symmetrie in Folge der V_p -Erhöhung von $V_{p_{dry}}$ eine geringere Geschwindigkeitszunahme (Abb. 6.3c). Die Reduktion ist auf die Tränkung der Probe mit dem Acrylharz zurückzuführen, das den Einfluss der verbundenen in situ-Risse gegenüber SZ1u herabgesetzt hat. Die gegenüber $V_{p_{dry}}$ erhöhte $V_{p_{sat}}$ ist aber ein Hinweis darauf, dass trotz der in situ-Harztränkung der Probe offene, verbundene Mikrorisse vorhanden sind. Die richtungsabhängigen ΔV_p -Verteilungen können in beiden Proben durch die Vorzugsorientierung der Glimmerspaltflächen erklärt werden (Abb. 6.3c, d).

Die V_p -Verteilung der Probe LS weist ebenfalls eine ähnliche Symmetrie wie die übrigen Proben auf, parallel zur Foliation werden höhere Geschwindigkeiten ermittelt, subparallel zur z-Achse ergeben sich die minimalen Geschwindigkeiten (Abb. 6.3a, b). Die geringen Geschwindigkeitsdifferenzen im $\Delta V_{p_{sat-dry}}$ -Diagramm spiegeln wiederum den durch die Tränkung mit Harz reduzierten Einfluss der in situ-Mikrorisse wider, der sich auch in der geringen Anisotropie für $V_{p_{dry}}$ von 10,3% zeigt. Die $\Delta V_{p_{sat-dry}}$ -Verteilung der Probe kann ebenfalls auf die Vorzugsorientierungen der Glimmerspaltflächen zurückgeführt werden (Abb. 6.3c, d). Auch in LS zeigt sich durch die gegenüber $V_{p_{dry}}$ erhöhte $V_{p_{sat}}$, dass zusätzlich zu den in situ verbundenen, getränkten Rissen verbundene, offene Mikrorisse vorhanden sind. Diese Risse bzw. die Verbindungen der Risse sind vermutlich in allen getränkten Proben auf die Bohrkernrelaxation zurückzuführen.

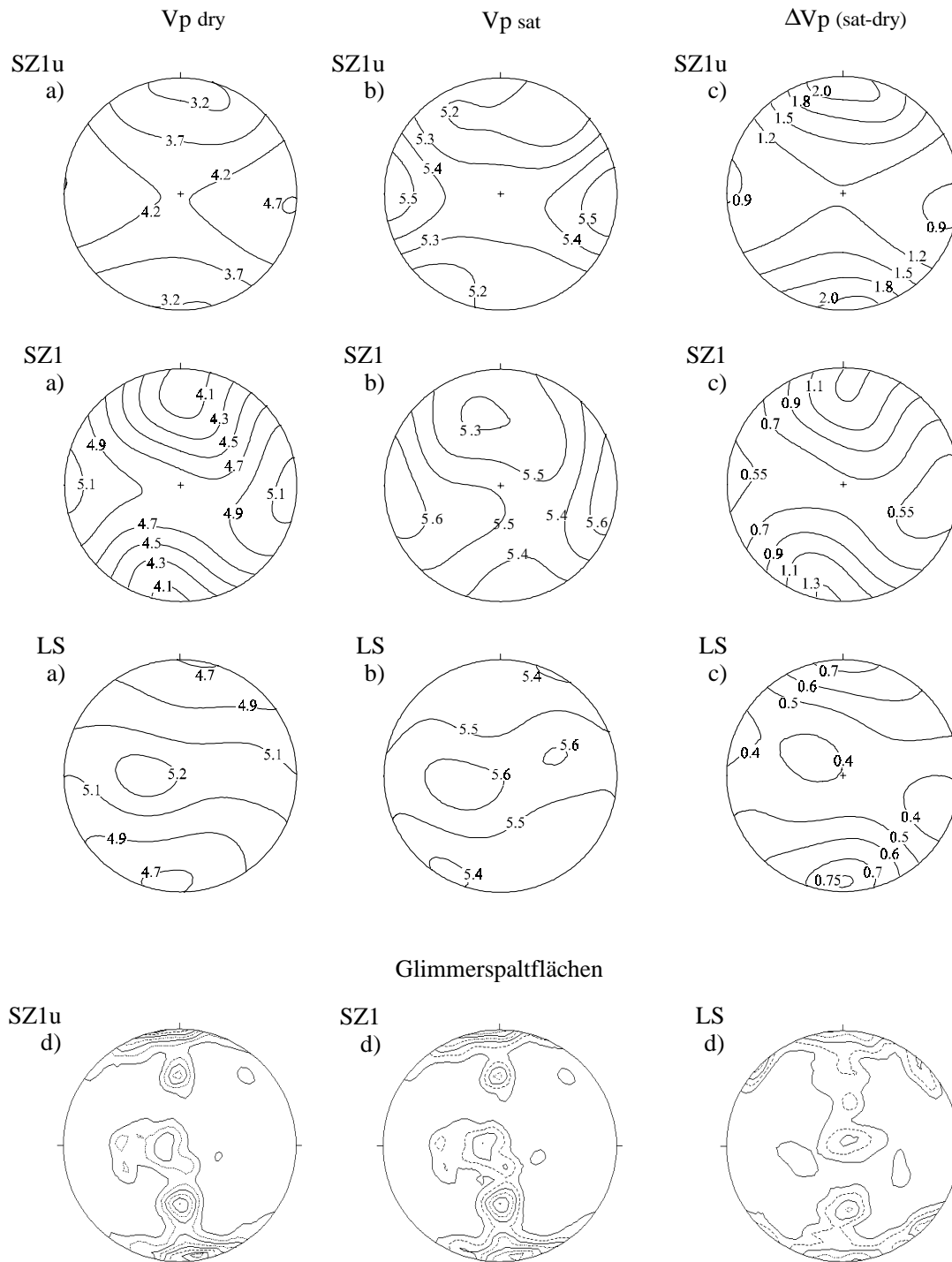


Abb. 6.3: P-Wellengeschwindigkeiten [km/s] für die Proben SZ1u, SZ1 und LS jeweils a) trocken ($V_{p\text{dry}}$), b) wassergesättigt ($V_{p\text{sat}}$) gemessen sowie c) $\Delta V_{p\text{sat-dry}}$ [km/s] und d) die Belegungsdiagramme der Glimmerspaltflächen; für SZ1 und LS wurde die Belegungsdichte der Glimmer halbiert, da etwa 50% aller Glimmerspaltflächen offen vorliegen; Darstellung in der Schmidt'schen Projektion, untere Halbkugel, Orientierung gemäß Abb. 3.1; nähere Erläuterungen s. Text

Tab. 6.2: Richtungsabhängige P-Wellengeschwindigkeiten für die Proben SZ1u, SZ1 und LS; zusätzlich ist die Probendichte (ρ) und die jeweilige Anisotropie (A) der V_p -Verteilung angegeben

Probe	SZ1u			SZ1			LS		
	$V_{p_{dry}}$	$V_{p_{sat}}$	ΔV_p	$V_{p_{dry}}$	$V_{p_{sat}}$	ΔV_p	$V_{p_{dry}}$	$V_{p_{sat}}$	ΔV_p
ρ [g/cm ³]	2,67	2,68		2,69	2,70		2,65	2,66	
$V_{p_{max}}$	4,700	5,560	2,054	5,140	5,660	1,322	5,230	5,640	0,750
$V_{p_{min}}$	3,160	5,120	0,864	4,020	5,300	0,508	4,690	5,390	0,363
A [%]	32,8	7,9	58,0	21,8	6,4	61,0	10,3	4,4	51,0

In allen untersuchten Proben wurde eine richtungsabhängige Anisotropie der seismischen Geschwindigkeiten festgestellt, die besonders deutlich in niedrigen Druckstufen (V_p bei 3 MPa sowie $V_{p_{dry}}$) ausgebildet ist. Dabei werden in den getränkten Proben generell höhere P-Wellengeschwindigkeiten erreicht als in der ungetränkten Probe. Dies ist darauf zurückzuführen, dass in der ungetränkten Probe neben den Relaxationsrissen auch die in situ-Risse offen vorliegen, während der Einfluss der in situ-Risse in den getränkten Proben durch das Acrylharz herabgesetzt wurde.

Die V_p -Verteilungen für $V_{p_{dry}}$ und $V_{p_{sat}}$ zeigen prinzipiell die gleiche Richtungsabhängigkeit wie die druckabhängig bestimmten V_p -Verteilungen. In allen Proben zeigt sich, dass die V_p -Verteilungen insbesondere durch die Vorzugsorientierung der Glimmerrisse beeinflusst werden. Dies bestätigt die mikroskopische Beobachtung, dass in den getränkten Proben lediglich in den Glimmerspaltflächen offene Risse in größerer Zahl ausgebildet sind.

Der druckunabhängige durch die intrinsischen Gesteinseigenschaften beeinflusste Anteil geht auf die bevorzugte Einregelung der gesteinsbildenden Minerale und die stoffliche Bänderung (Foliation) der Gesteine zurück. Die daraus resultierenden Ausbreitungsgeschwindigkeiten zeigen ebenfalls eine merkliche Richtungsabhängigkeit, die gleichermaßen auf die bevorzugte Orientierung der Glimmerminerale zurückzuführen ist.

6.1.2 Bestimmung der Scherwellendoppelbrechung

Die Ausbreitungsgeschwindigkeiten der Scherwellen S1 und S2 (S1 definiert als schnellere, S2 als langsamere S-Welle) sowie die P-Wellengeschwindigkeit wurden an den getränkten Proben HS1, SZ1 und LS jeweils parallel der x-, y- und z-Richtung gemessen (Tab. 6.3 - 6.5; Abb. 3.1). Das Scherwellensplitting der Proben wird hauptsächlich durch die Foliation untergeordnet auch durch die Lineation verursacht. Eine der sich in x-Richtung ausbreitenden Scherwellen (S2) ist senkrecht die andere parallel zur Foliation (S1) polarisiert. Die S-Wellen, die sich in y-Richtung ausbreiten, schwingen ebenfalls senkrecht (S2) bzw. parallel zur Foliation (S1). S1 ist dabei zusätzlich parallel zur Lineation polarisiert. Die sich senkrecht zur Foliation ausbreitenden Scherwellen (z-Richtung) sind beide in der Foliation polarisiert, wobei S1 parallel zur Lineation schwingt, S2 entsprechend senkrecht.

Tab. 6.3: Ergebnisse der Scherwellenbestimmung für Probe HS1, nähere Erläuterung s. Text

Druck [Mpa]	Richtung x			Richtung y			Richtung z		
	P [km/s]	S1 [km/s]	S2 [km/s]	P [km/s]	S1 [km/s]	S2 [km/s]	P [km/s]	S1 [km/s]	S2 [km/s]
2	5,517	3,250	3,236	4,803	2,965	2,916	4,881	3,175	3,133
10	5,710	3,313	3,294	5,269	3,124	3,028	5,199	3,269	3,280
20	5,894	3,343	3,362	5,441	3,295	3,145	5,335	3,384	3,353
50	6,127	3,409	3,417	5,749	3,498	3,349	5,717	3,548	3,483
100	6,285	3,417	3,441	6,030	3,577	3,451	5,930	3,624	3,556
150	6,353	3,445	3,465	6,147	3,618	3,506	6,042	3,665	3,596

Tab. 6.4: Ergebnisse der Scherwellenbestimmung für Probe SZ1, nähere Erläuterung s. Text

Druck [Mpa]	Richtung x			Richtung y			Richtung z		
	P [km/s]	S1 [km/s]	S2 [km/s]	P [km/s]	S1 [km/s]	S2 [km/s]	P [km/s]	S1 [km/s]	S2 [km/s]
2	5,450	3,221	3,144	5,264	3,263	2,880	4,518	3,163	3,001
10	5,741	3,328	3,275	5,588	3,411	3,028	5,262	3,300	3,210
20	5,953	3,438	3,339	5,760	3,487	3,207	5,792	3,367	3,289
50	6,142	3,560	3,492	5,990	3,515	3,415	6,028	3,480	3,404
100	6,357	3,682	3,578	6,201	3,578	3,519	6,120	3,536	3,493
150	6,456	3,739	3,618	6,240	3,617	3,565	6,173	3,568	3,532

Tab. 6.5: Ergebnisse der Scherwellenbestimmung für Probe LS, nähere Erläuterung s. Text

Druck [Mpa]	Richtung x			Richtung y			Richtung z		
	P [km/s]	S1 [km/s]	S2 [km/s]	P [km/s]	S1 [km/s]	S2 [km/s]	P [km/s]	S1 [km/s]	S2 [km/s]
2	5,466	3,311	3,270	5,504	3,330	3,155	4,881	3,178	3,031
10	5,667	3,379	3,333	5,684	3,422	3,289	5,335	3,284	3,182
20	5,813	3,476	3,391	5,865	3,491	3,379	5,530	3,373	3,280
50	6,004	3,595	3,517	6,033	3,602	3,487	5,905	3,500	3,349
100	6,247	3,676	3,600	6,095	3,660	3,589	6,068	3,565	3,454
150	6,315	3,723	3,635	6,146	3,701	3,637	6,146	3,596	3,504

Die Ausbreitungsgeschwindigkeit der S-Wellen (V_s) bei steigendem Umschließungsdruck unterliegt prinzipiell den gleichen Gesetzmäßigkeiten wie die P-Wellengeschwindigkeit (s.a. Kap. 3.3.1, Abb. 3.4). Die Zunahme von V_s mit steigendem Umschließungsdruck spiegelt folglich ebenfalls die Abnahme der rissbedingten Anisotropie wider. Die S-Wellengeschwindigkeiten innerhalb einer Probe zeigen bei gleichem Umschließungsdruck dieselbe Richtungsabhängigkeit wie die vollständigen richtungsabhängigen P-Wellengeschwindigkeiten (vergl. Kap. 6.1.1, Abb. 6.2, 6.3): geringere S-Wellengeschwindigkeiten werden senkrecht zur Foliation in z-Richtung gemessen, in der xy-Ebene parallel zur Foliation werden höhere Geschwindigkeiten erreicht.

Der größte Geschwindigkeitsunterschied zwischen den polarisierten Scherwellen ist in SZ1 mit ca. 0,4 km/s bei 10 MPa Umschließungsdruck in Richtung y zu beobachten (Abb. 6.4a: S1y). Die schnellere der beiden S-Wellen ist parallel zur Foliation polarisiert. Der Einfluss der Lineation auf das Scherwellensplitting ist anhand der Ergebnisse der Probe SZ1 in z-Richtung am deutlichsten zu erkennen. Die parallel zur Lineation polarisierte Welle erreicht höhere Geschwindigkeiten als die senkrecht zur Lineation schwingende S-Welle. Der Geschwindigkeitsunterschied zwischen S1 und S2 beträgt bei 10 MPa etwa 0,1 km/s (Abb. 6.4b). Die in x-Richtung gemessenen S-Wellengeschwindigkeiten unterscheiden sich nur geringfügig, bei 10 MPa um etwa 0,03 km/s, weshalb auf eine graphische Darstellung verzichtet wurde.

Die Geschwindigkeitsunterschiede in HS1 und LS sind in allen Richtungen generell niedriger als in SZ1, wobei auch hier in Richtung x die kleinsten Unterschiede zu beobachten sind. Die deutlichste Geschwindigkeitsdifferenz ist in beiden Proben in der y-Richtung ausgebildet (Abb. 6.4c, d). Bei 10 MPa erreicht sie in HS1 ca. 0,1 km/s in LS etwa 0,13 km/s.

Das Scherwellensplitting hervorgerufen durch die Foliation und/oder die Lineation zeigt, dass ebenso wie für die richtungsabhängige V_p -Verteilung die Vorzugsorientierungen der Glimmer die hauptsächlich bestimmenden Einflüsse darstellen. Die mit steigendem Umschließungsdruck zu beobachtenden relativ geringen Geschwindigkeitszunahmen sind wie bei den druckabhängig bestimmten P-Wellengeschwindigkeiten auf das Schließen der Mikrorisse zurückzuführen, wobei der Einfluss der in situ-Mikrorisse durch die Tränkung der Proben mit Harz reduziert ist.

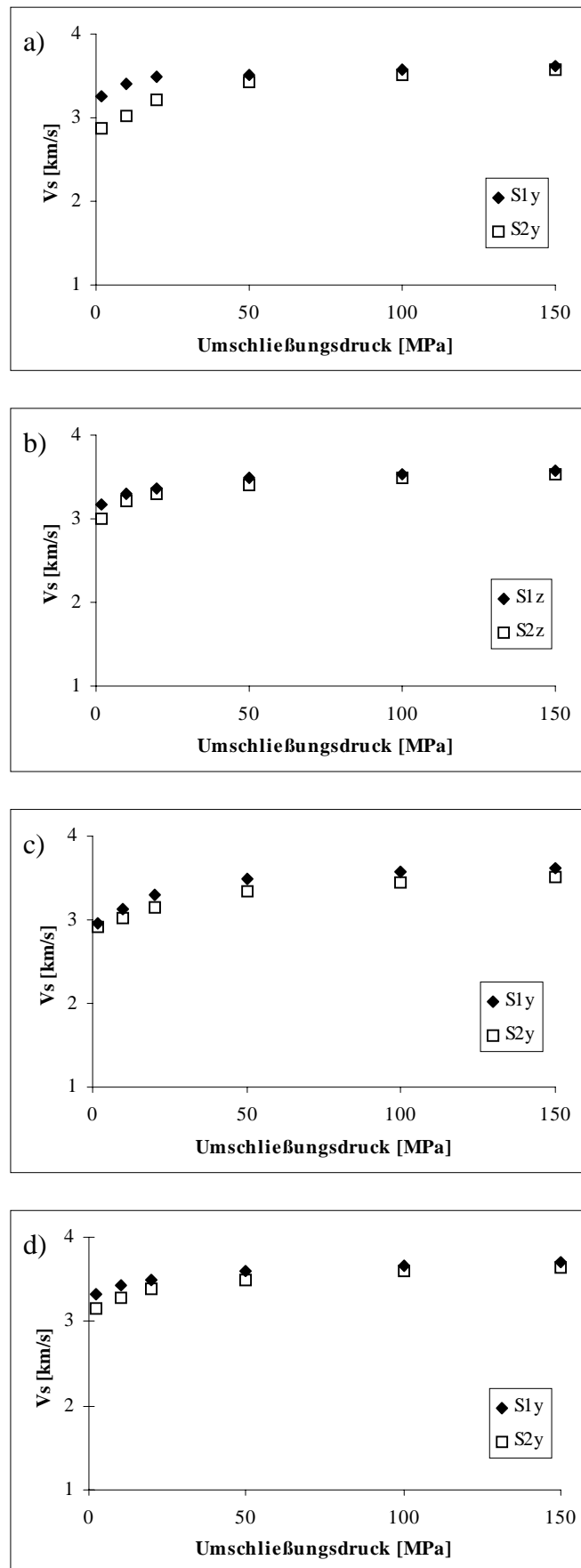


Abb. 6.4: Scherwellengeschwindigkeiten für SZ1 in a) y-Richtung und in b) z-Richtung, für HS1 in c) y-Richtung und für LS in d) y-Richtung in Abhängigkeit vom Umschließungsdruck, weitere Erläuterungen s. Text.

6.2 Permeabilität

Die richtungsabhängigen Permeabilitäten in Abhängigkeit vom Umschließungsdruck wurden für die getränkten Proben HS1, SZ1 und LS sowie die ungetränkten Parallelproben HS2, SZ1u, SZ2 und LSu sowie für die Granitprobe jeweils parallel zur x- und z-Richtung ermittelt. An einigen der Proben wurde die Permeabilität zusätzlich in der y-Richtung bestimmt.

In Abb. 6.5 ist ein Beispiel für eine typische Druckanstiegskurve (Probe SZ1u, z-Richtung, 10 MPa Umschließungsdruck) gegeben, wie sie bei der Permeabilitätsbestimmung mittels der *pressure transient method* bestimmt wird (s.a. Kap. 3.3.3). Auf der Vorderseite des Probenzylinders wird ein entsprechender Gasdruck aufgebaut, während auf der Rückseite der Probe der Druck des den Probenkörper durchfließenden Gases gemessen wird. Die unterschiedliche Steigung der Druckanstiegskurve gibt einen Hinweis auf die an der Strömung beteiligten Wegsamkeiten. Der Zusammenhang zwischen Druck und Porenform ist ähnlich wie bei der Quecksilberporosimetrie, bei der die äquivalenten Poreneintrittsradien aus dem aufgewendeten Druck, der nötig ist, um das Quecksilber in die Probe zu pressen, bestimmt werden (s. Kap.3.3.4). Das bei niedrigeren Drucken zu erkennende steilere Ansteigen der Kurve bis etwa 0,3 MPa deutet auf eine Klufftströmung bzw. auf eine Strömung in Mikrorissen hin. Die flachere Steigung oberhalb von 0,3 MPa spiegelt eine Strömung wider, wie sie in porösen Medien zu erwarten ist. Die Druckanstiegskurven sind prinzipiell für alle Proben und Umschließungsdrucke sehr ähnlich ausgebildet.

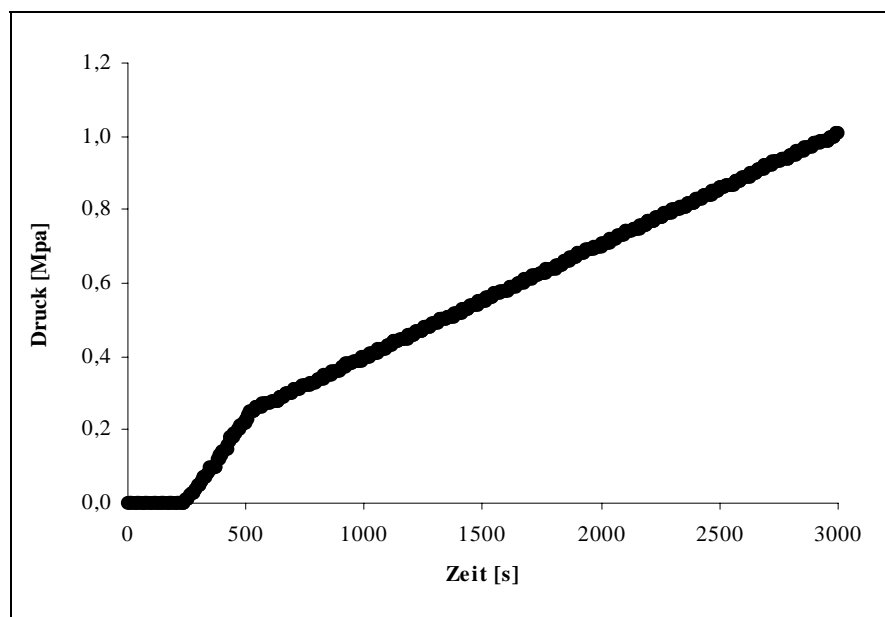


Abb. 6.5: Druckanstiegskurve der Permeabilitätsbestimmung der Probe SZ1u in z-Richtung bei einem Umschließungsdruck von 10 MPa.

Die richtungsabhängigen Permeabilitäten sind in Abb. 6.6 und 6.7 für die getränkten Proben und die dazugehörigen ungetränkten Parallelproben dargestellt. In den getränkten Proben ist der Einfluss der in situ-Porosität auf die Permeabilität insofern reduziert, dass die Durchlässigkeit der verbundenen in situ-Poren durch die Tränkung mit Harz stark herabgesetzt ist. Möglich ist jedoch, dass die in situ isolierten (ungetränkten) Poren durch zusätzliche Öffnung oder Vergrößerung von Mikrorissen aufgrund der Kernrelaxation verbunden wurden und so zu der gemessenen Permeabilität beitragen.

In allen getränkten Proben ist in x-Richtung parallel zur Foliation und Lineation die größere Permeabilität vorhanden. Hervorgerufen wird dies überwiegend durch die parallel zur Foliation ausgerichteten Glimmerspaltflächen, parallel zu den Spaltflächen ist die weitaus größte Anzahl offener Mikrorisse ausgebildet (vergl. Kap. 5.2.1). Der Einfluss des Umschließungsdrucks auf die Permeabilität zeigt sich in x-Richtung deutlicher als in Richtung der z-Achse, wo die Permeabilität in allen getränkten Proben bei steigendem Umschließungsdruck auf unter $0,1 \mu\text{D}$ erniedrigt wird (Abb. 6.6). In x-Richtung sind die Permeabilitäten bei 25 MPa drei- bis viermal höher als bei 150 bzw. 200 MPa, dies ist auf das sukzessive Schließen der Glimmerspaltflächen parallel zur Foliation bei den höheren Drucken zurückzuführen (vergl. Kap. 6.1).

Die größte Permeabilität ist in der Probe HS1 zu beobachten, die geringste in SZ1, was vermutlich auf die in dieser Probe besonders in den mylonitisierten Zonen durchschnittlich etwas kürzer ausgebildeten Glimmerrisse zurückgeführt werden kann (vergl. Kap. 5.2.3; Abb. 6.6a, b). Die in Kap. 5.2.1 beschriebenen, sich aus mehreren Rissen parallel zur Foliation zusammensetzenden längeren Risse, die eine höhere Durchlässigkeit verursachen würden, sind nicht überall ausgebildet. Die in der Probe LS (Abb. 6.6c) bei niedrigen Umschließungsdrücken gegenüber SZ1 etwas höheren Permeabilitäten sinken mit steigendem Umschließungsdruck ebenso wie die Werte in SZ1 auf etwa $0,2 \mu\text{D}$, während in HS1 noch eine Permeabilität von knapp $0,4 \mu\text{D}$ erhalten bleibt.

Die richtungsabhängigen Permeabilitäten der ungetränkten GrGr-Proben wurden sowohl in x- und z-Richtung als auch in Richtung y bestimmt (Abb. 6.7). Die Permeabilität der Proben SZ1u und LSu sind auffallend niedrig, die Werte liegen z.B. in x-Richtung mit höchsten $0,4$ bzw. $0,5 \mu\text{D}$ bei einem Umschließungsdruck von 5 MPa unter der Permeabilität der getränkten Proben (Abb. 6.7a, d). Die für die x- und z-Richtung ermittelten Permeabilitäten der Probe SZ2 sind ebenfalls gering (Abb. 6.7b). Bei 5 MPa Umschließungsdruck ergeben sich Werte von $0,7$ bzw. $0,2 \mu\text{D}$. Die in Richtung y gemessene Permeabilität liegt mit $1,3 \mu\text{D}$ auffallend höher. Auch in LSu zeigt sich die größte Permeabilität in der y-Richtung. Beide Proben weisen bei 5 MPa die kleinste Permeabilität senkrecht zur Foliation (parallel z) auf. Bei höheren Umschließungsdrücken ergibt sich in Probe LSu parallel zur Lineation in x-Richtung die geringste Permeabilität. Die Probe SZ1u weist in x-Richtung die höchsten Permeabilitäten auf, die geringsten wurden senkrecht zur Foliation ermittelt. Die gleiche Richtungsabhängigkeit zeigt sich in der Probe HS2 oberhalb von einem Umschließungsdruck ab 10 MPa, darunter liegt die Permeabilität in der y-Richtung geringfügig über der in Richtung x (Abb. 6.7c). Die Permeabilität der Probe HS2 zeigt auch bei höheren Umschließungsdrücken z.B. bei 20 MPa mit $0,7 \mu\text{D}$ in x-, $0,5 \mu\text{D}$ in y- und $0,2 \mu\text{D}$ in z-Richtung die größte Durchlässigkeit.

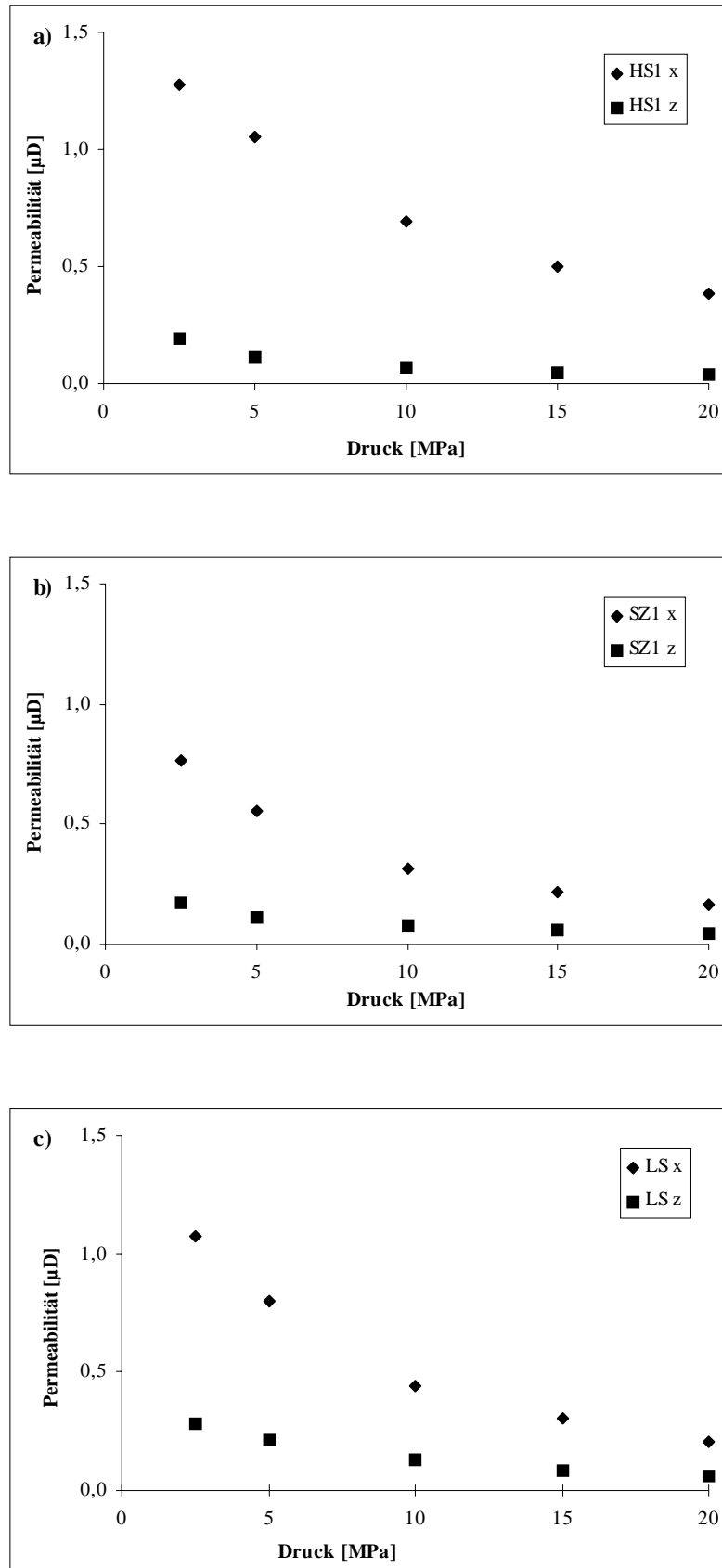


Abb. 6.6: Richtungsabhängige Permeabilität der Proben a) HS1, b) SZ1 und c) LS in x- und z-Richtung.

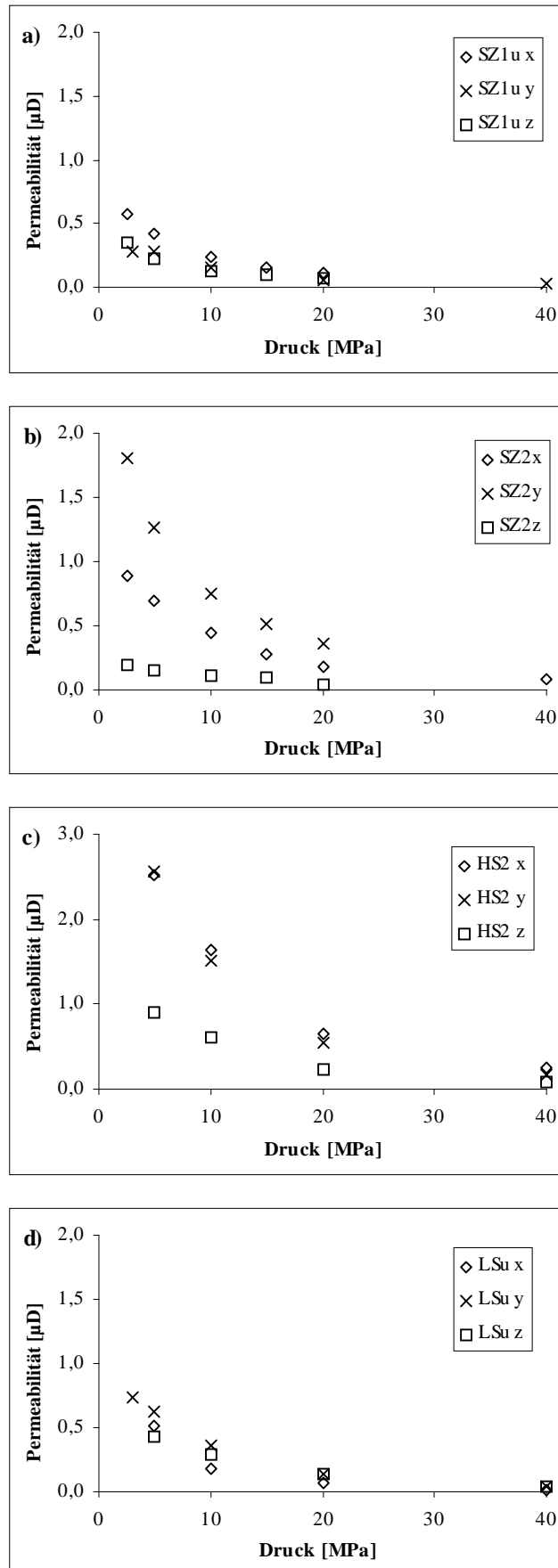


Abb. 6.7: Richtungsabhängige Permeabilität der ungetränkten Proben a) SZ1u, b) SZ2 und c) HS2 und d) LSu in x-, y- und z-Richtung.

In Abb. 6.8 ist die Permeabilität der Granitprobe in x- und z-Richtung aufgetragen. Die Werte liegen mit 2,9 und 1,4 μD bei einem Umschließungsdruck von 5 MPa höher als in den anderen Proben. Bei höheren Umschließungsdrücken nähern sie sich den Werten für die Probe HS2 an, die gemessenen Durchlässigkeiten betragen bei 20 MPa Umschließungsdruck 0,7 bzw. 0,4 μD .

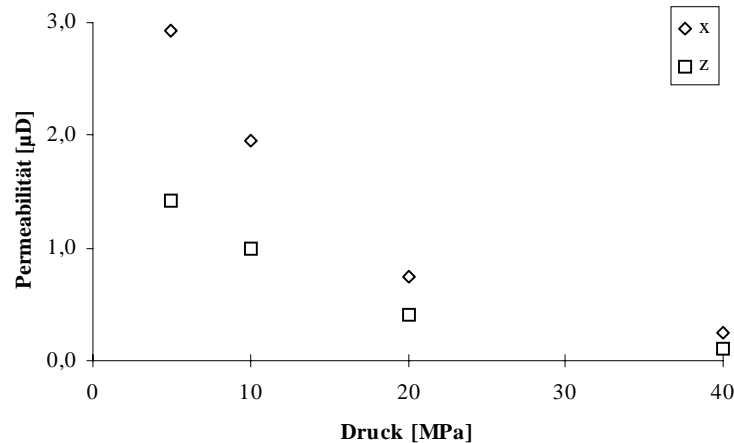


Abb. 6.8: Richtungsabhängige Permeabilität der Granitprobe in x- und z-Richtung.

Der Vergleich der getränkten und ungetränkten Proben zeigt, dass die Permeabilität in den ungetränkten Proben nicht in dem Maße gegenüber der der getränkten Proben erhöht ist, wie es zu erwarten wäre. Lediglich die Probe HS2 weist gegenüber der Parallelprobe HS1 eine größere Durchlässigkeit auf. Auffällig ist ebenfalls, dass nicht in allen Proben wie vermutet in Richtung der Lineation (parallel x) die höchste Permeabilität, sondern auch in y-Richtung, teilweise sogar senkrecht zur Foliation (parallel z), gemessen wurde. Die unterschiedliche Richtungsabhängigkeit der Permeabilität weist ebenso wie die in den ungetränkten Proben SZ1u, SZ2 und LSu relativ niedrigen Durchlässigkeiten auf die Schwierigkeit bei der Bestimmung der Permeabilität in den heterogenen Gesteinen hin. Liegen z.B. mehrere größere Feldspatkristalle im Probenzylinder vor, werden die Messwerte für größere Probenvolumina nicht repräsentativ sein. Die geringen Ausmaße der Probenzylinder, die für die Permeabilitätsmessung verwendet werden, erhöhen den Einfluss der Heterogenität der Proben. Es wäre daher sinnvoll, die durchschnittliche Permeabilität aus mehreren Messungen in jeweils der gleichen Richtung zu ermitteln. Dies war jedoch leider nicht möglich, da nicht ausreichend Probenmaterial vorhanden war.

6.3 Effektive Porosität und Poreneintrittsradien

Zur Bestimmung der effektiven Porosität wurden zwei Methoden eingesetzt: Porositätsbestimmung mittels Tränkungsmethode und Hg-Porosimetrie. Die Hg-Porosimetrie bietet die Möglichkeit, die äquivalenten Poreneintrittsradien der Proben zu ermitteln (Kap. 5.3.4).

Die effektive Porosität, mittels Tränkungsmethode bestimmt, ist in Abb. 6.9 dargestellt. Auffällig ist die jeweils in den getränkten Proben gegenüber den ungetränkten Parallelproben um etwa die Hälfte reduzierte Porosität. Die effektive Porosität der getränkten Proben HS1, SZ1 und LS liegt im Bereich zwischen 0,55% und 0,59%. Diese Werte entsprechen auch in etwa der durch die Druckentlastung entstandenen effektiven Porosität, zu der sowohl neu geöffnete Poren als auch in situ-Poren, die erst durch die Relaxation verbunden worden sind, gehören. Die Porosität der ungetränkten Proben HS1u, SZ1u und LS liegen um 1% bis maximal 1,17%. Die Messung beinhaltet sowohl den verbundenen in situ-Porenraum, wie auch die aus der Kernrelaxation resultierende Porosität (vergl. Kap. 5.2, Abb. 5.5). Die Differenz der Porosität der ungetränkten Kerne und der getränkten Kerne entspricht somit einem Mindestwert für die Porosität des in situ-Porenraums.

Die Differenz aus der Porosität der getränkten und ungetränkten Proben HS1 und SZ1 ist in etwa vergleichbar, obwohl sich die verbundenen in situ Porenräume der beiden Proben durchaus in der räumlichen Orientierung der Mikrorisse unterscheiden. Die ermittelte Differenz liegt bei ungefähr 0,4%.

Die Probe LSu weist größere Werte für die effektive Porosität auf, woraus sich mit mindestens 0,6% ebenfalls eine erhöhte Differenz für die verbundene in situ-Porosität ergibt. Der größere in situ-Porenraum kann durch das stärker ausgeprägte Spröbruchinventar erklärt werden (vergl. Kap. 5.1). Die effektive Porosität der Granitprobe liegt in etwa in dem Bereich der übrigen ungetränkten Proben bei 0,98%. Auch in dieser Probe ist eine verstärkte spröde Deformation anhand der Feldspatkataklase zu erkennen.

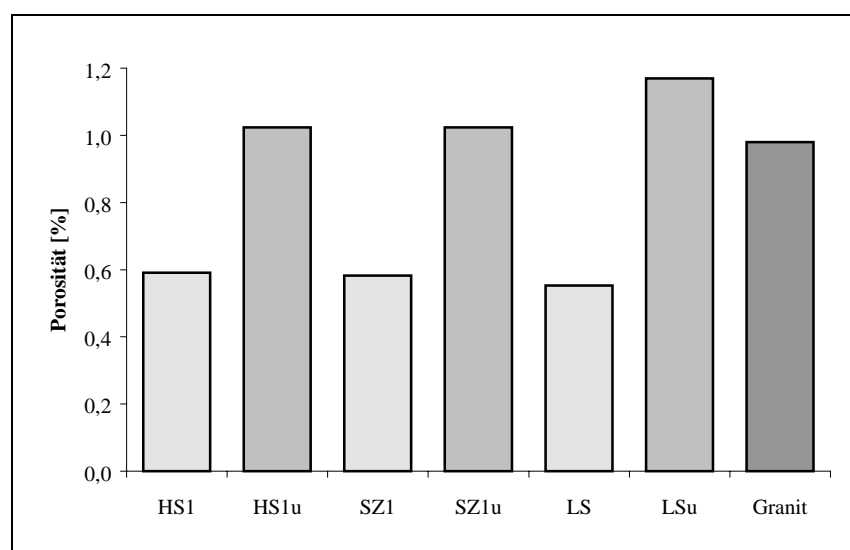


Abb. 6.9: Mittels Tränkungsmethode ermittelte Porosität.

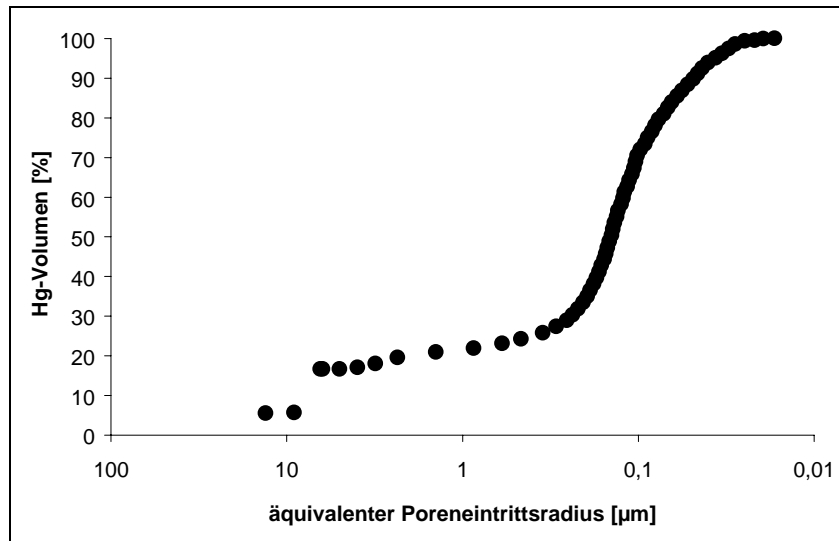
Die Bestimmung der äquivalenten Poreneintrittsradien mittels Hg- porosimetrie wurde an den Proben HS2, SZ2 und für den Granit vorgenommen. Das größte aufgenommene Quecksilbervolumen wurde für den Granit mit $3,34 \text{ mm}^3/\text{g}$ bestimmt. In HS2 und SZ2 liegt das Hg-Volumen mit $1,986 \text{ mm}^3/\text{g}$ und $1,549 \text{ mm}^3/\text{g}$ darunter.

Die ermittelten, äquivalenten Poreneintrittsradien für HS2, SZ2 und den Granit sind in Abb. 6.10 logarithmisch aufgetragen. Sie liegen für alle Proben in ähnlichen Größenordnungen, wobei mittlere maximale Eintrittsradien für HS2, die geringsten maximalen Eintrittsradien für SZ2 ermittelt wurden. Die größten Eintrittsradien weist die Granitprobe auf.

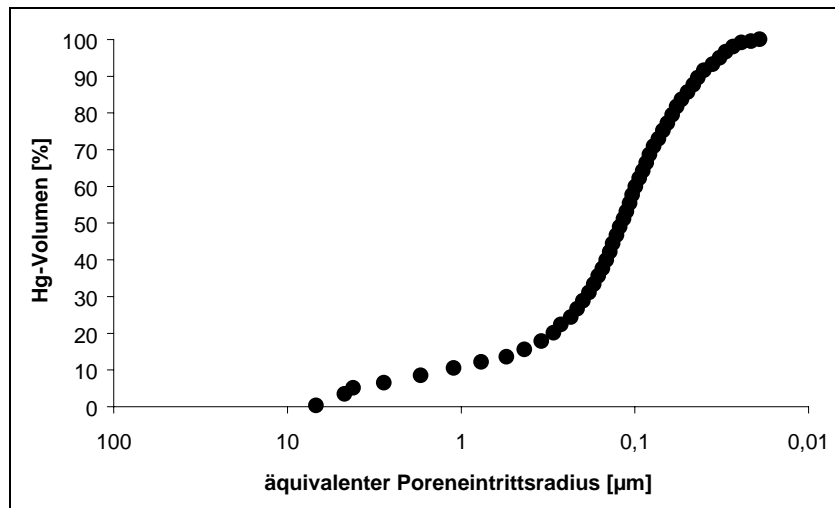
Die während der Messung pro äquivalentem Poreneintrittsradius ablesbaren Anteile am kumulativen Quecksilbervolumen zeigten für die Proben aus dem GrGr (HS2, SZ2) ein Maximum im Bereich von $0,1$ bis $0,2 \text{ }\mu\text{m}$ für die äquivalenten Poreneintrittsradien, das maximale Quecksilbervolumen der Granitprobe wurde für Poreneintrittsradien zwischen $0,2$ bis $0,4 \text{ }\mu\text{m}$ gemessen (s. Anhang II).

Die in ihrem Verlauf weitgehend übereinstimmenden Diagramme (Abb. 6.10) weisen auf die große Ähnlichkeit des Porenraums der drei Proben hin, was darauf zurückzuführen ist, dass die „Eintrittsradien“ der Mikrorisse, die den Porenraum aller Proben aufbauen, in einem engen Größenbereich liegen. Die äquivalenten Poreneintrittsradien können aufgrund der geometrischen Unterschiede von Poren und Rissen nicht direkt auf die Öffnungsweiten der Risse übertragen werden und stellen somit lediglich Näherungswerte dar.

a)



b)



c)

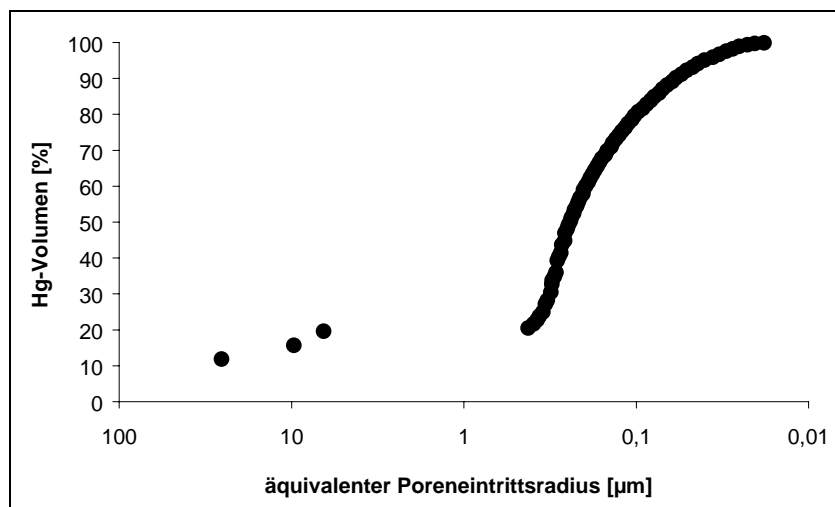


Abb. 6.10: Äquivalente Poreneintrittsradien der Proben a) HS2, b) SZ2 und c) der Granitprobe in Abhängigkeit vom prozentualen Quecksilbervolumen.

6.4 Bestimmung der inneren Oberflächen

Die Bestimmung der inneren Oberfläche wurde an getränkten und ungetränkten Proben vorgenommen. Die Messungen ergaben unabhängig von der Tränkung für alle Proben sehr geringe Werte für die spezifische innere Oberfläche, die in der Größenordnung der Nachweisgrenze liegen. Das verwendete Standardverfahren ist daher vermutlich für die Bestimmung der spezifischen inneren Oberfläche der granitoiden Gesteine nicht effizient genug. Der Grund dafür liegt wahrscheinlich in der geringen Porosität der Gesteine. Zusätzlich könnte die Messung durch die teilweise sehr geringen hydraulischen Öffnungsweiten der Mikrorisse erschwert werden.

Die Ergebnisse der Bestimmung der spezifischen inneren Oberfläche sind in Abb. 6.11 dargestellt. Die Werte für die getränkten Proben HS1, SZ1 und LS sind mit 0,0068 bis 0,0114 m²/g niedriger als für die entsprechenden ungetränkten Parallelproben (0,0156 bis 0,0423 m²/g). Die für die Granitprobe ermittelte innere Oberfläche liegt mit 0,0205 m²/g niedriger als in den übrigen ungetränkten Proben. Bei etwa gleich großer Porosität des Granits und der ungetränkten Proben (s.a. Abb. 6.32) könnte dies darauf hinweisen, dass die offenen Risse im Granit eine kleinere Oberfläche bilden, d.h. weniger Risse mit größerer Öffnungsweite müssen im Granit ausgebildet sein. Die für den Granit ermittelten größeren äquivalenten Poreneintrittsradien unterstützen diese Annahme (vergl. Kap. 6.3).

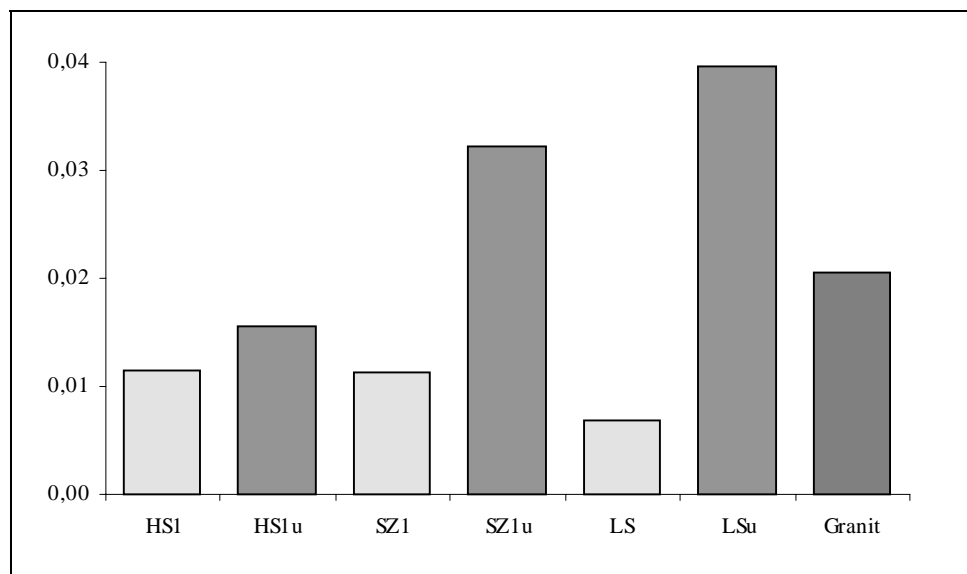


Abb. 6.11: Spezifische innere Oberfläche der Proben [m²/g].

6.5 Thermische Dilatation und Dekrepiteometrie

Im Zusammenhang mit der Endlagerung radioaktiver Abfälle ist ebenfalls von Interesse, wie das umgebende Wirtsgestein auf die besonders bei der Deponierung von hochradioaktiven Stoffen zu erwartende Aufheizung (bis zu 300 °C; NAGRA INFORMIERT 1993:1) reagiert (REJEB 1993; s.a. Kap. 1.2). Die Temperaturerhöhung könnte zu einer thermisch bedingten Ausdehnung der Gesteine führen, wodurch Spannungsänderungen im Gestein und eine Auflockerung des Gefüges bewirkt werden könnten. Dies könnte zur Bildung neuer Wegsamkeiten oder der Vergrößerung bereits vorhandener Porenräume im Umgebungsgestein führen.

Zur Überprüfung, ob eine thermisch bedingte Gefügauflockerung in den Gesteinen des GrGr zu erwarten wäre, wurde exemplarisch an der Probe HS2 die Richtungsabhängigkeit des thermischen Ausdehnungskoeffizienten bzw. die Längenänderung bestimmt (Kap. 3.3.6). Die Ausdehnungskoeffizienten (α) sind in Tab. 6.6 in Bezug zu den Gefügekoordinaten zusammengefasst (vergl. Abb. 3.1; xy liegt parallel der Winkelhalbierenden zwischen der x- und der y-Richtung; xz, yz entsprechend). In Abb. 6.12 ist die thermische Dilatation (TD) der Probe HS2 als Polfigur dargestellt, die Isolinien stellen die thermischen Ausdehnungskoeffizienten dar.

Tab. 6.6: Thermische Ausdehnungskoeffizienten (α) der Probe HS2 in den jeweils als Gefügekoordinaten angegebenen Richtungen (s.a. Abb. 3.1; l = Länge des Probenkörpers)

Richtung	x	y	z	xy	xz	yz
$\alpha = \Delta l / (l \cdot \Delta T)$ [m / m · °C]	7,14	6,29	5,19	6,53	6,03	5,77

Die Probe zeigt in x-Richtung parallel zur Lineation die deutlichste Längenänderung, senkrecht zur Foliation in z-Richtung die geringste (Tab. 6.6; Abb. 6.12). Somit ist auch bezüglich der TD der Probe ein eindeutiger Zusammenhang mit dem Gesteinsgefüge gegeben.

Eine Restdehnung der Probe (Dehnung, die noch nach der bleibenden Verformung bei wiederholter Aufheizung erfolgt) konnte in keiner Richtung oberhalb der Nachweisgrenze von 1 μm nachgewiesen werden. Da die Bestimmung von TD jedoch nur bis zu einer Temperatur von 80 °C durchgeführt wurde, kann eine bei höheren Temperaturen messbare Restdehnung der Probe nicht ausgeschlossen werden. In wie weit die Aufheizung bzw. die TD der Probe zur Bildung von Mikrorissen führte, kann nicht bestimmt werden.

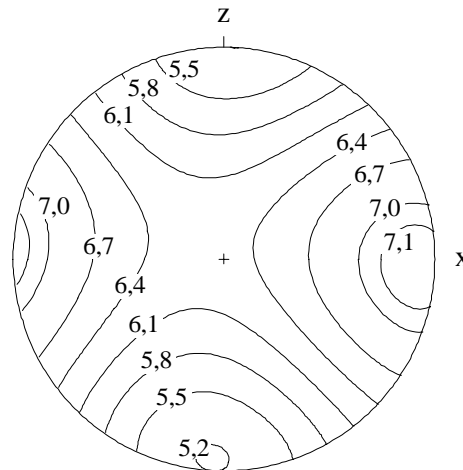


Abb. 6.12: Thermische Dilatation der Probe HS2; die Isolinien geben die thermischen Ausdehnungskoeffizienten $\alpha = \Delta l [m]/l [m] \cdot \Delta T [^{\circ}C]$ an; untere Halbkugel.

Dekrepiteometrie

Es ist zu erwarten, dass auch die FE von der Temperaturerhöhung durch ein Endlager für radioaktive Stoffe beeinflusst werden. Prinzipiell ist zum einen mit dem teilweisen Verlust kleinerer Fluid- oder Gasmengen durch das Öffnen feinsten Risse an den FE zu rechnen, zum anderen können die Einschlüsse vollständig aufplatzen und geleert werden. Die Temperatur bei der dies geschieht, wird als Dekrepiteationstemperatur (T_d) bezeichnet. Die Dekrepiteation ist die Folge einer zu hohen Differenz zwischen dem Interndruck und dem Umschließungsdruck der Fluideinschlüsse.

Dabei wird die Dekrepiteation eines FE durch verschiedene Faktoren beeinflusst (SCHMIDT-MUMM 1989):

- Größe und Form des Einschlusses sowie die kristallographische Orientierung im Wirtsmineral,
- Zusammensetzung und Dichte des Einschlussinhalts,
- Abstand des Einschlusses von Schwächezonen,
- Materialeigenschaften des Wirtsminerals.

Die quantitative Dekrepiteometrie wird zumeist mit Hilfe von Dekrepiteometern durchgeführt, indem man die Probe unter kontrollierten Bedingungen aufheizt und die Dekrepiteationstemperatur über einen Detektor als akustische Emission ermittelt. Für die vorliegende Untersuchung wurde die qualitative, in kleinerem Maß auch quantitative Dekrepiteometrie unter Verwendung eines Heiztisches vorgezogen. Dies ermöglicht, die Dekrepiteation der FE direkt zu beobachten, wodurch auch die Bildung bzw. Öffnung der Mikrorisse, die zur Entleerung der Einschlüsse führt, sowie die Position der dekrepitierten FE innerhalb des Wirtsminerals beobachtet werden kann.

Zur Ermittlung von T_d wurden die Proben auf jeweils 500 °C aufgeheizt und das Verhalten der FE registriert. Ob die FE, die nicht dekrepitiert sind, ebenfalls beschädigt wurden, wurde durch einen Vergleich der vorher und nachher (nach dem „Überheizen“) bestimmten Homogenisierungstemperatur untersucht. Nach einem teilweisen Verlust der flüssigen oder gasförmigen Phase

müssten die Th-Werte voneinander abweichen, da der Interndruck durch den Verlust verändert wurde.

Die Fluideinschlüsse der Proben aus dem GrGr (HS2 und SZ2) erwiesen sich der Temperaturerhöhung gegenüber als relativ widerstandsfähig, nur einige FE sind dekrepitiert. Die Td-Werte lagen zwischen 370 und 430 °C. Bei höheren Temperaturen konnten keine sichtbaren Veränderungen der FE mehr festgestellt werden. Allerdings wurde die Bildung bzw. Öffnung von feinsten Mikrorissen im Quarz beobachtet (s.a. Taf. XIIe, f). Die meisten dieser Mikrorisse waren nach dem Abkühlen der Probe auf Raumtemperatur nach einiger Zeit nicht mehr sichtbar. Das Wiedererscheinen der Gasblasen in den FE beim Abkühlen der Proben HS2 und SZ2 konnte schon ab 260 bis 200 °C registriert werden. Die Homogenisierungstemperaturen, die im Anschluss ermittelt wurden, reichen von 120 bis über 500 °C. D.h. die nicht dekrepitierten FE sind ebenfalls beschädigt worden.

Die überwiegende Zahl der FE in der Granitprobe wurde durch die Dekrepitation zerstört (Taf. XIIe, f). Nur vereinzelt sind meist kleine FE erhalten geblieben, die Homogenisierungstemperaturen dieser Einschlüsse erstrecken sich wie in den anderen Proben über einen großen Temperaturbereich bis über 500 °C, womit auch für diese Einschlüsse eine Beschädigung angenommen werden muss.

Die ersten dekrepitierenden FE konnten bereits bei 230 °C beobachtet werden. Sie liegen hauptsächlich auf Subkorn Grenzen oder in der Nähe von Mikrorissen. Einige weitere FE platzten bei 250, 280, 300 und 350 °C. Ab 380 bis 400 °C dekrepitierte die überwiegende Mehrzahl der FE unabhängig von ihrer Position innerhalb des Wirtskorns (s. Taf. XIIe, f). Die Öffnung von feinen Mikrorissen (s.o.), anfangs meist von FE ausgehend, setzte ab 340 °C ein.

Die im Fall einer Endlagerung hochradioaktiver Abfälle zu erwartende Erhöhung der Temperatur auf über 200 °C bis zu 300 °C könnte aufgrund der thermischen Dilatation zu einer Auflockerung des Gesteinsgefüges und zusätzlich zur Bildung weiterer, feinsten Mikrorisse führen. Die neu gebildeten oder geöffneten Mikrorisse könnten eine Vergrößerung des verbundenen Porenraums der Gesteine bewirken. Untersuchungen von JONES ET AL. (1997) haben gezeigt, dass die Permeabilität von Kristallingesteinen durch künstliche, thermisch induzierte Mikrorisse messbar ansteigt.

6.6 Diskussion der Ergebnisse

Die richtungsabhängige V_p -Verteilung wurde an Proben des GrGr bestimmt. Hierbei kamen zwei unterschiedliche Verfahren zum Einsatz: An SZ1u und HS1 wurde V_p in Abhängigkeit vom Umschließungsdruck ermittelt. Ebenfalls an SZ1u und zusätzlich an SZ1 und LS wurde die Bestimmung der richtungsabhängigen V_p -Verteilung in trockenem und wassergesättigtem Probenzustand bei Atmosphärendruck vorgenommen. Die Symmetrie der Richtungsabhängigkeit der V_p -Verteilung ist unabhängig von der verwendeten Untersuchungsmethode und dem Probenzustand (getränkt, trocken, wassergesättigt) sehr ähnlich: Höhere Geschwindigkeiten erreichen die P-Wellen parallel zur Foliationsebene, minimale Geschwindigkeiten sind annähernd senkrecht zur Foliation zu beobachten.

Die druckabhängige V_p -Bestimmung zeigte, dass die bei niedrigem Umschließungsdruck offen vorliegenden Mikrorisse bei 50 bis 100 MPa Umschließungsdruck annähernd alle geschlossen sind. Die V_p -Verteilung bei hohem Umschließungsdruck wird somit auf die intrinsische Anisotropie zurückgeführt, die durch die in die Foliation eingeregelteten elastisch anisotropen Glimmer verursacht wird (Kap. 6.1.1; Abb. 6.1, 6.2).

Um den Einfluss der offenen Mikrorisse auf die richtungsabhängige V_p -Verteilung zu diskriminieren wurden jeweils die Geschwindigkeitsdifferenzen bestimmt: Für $\Delta V_{p100-3MPa}$ (V_p bei 100 MPa - V_p bei 3 MPa) ist die größte Geschwindigkeitszunahme parallel zum Foliationspol zu beobachten (s. Abb. 6.2). Die Geschwindigkeitsdifferenz in der ungetränkten Probe SZ1u ist gegenüber der getränkten Probe HS1 deutlich erhöht, was auf die Versiegelung der verbundenen, offenen in situ-Risse (durch das Harz) in HS1 zurückzuführen ist.

Der Einfluss der offenen Mikrorisse zeigt sich ebenfalls in den $\Delta V_{p_{sat-dry}}$ -Diagrammen (Differenz von V_p in wassergesättigtem und trockenem Zustand gemessen). Die größte Geschwindigkeitsänderung kann wiederum senkrecht zur Foliation beobachtet werden. Die Erniedrigung der Geschwindigkeit durch die Wassersättigung ist ein Indikator für die Vernetzung des Porenraums, ohne die keine Trängung der Proben möglich wäre. Der Einfluss der Wassersättigung ist entsprechend in der nicht mit Harz getränkten Probe höher als in den getränkten Proben.

Insgesamt zeigt sich sowohl für die intrinsische als auch für die Mikroriss-induzierte V_p -Verteilung eine eindeutige Abhängigkeit von der Vorzugsorientierung der Glimmerminerale, die mit ihren (001)-Spaltflächen bevorzugt parallel zur Foliation ausgerichtet sind.

Für die getränkten Proben HS1, SZ1 und LS sind in Abb. 6.13 nochmals die ΔV_p -Diagramme zusammen mit den Belegungsdichtediagrammen der Glimmerspaltflächen sowie den Lagenkugeldiagrammen der quantifizierten Risschardichten der offenen Glimmerrisse dargestellt, die den weitaus größten Teil der offenen Risse in den getränkten Proben bilden (Kap. 5.2.1). Die quantifizierten Risschardichten zeigen für alle Proben eine deutliche Übereinstimmung mit den ΔV_p -Verteilungen. Die maximalen Geschwindigkeitsänderungen werden annähernd parallel der Kugeldurchmesser bestimmt, die die höchste Anzahl an Risschnittpunkten aufweisen. Insbesondere der Einfluss der weniger streng geregelten Glimmerspaltflächen auf die ΔV_p -Verteilung in HS1 kann anhand der quantifizierten Risschardichten sehr gut nachvollzogen werden.

Die gegenüber ΔV_p der getränkten Proben erhöhte Geschwindigkeitsdifferenz der ungetränkten Probe SZ1u (Abb. 6.13) ist darauf zurückzuführen, dass eine größere Anzahl offener Risse vorliegt. Zusätzlich zu dem Einfluss der Relaxationsrisse wirken sich auch die verbundenen in situ-Risse auf die Geschwindigkeitsdifferenz aus, da sie ebenfalls offen vorliegen.

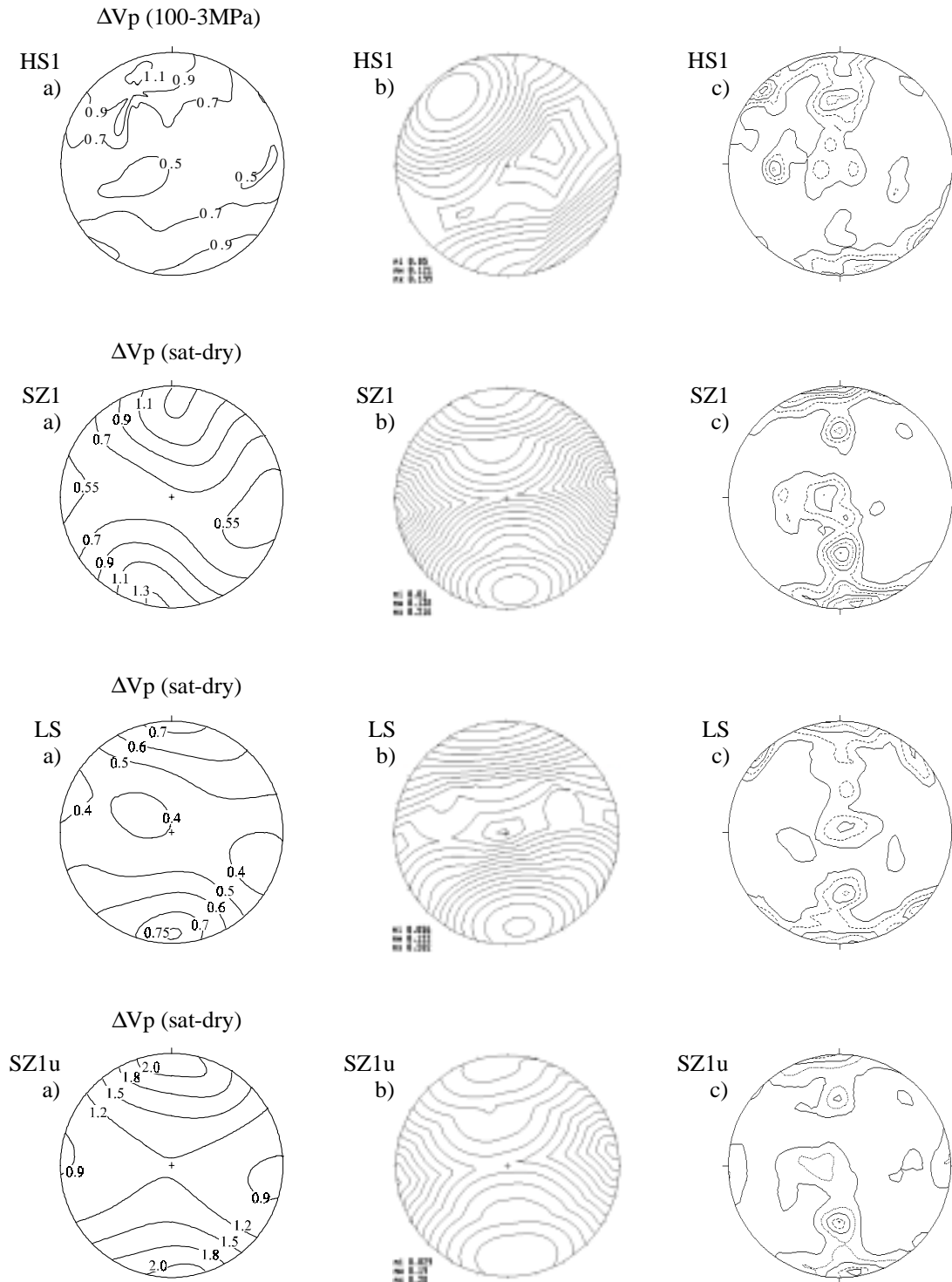


Abb. 6.13: Darstellung a) der ΔV_p -Verteilung, b) der quantifizierten Rissdichten sowie c) der Belegungsdichtediagramme der getränkten Proben HS1, SZ1 und LS sowie der ungetränkten Probe SZ1u. Für die getränkten Proben wurden in b und c die offenen Glimmerspaltflächen (Relaxationsrisse) dargestellt, für SZ1u sind die getränkten und offenen Glimmerspaltflächen sowie die getränkten Feldspatrisse dargestellt (Relaxationsrisse und in situ-Risse); Schmidt'sche Projektion, untere Halbkugel; Orientierung gemäß Abb. 3.1; nähere Erläuterungen s. Text.

Die quantifizierte Risschardichte für SZ1u wurde ebenfalls ermittelt, wobei davon ausgegangen wird, dass die offenen Risse in der ungetränkten Probe SZ1u die gleichen Vorzugsorientierungen aufweisen, wie die offenen und getränkten Risse in der getränkten Parallelprobe SZ1. Basierend auf dieser Annahme wurde für die Quantifizierung der Risschardichte die lineare Rissdichte der getränkten und offenen Glimmerspaltflächen sowie der getränkten Feldspatrisse verwendet (Kap. 5.2.3, Tab. 5.5; Abb. 6.13 SZ1u b). Das Belegungsdichtediagramm wurde entsprechend für die Glimmerrisse (getränkt und offen) und die getränkten Risse im Feldspat erstellt (Abb. 6.13 SZ1u c; die getränkten Quarzrisse wurden aufgrund ihrer schwachen Vorzugsorientierung vernachlässigt). Die größten Geschwindigkeitsunterschiede wurden wie erwartet senkrecht zur Foliation ermittelt, parallel des Kugeldurchmessers, der die höchste Anzahl an Schnittpunkten aufweist (Abb. 6.13 SZ1u a, b). Die minimalen Geschwindigkeitsunterschiede sind wie in den getränkten Proben parallel zur Lineation zu beobachten, in dieser Richtung weist das Lagenkugeldiagramm der quantifizierten Risschardichten ebenfalls minimale Rissdichten auf. Somit scheint die Annahme bestätigt, dass sich die getränkten und offenen Hauptrisscharen der Parallelproben SZ1 und SZ1u im Wesentlichen nur bezüglich der Harztränkung unterscheiden, während die Orientierung und Häufigkeit der Risscharen sehr ähnlich ist. Die in SZ1 gegenüber SZ1u herabgesetzte $\Delta V_{p(\text{sat-dry})}$ stellt somit einen Nachweis für die Vernetzung der in situ-Risse dar, ohne die die Harztränkung unmöglich gewesen wäre.

Es soll versucht werden, aus den V_p -Verteilungen der getränkten Probe SZ1 und der ungetränkten Parallelprobe SZ1u den Einfluss der in situ-Porosität auf die richtungsabhängige V_p -Verteilung zu diskriminieren (Abb. 6.14). Wie oben bereits erläutert wird die V_p -Verteilung der Probe SZ1u sowohl durch die Relaxationsrisse als auch durch die in situ-Risse beeinflusst, während die V_p -Verteilung der getränkten Probe in erster Linie auf den Einfluss der Relaxationsrisse zurückzuführen ist. Die Geschwindigkeitsdifferenz zwischen den beiden Parallelproben sollte es ermöglichen, den Einfluss der in situ-Risse auf die richtungsabhängige P-Wellengeschwindigkeit (sowohl für $V_{p\text{dry}}$ als auch für $V_{p\text{sat}}$) näherungsweise abzuschätzen. In Tab. 6.7 sind die Faktoren zusammengefasst, die die V_p -Verteilung in den beiden Proben beeinflussen.

Tab. 6.7: Relevante Faktoren für die Bestimmung von $V_{p\text{dry}}$ und $V_{p\text{sat}}$ der Proben SZ1u und SZ1; weitere Erläuterungen s. Text

	$V_{p\text{dry}}$	$V_{p\text{sat}}$
SZ1u	offene in situ-Risse offene Relaxationsrisse isolierte offene Risse intrinsische Eigenschaften	wassergefüllte in situ- und Relaxationsrisse isolierte offene Risse intrinsische Eigenschaften
SZ1	getränkte in situ-Risse offene Relaxationsrisse isolierte offene Risse intrinsische Eigenschaften	getränkte in situ-Risse wassergefüllte Relaxationsrisse isolierte offene Risse intrinsische Eigenschaften
$\Delta V_{p\text{SZ1} - \text{SZ1u}}$	offene in situ-Risse einige isolierte offene Risse	wassergefüllte in situ-Risse einige isolierte offene Risse

Grundlage für die $\Delta V_{p(SZ1-SZ1u)}$ -Berechnungen ist die Annahme, dass die Proben aufgrund ihrer übereinstimmenden Position zur Scherzone zumindest sehr ähnliche Mikrogefüge und Mikro-rissgefüge besitzen sollten. Für die Verteilung der Risscharen scheint diese Annahme bestätigt (s.o.). Weiterhin wird angenommen, dass die Proben aufgrund derselben großräumigen Spannungsverhältnisse dasselbe Relaxationsverhalten zeigen.

Berücksichtigt werden muss, dass in der getränkten Probe SZ1 mehr isolierte offene Risse vorhanden sein könnten als in SZ1u. Durch die Harztränkung können die offenen in situ-Risse nicht mehr zur Vernetzung des durch die Bohrkernrelaxation erweiterten Porenraums beitragen, sodass einige Relaxationsrisse eventuell nicht mehr vernetzt wurden. Dies ist insbesondere für die Bestimmung von $V_{p\text{sat}}$ von Bedeutung. Theoretisch heben sich in der Berechnung der Geschwindigkeitsdifferenz zwischen $V_{p\text{dry}}$ der Proben SZ1 und SZ1u die Einflüsse der offenen Relaxationsrisse und der intrinsischen Eigenschaften auf. Demnach sollte $\Delta V_{p\text{dry}(SZ1-SZ1u)}$ lediglich durch die offenen in situ-Risse und einige isolierte offene Risse beeinflusst werden. $\Delta V_{p\text{sat}(SZ1-SZ1u)}$ sollte ebenfalls durch die isolierten Risse beeinflusst werden, während der Einfluss der offenen in situ-Risse durch die Wassersättigung herabgesetzt sein sollte.

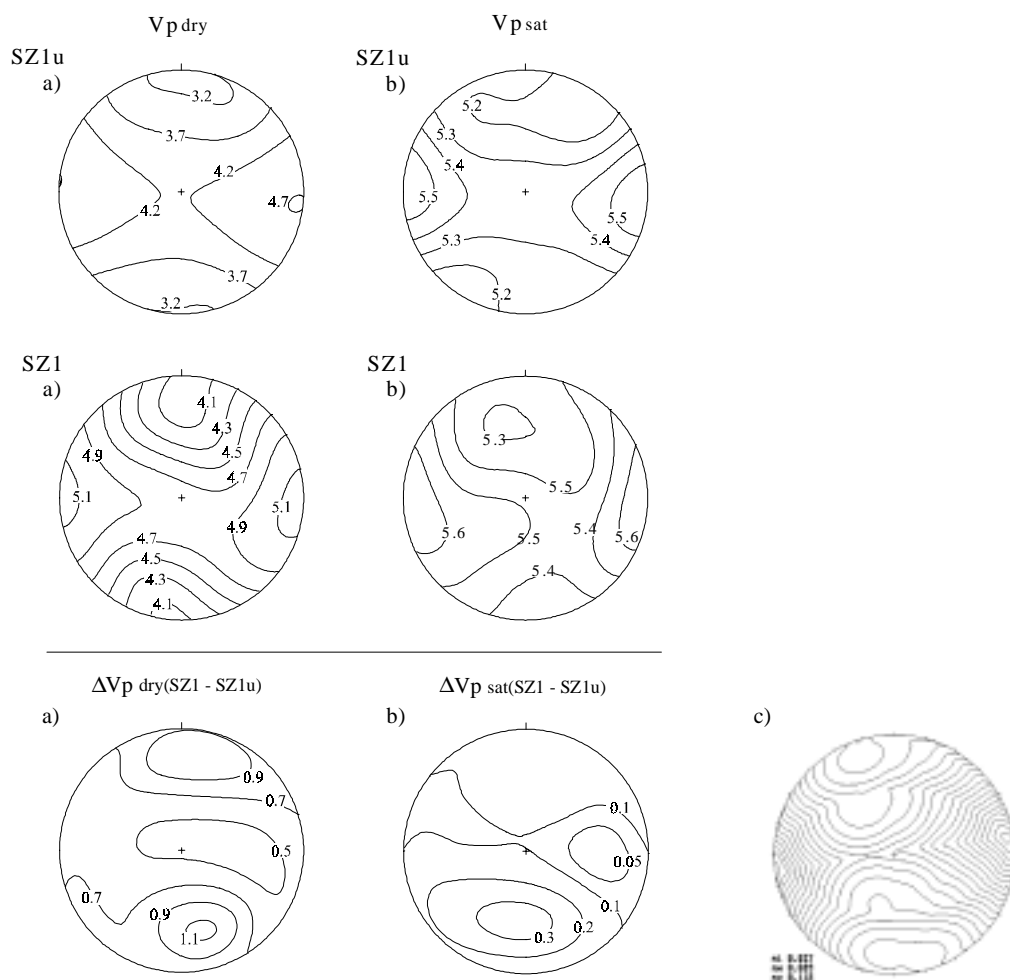


Abb. 6.14: Einfluss des in situ-Porenraums auf die richtungsabhängigen P-Wellengeschwindigkeiten: P-Wellengeschwindigkeiten [km/s] für die Proben SZ1u und SZ1 a) trocken und b) wassergesättigt gemessen. V_p -Diagramme für a) $V_{p\text{dry}(SZ1-SZ1u)}$ und b) $V_{p\text{sat}(SZ1-SZ1u)}$; c) quantifizierte Risschardichten für die getränkten Glimmer- und Feldspatrisse; Schmidt'sche Projektion, untere Halbkugel; Orientierung gemäß Abb. 3.1; nähere Erläuterungen s. Text.

Die berechneten $\Delta V_{p(SZ1-SZ1u)}$ -Verteilungen weisen annähernd gleiche Symmetrien auf. Maximale Geschwindigkeitsdifferenzen sind subparallel zur z-Richtung zu beobachten, minimale Differenzen der P-Wellengeschwindigkeiten ergeben sich annähernd parallel zur xy-Ebene (Abb. 6.14). Für $\Delta V_{p_{dry}(SZ1-SZ1u)}$ ergibt sich der maximale P-Wellengeschwindigkeitsunterschied von 1,137 km/s, für $\Delta V_{p_{sat}(SZ1-SZ1u)}$ 0,341 km/s. Die schwache Abweichung der Richtung der maximalen Geschwindigkeitsdifferenz ($\Delta V_{p_{dry}(SZ1-SZ1u)}$) von der z-Richtung zeigt sich ebenfalls in dem Lagenkugeldiagramm der quantifizierten Risschardichten, die basierend auf den Rissdichten der getränkten Glimmer- und Feldspatrisse von SZ1 berechnet wurden. Zurückzuführen ist die Abweichung zum einen auf den Einfluss der Feldspatrisse. Zum anderen ist das Verhältnis von foliationsparallelen und nicht foliationsparallelen Glimmerrissen für die getränkten Risse zugunsten der nicht foliationsparallelen Risse verschoben (vergl. Kap. 5.2.3, Tab. 5.3). Die Überlagerung der Risscharen führt somit zur Bildung von Maxima, die leicht von den Gefügeelementen x, y, z abweichen. Trotz dieser Abweichungen zeigt sich auch für die $\Delta V_{p(SZ1-SZ1u)}$ -Verteilungen eine deutliche Abhängigkeit von den Vorzugsorientierungen der Glimmerspaltflächen.

Der Einfluss der Glimmervorzugsorientierung zeigte sich ebenfalls bei der Bestimmung der Scherwellendoppelbrechung, für alle Proben ergab sich eine eindeutige Abhängigkeit des Scherwellensplittings von der Foliation und Lineation und damit den Vorzugsorientierungen der Glimmerspaltflächen. Zusätzlich zeigte die druckabhängig bestimmte S-Wellengeschwindigkeit die gleiche Richtungsabhängigkeit wie die V_p -Verteilung.

Auch die richtungsabhängig bestimmte Permeabilität weist eine deutliche Abhängigkeit von den Glimmervorzugsorientierungen auf. Die Permeabilität wurde sowohl an den getränkten als auch an den ungetränkten Proben bestimmt. Für die getränkten Proben ergaben sich in z-Richtung geringere Durchlässigkeiten als parallel zur Foliation in x-Richtung. Dies wird zurückgeführt auf die bevorzugt parallel zur Foliation orientierten offenen Glimmerspaltflächen, die parallel zur Foliation größere Wegsamkeiten ermöglichen als senkrecht dazu. Die Permeabilität der ungetränkten Parallelproben lag teilweise unter der der getränkten Proben, was auf die Heterogenität der Gesteine zurückgeführt wird. Liegen z.B. mehrere größere Feldspatkörner in den relativ kleinen Probenzylindern vor, wären die Ergebnisse für größere Probenvolumina nicht repräsentativ.

Um aus der druckabhängig bestimmten Permeabilität die in situ-Permeabilität abschätzen zu können, ist es notwendig, die in situ herrschenden Spannungen im Bereich des FLG zu berücksichtigen. Aus den von KEUSEN ET AL. (1989) angegebenen Hauptnormalspannungen ergeben sich effektive Hauptnormalspannungen ($\sigma_{eff} = \sigma - P$) von $\sigma_{Heff} = 30$ MPa, $\sigma_{heff} = 19$ MPa und $\sigma_{Veff} = 7$ MPa (s.a. Kap. 2). Bezogen auf die druckabhängige Bestimmung der Permeabilität bedeutet dies, dass die Untersuchungen bei einem Umschließungsdruck von 20 - 30 MPa am ehesten den in situ-Bedingungen entsprechen würden. Die Ergebnisse bei diesen Druckstufen weichen allerdings von den in situ-Bedingungen insofern ab, dass die Versuche nicht im anisotropen Spannungsfeld vorgenommen wurden.

Die richtungsabhängigen Permeabilitäten der getränkten Proben liegen bei 20 MPa in z-Richtung für alle Proben unterhalb von 0,1 μD . Parallel zur Lineation werden in den Proben SZ1 und LS Permeabilitäten von 0,17 bzw. 0,20 μD erreicht. Die Permeabilität in der Probe HS1 liegt parallel

zur Lineation bei 0,38 μD . Die größeren Permeabilitäten parallel zur Foliation zeigen, dass noch offene Glimmerspaltflächen unter in situ-Bedingungen vorhanden waren, nachdem die Gesteine mit dem Harz getränkt wurden. Dass diese Glimmerspaltflächen in situ nicht getränkt wurden, heute aber eine messbare Permeabilität vorhanden ist, könnte ein Hinweis darauf sein, dass sie erst durch die Bohrkernrelaxation verbunden wurden.

Die ungetränkten Proben weisen bei einem Umschließungsdruck von 20 MPa eine Permeabilität von 0,06 bis 0,11 μD in SZ1u, 0,22 bis 0,65 in HS2 und 0,075 bis 0,14 μD in LS auf, die in etwa der in situ-Permeabilität entsprechen sollte. In der Granitprobe liegen die Permeabilitäten bei 20 MPa Umschließungsdruck zwischen 0,40 und 0,74 μD .

Die effektive Porosität sowie die spezifischen inneren Oberflächen wurden für die getränkten Proben HS1, SZ1 und LS und ihre ungetränkten Parallelproben sowie der Granitprobe bestimmt. Die Porosität für die ungetränkten Proben einschließlich des Granits liegt bei etwa 1%, die der getränkten Proben bei ca. 0,6%. Aus der Differenz ergibt sich eine in situ-Porosität von etwa 0,4%. Die inneren Oberflächen der Proben konnten aufgrund der geringen effektiven Porositäten nicht exakt bestimmt werden, da sich die verwendete Standardmethode unter diesen Bedingungen als nicht effizient genug erwiesen hat. Tendenziell haben sich allerdings für die inneren Oberflächen der getränkten Proben geringere Werte ergeben. Die Bestimmung der äquivalenten Poreneintrittsradien ergab für die Proben aus dem GrGr und der Granitprobe annähernd gleiche Werte. Die Poreneintrittsradien der GrGr-Proben weisen ein Maximum im Bereich von 0,1 bis 0,2 μm auf, für den Granit ergaben sich leicht erhöhte Werte von 0,2 bis 0,4 μm .

Um den Einfluss einer Temperaturerhöhung auf die Gesteine abschätzen zu können, wurden zum einen Dekrepatationsuntersuchungen an den Fluideinschlüssen (FE) durchgeführt, zum anderen wurde die thermische Dilatation an einer Probe aus dem GrGr ermittelt. Die FE sowohl im GrGr als auch im ZAGr sind entweder leck geschlagen oder regelrecht geplatzt, wobei insbesondere die FE im ZAGr völlig zerstört wurden. Die Dekrepatation der FE fand überwiegend zwischen 370 bis 430 $^{\circ}\text{C}$ statt. Ab 340 $^{\circ}\text{C}$ konnte die Bildung feinsten Mikrorisse im Quarz beobachtet werden, einige dieser thermisch induzierten Risse waren auch nach der Abkühlung der Proben noch vorhanden. Die Bestimmung der thermischen Dilatation ergab parallel zur Lineation die deutlichste Längenänderung, die minimale Ausdehnung wurde senkrecht zur Foliation beobachtet. Es zeigt sich somit auch hier eine deutliche Abhängigkeit von den Gefügeelementen.

7. Modellierung der verbundenen in situ-Mikroporosität

Die Notwendigkeit Deponien und Endlager auf geologisch und hydrogeologisch geeigneten Standorten zu errichten, führte zu verstärkter Erforschung der Fließwege im umgebenden Gestein sowie des Verhaltens der im Grundwasser transportierten Schadstoffe. Oft übersteigen die erforderlichen Untersuchungen aufgrund der Komplexität der physikalischen und chemischen Prozesse und der Heterogenität des Untergrunds die experimentellen Möglichkeiten. Daher werden die vorgenommenen Feld- und Laboruntersuchungen häufig durch Computersimulationen (z.B. Strömungs- und Transportmodellierungen in porösen und/oder geklüfteten Medien) ergänzt. Dabei erfordern die Voraussetzungen, die ein atomares Endlager erfüllen muss, neben der Bewertung großräumiger hydraulischer Wegsamkeiten auch eine detaillierte Charakterisierung der potentiellen mikroskopischen Strömungswege.

Im Folgenden wird ein Modell des verbundenen in situ-Porenraums der Gesteine aus dem GrGr entwickelt. Das Modell wird auf der theoretischen Grundlage für die Erstellung von Modellen in geklüfteten Medien erstellt, da der Porenraum annähernd vollständig von Mikrorissen aufgebaut wird und keine speziell für Mikrorisse entwickelten Konzepte existieren, diese aber ähnliche geometrische Eigenschaften besitzen wie makroskopische Klüfte. Im einfachsten geometrischen Fall sind Mikrorisse und Klüfte als dreidimensionale Objekte, deren Ausdehnung in einer Dimension viel geringer ist als in den anderen beiden Dimensionen, definiert.

In den meisten Strömungs- und Transportmodellen in Kluftgesteinen werden nur die großräumigen Klüfte und Störungen im einzelnen berücksichtigt. Der Porenraum der Gesteine geht je nach Betrachtungsmaßstab entweder als äquivalent-poröse Matrix oder als Matrix-Kontinuum in die Modellierung ein (BEAR & BERKOWITZ 1987). In der vorliegenden Modellierung soll gerade der in situ-Porenraum bzw. das Mikrokluftnetzwerk berücksichtigt werden. Hiermit soll die Kenntnis der Strömungswege im Mikrobereich verbessert und eine dreidimensionale Visualisierung des Mikrokluftnetzes vorgenommen werden, darüber hinaus wird der Nachweis erbracht, dass die Modellierung von Mikrokluftnetzwerken grundsätzlich durchführbar ist.

Vor der eigentlichen Modellentwicklung wird ein Überblick möglicher Modellansätze sowie der für eine Modellierung benötigten Parameter gegeben. Eine ausführlichere Übersicht über Konzepte, Entwicklung und Anwendung von Strömungs- und Transportmodellen insbesondere in geklüfteten Medien geben z.B. BEAR ET AL. (ed. 1993), BGR (1996), COMMITTEE ON FRACTURE CHARACTERIZATION AND FLUID FLOW ET AL. (1996), KOSAKOWSKI (1996) und KOLDITZ (1997).

7.1 Theoretischer Hintergrund zur Modellentwicklung in geklüfteten Medien

Für geklüftete Medien werden generell zwei Modellkonzepte unterschieden: diskrete Kluft-Modelle und Kontinuum-Modelle. Welches Konzept gewählt werden muss, ist abhängig vom Untersuchungsmaßstab, der Signifikanz der Inhomogenitäten und der Datenlage. Kontinuum-Modelle basieren auf der Annahme, dass das Untersuchungsgebiet durch die physikalisch begründete Änderung des Beobachtungsmaßstabs homogenisierbar ist (KOLDITZ 1997). Das dabei zugrundeliegende Konzept des repräsentativen Elementarvolumens (REV) wurde ursprünglich für die Modellierung poröser Medien entwickelt, falls für geklüftete Medien REV gefunden werden können, sind Kontinuum-Modelle jedoch auch für diese anwendbar (z.B.

SAHIMI 1995). Kluft-Modelle werden verwendet, wenn die Strömungs- und Transportprozesse im Untersuchungsgebiet durch die Klüfte dominiert werden. Für die Erstellung eines Kluft-Modells ist es notwendig, den geometrischen Aufbau des Kluftsystems zu charakterisieren. Um Strömungs- und Transportvorgänge in einem geometrischen „Computer-Modell“ durchführen zu können, muss das Kluft-Modell in ein Finite-Elemente-Modell (FEM) überführt werden. Bei der Überführung in das FEM wird das geometrische Modell als Berechnungsgitter mit Rechenmodellparametern wie z.B. Materialeigenschaften, Öffnungsweiten und Transmissivitäten verknüpft. Eine Übersicht über verschiedene Methoden zur Gitternetzgenerierung, mögliche Probleme und entwickelte Netzgenerierungssoftware gibt z.B. KASPER (1996).

Geometrie von Kluftsystemen

Die Ausbildung von Kluftsystemen in Gesteinen variiert in Abhängigkeit von Lithologie, Petrologie und vorherrschenden Spannungszuständen. CHERNYSHEV & DEARMAN (1991) entwickelten eine Klassifizierung von Kluftsystemen anhand der Kluftgeometrien (Abb. 7.1). Am häufigsten ist eine orthogonale Kluftgeometrie (Abb. 7.1d) zu beobachten. Sie ist ebenfalls als Teilsystem in fast allen anderen Kluftsystemen ausgebildet. Das orthogonale Kluftsystem, auch als fundamentales Kluftsystem bezeichnet, weist einige typische Eigenschaften auf: Zwei nahezu senkrecht zueinander stehende Kluftscharen sind ausgebildet, dessen Klüfte immer in Scharen annähernd paralleler Klüfte auftreten (BOCK 1980). Eine der beiden Kluftscharen ist stärker entwickelt als die andere, sodass sich die Klüfte in Haupt- und Nebenkluftchar einteilen lassen.

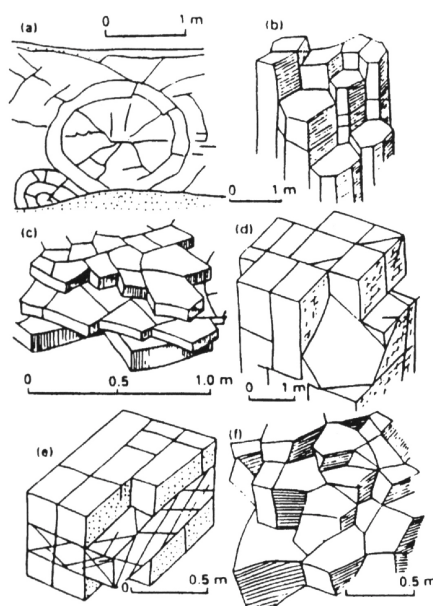






Abb. 7.1:
Einteilung von Kluftsystemen nach ihrer geometrischen Ausbildung:
a) sphäroidal in Andesiten;
b) polygonal in Basalten;
c) polygonal in Kalkstein;
d) orthogonal in Graniten;
e) komplex in Sand- und Tonstein;
f) chaotisch in Doleriten
(CHERNYSHEV & DEARMAN 1991).

Neben den Materialeigenschaften der Gesteine spiegeln sich in den Kluftgeometrien vor allem die ehemaligen und/oder aktuellen Spannungszustände wider (Tab. 7.1). Das fundamentale (orthogonale) Kluftsystem ist auf ein anisotropes Spannungsfeld zurückzuführen, in dem die Hauptnormalspannungen unterschiedliche Beträge besitzen. Aus der Klassifizierung eines Kluftsystems ergeben sich geometrische Eigenschaften für einzelne Klüfte und/oder Kluftscharen. Für eine exaktere Beschreibung des Kluftsystems sind vor allem die Kluftparameter Orientierung,

Kluftdichte (Kluftabstände), Größe, Form und Öffnungsweite von Interesse. Häufig werden diese Eigenschaften mit statistischen Verteilungen beschrieben oder mit Hilfe ihrer fraktalen Dimension erfasst (z.B. PAPE ET AL. 1987; VELDE ET AL. 1990, VELDE ET AL. 1991; MERCERON & VELDE 1991; LEDÉSERT ET AL. 1993a; LEDÉSERT ET AL. 1993b; KOSAKOWSKI 1996). Um systematische Fehler bei der Datenermittlung möglichst gering zu halten, ist es sinnvoll die Untersuchungen in verschieden orientierten Stichproben vorzunehmen.

Tab. 7.1: Geometrische Klassifikation von Kluftsystemen basierend auf den im Gebirge herrschenden Hauptspannungen σ_1 , σ_2 und σ_3 (nach CHERNYSHEV & DEARMAN 1991, zit. aus KOSAKOWSKI 1996)

geometrische Ausbildung	graphische Darstellung	Verhältnis der Beträge der Hauptspannungen des für die Entstehung der Klüfte verantwortlichen Spannungsfeldes im Gebirge	Anisotropie des Gebirges aufgrund der Klüftung
1. kreisförmig		$\sigma_1 = \sigma_2 = \sigma_3$	isotrop
2. polygonal		$\sigma_1 = \sigma_2 > \sigma_3$ oder $\sigma_1 > \sigma_2 = \sigma_3$	horizontal- oder vertikal-isotrop
3. orthogonal		$\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$	anisotrop
4. chaotisch		zeitliche Änderung des Spannungsfeldes	isotrop

Kluftsysteme können häufig in verschiedene Kluftscharen oder -populationen unterteilt werden. Zur Identifizierung von einzelnen Kluftscharen werden häufig Poldiagramme verwendet. Die Klüfte einer Kluftchar, die unter relativ konstanten Bedingungen (gleicher Spannungszustand und Material) gebildet werden, besitzen ähnliche Eigenschaften (Kluftparameter) wie z.B. Kluftorientierung, Öffnungsweite, Größe und Form der Klüfte (KOLDITZ 1997).

Kluftparameter

Kluftorientierung: Die Orientierung einer Kluftchar wird mit ihrem durchschnittlichen Einfallen angegeben, das mit Hilfe eines Poldiagramms (Schmidt'sches Netz) ermittelt werden kann (KOLDITZ 1997).

Kluftdichte: Die Kluftdichte kann linear, flächenbezogen oder volumetrisch angegeben werden (z.B. PRIEST 1993). Die lineare Kluftdichte ist die Kluftanzahl pro Längeneinheit (z.B. Messung in Bohrlöchern). Zu beachten ist bei der linearen Kluftdichte, ob die Messung senkrecht zu den Klüften erfolgt ist, oder ob Messrichtung und Kluftfläche einen von 90° abweichenden Winkel einschließen. Als flächenbezogene Kluftdichte kann einerseits die Anzahl der Risszentren pro Fläche verstanden werden, welche allerdings abhängig von der Beobachtungsfläche ist und deshalb nicht verwendet werden sollte (DERSHOWITZ & HERDA 1992). Unabhängig von der Größe der Beobachtungsfläche ist die Kluftdichte angegeben als Länge von Klüften pro Flächeneinheit (d_2). Für die Konstruktion von dreidimensionalen Kluft-Modellen wird die volumetrische Kluftdichte (d_3) benötigt (Fläche von Klüften pro Volumeneinheit, hierbei werden Klüfte als zweidimensionale Objekte betrachtet), die jedoch nicht direkt bestimmt werden kann.

Die lineare Kluftdichte (d_1) kann nach KOLDITZ (1997) mithilfe folgender Formel in die volumetrische Kluftdichte (d_3) umgerechnet werden:

$$d_3 = 1/L \sum_{i=1}^n 1/\sin \theta_i$$

mit: L = Länge der Messstrecke, n = Anzahl der Klüfte pro L, θ_i = Einfallswinkel der i-ten Kluft

Für zufällig verteilte Klüfte ergibt sich $\sin \theta_i = 1/2$, daraus folgt $d_3 = 2d_1$. Für die Umrechnung zufällig verteilter flächenbezogener Kluftdichten gilt $d_3 = 4/\pi \cdot d_2$.

Kluftgröße: Zur Ermittlung der Kluftgröße ist es notwendig flächenhafte Aufschlüsse zu untersuchen. Anhand der Kluftspuren auf der Fläche (z.B. Dünnschliff) kann auf die tatsächliche Erstreckung der Klüfte bzw. ihre statistischen Verteilungsfunktionen geschlossen werden. In die Bestimmung der Kluftgrößen geht dabei die angenommene Kluftform (z.B. kreisförmig, elliptisch, polygonal) mit ein (vergl. CHERNYSHEV & DEARMAN 1991; PRIEST 1993; CHILÈS & MARSILY 1993).

Kluftöffnungsweite: Die Kluftöffnungsweite ist innerhalb einer Kluft nicht konstant, sodass im Grunde eine Kluftöffnungsweitenverteilung für jede Kluft angegeben werden müsste. Gerade bei größeren Anzahlen von Klüften ist dies jedoch nicht praktikabel. Statt dessen wird häufig die mittlere Öffnungsweite angegeben. Neben der Rauigkeit der Kluftflächen spielt der Umschließungsdruck eine entscheidende Rolle für die Öffnungsweiten der Klüfte. Im ungestörten Gebirge (in situ) sind die Öffnungsweiten geringer als nach einer Druckentlastung.

Hydraulische Eigenschaften von Kluftsystemen

Für einen Standortnachweis für eine Deponie o.ä. ist nicht nur der geometrische Aufbau sondern auch die hydraulischen Eigenschaften des Kluftsystems von Interesse. Diese sind in starkem Maße abhängig von der geometrischen Beschaffenheit des Systems. Dabei sind vorwiegend nicht die Eigenschaften der einzelnen Klüfte ausschlaggebend, sondern die Verbindungen der Klüfte miteinander (KOLDITZ 1997). Insbesondere beeinflussen die Kluftdichte und -länge die Konnektivität (Verbindungsgrad) und damit auch die Permeabilität des Kluftsystems (LONG & WITHERSPOON 1985). Die Konnektivität gibt an, wie viele durchhaltende Kluftverbindungen zwischen den Begrenzungen eines Gesteinsvolumens existieren (Abb. 7.2).

Für die Konnektivität eines Kluftsystems ergeben sich zwei Extrema: Es sind keine durchgehenden Verbindungen zwischen den Beobachtungsgrenzen vorhanden, d.h. das Gestein ist undurchlässig, oder es ist eine Vielzahl von Verbindungen ausgebildet. Im ersten Fall ist es möglich, dass in dem undurchlässigen Gestein lokal verbundene Klüfte existieren, jedoch nicht ausreichend verbunden sind, um einen Durchfluss zu ermöglichen. Erst durch eine wachsende Anzahl von Kluftverbindungen kann das Gestein durchlässig werden. An diesem Punkt wird die sogenannte Perkolationschwelle überschritten. Mit der Perkolations- („Filtertheorie“), dem Zusammenhang zwischen Kluftparametern und Durchlässigkeit, beschäftigen sich z.B. GUEGUEN & DIENES (1989), GUEGUEN ET AL. (1991), BALBERG ET AL. (1991), GÓMEZ ET AL. (1995) und BERKOWITZ (1995).

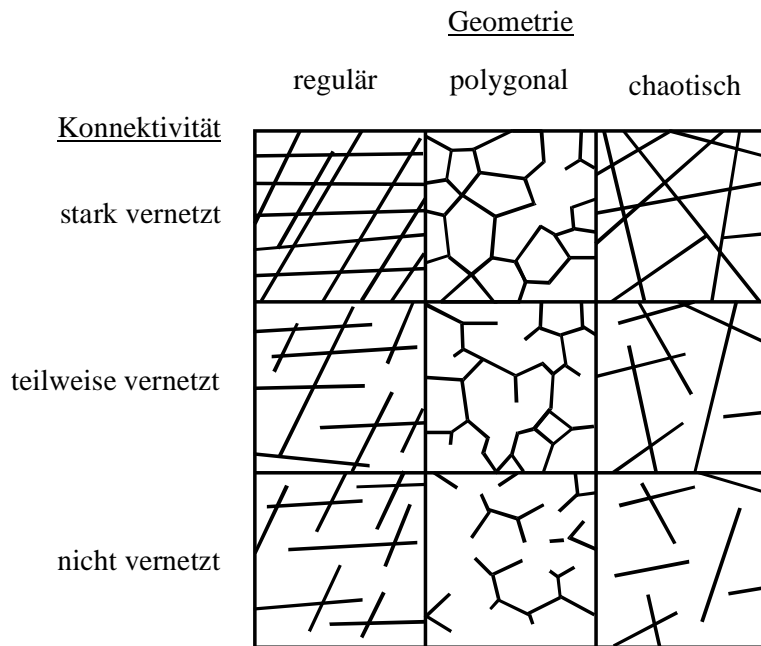


Abb. 7.2: Geometrische Klassifizierung von Kluftsystemen für angewandte Problemstellungen (nach CHERNYSHEV & DEARMAN 1991).

Bei der Charakterisierung der hydraulischen Eigenschaften eines Kluftsystems sind einige grundsätzliche Aspekte zu berücksichtigen, von denen die Bewegung des Fluids im Kluftsystem bestimmt wird. Einerseits sind dies die Eigenschaften des Fluids selbst wie Dichte und Viskosität, die sich in Abhängigkeit von der Temperatur ändern. Zum anderen sind es die Eigenschaften des durchflossenen Mediums bzw. die Wechselwirkung von Medium und Fluid. Im Folgenden werden die wichtigsten Parameter kurz erläutert, ausführlichere Darstellungen finden sich in der umfangreichen Fachliteratur.

Die Eigenschaften des Fluids werden im Folgenden als konstant angenommen, da keine Transportmodellierung durchgeführt werden soll. Die Berücksichtigung einer Änderung der Fluideigenschaften durch eine Temperaturerhöhung durch ein radioaktives Endlager sowie durch freigesetzte Radionuklide im Grundwasser würde den Rahmen dieser Arbeit überschreiten. Arbeiten zu den Problemstellungen bei Transportvorgängen, teilweise unter Berücksichtigung sorbierender Tracer, finden sich z.B. bei NORDQVIST ET AL. (1996), VANDERKWAAK & SUDICKY (1996) und THERRIEN & SUDICKY (1996).

Zur Beschreibung der hydraulischen Eigenschaften eines Mediums wird vielfach die Permeabilität K [in Darcy oder m^2 , $1 \text{ Darcy} \approx 1 \cdot 10^{-12} m^2$], die als unabhängig von den hydraulischen Eigenschaften des Fluids angesehen wird, verwendet. Häufig wird zusätzlich der Tensor der hydraulischen Leitfähigkeit k_f [m/s], auch als Durchlässigkeitsbeiwert bezeichnet, angegeben, der das System Fluid-Gestein beschreibt. Der Durchlässigkeitsbeiwert ergibt sich aus dem Permeabilitätstensor durch die Gleichung:

$$\underline{k}_f = \underline{K} \cdot \rho g / \eta$$

mit: ρ = Dichte des Fluids [gr/cm^3], g = Erdbeschleunigung [m/s^2], η = dynamische Viskosität des Fluids.

Aus dem Produkt der hydraulischen Leitfähigkeit k_f und der gesättigten Mächtigkeit M des betreffenden Aquifers kann die Transmissivität T_M [m^2/s] als Maß für die Wassermenge, die durch eine Einheitsbreite über die gesamte Mächtigkeit des Aquifers bei einem hydraulischen Gradienten von $i = 1$ übertragen wird, berechnet werden:

$$\text{vereinfacht: } T_M = M \cdot k_f.$$

Zusätzlich zu den genannten Parametern muss für eine Strömungsmodellierung von einem Fließgesetz ausgegangen werden: Für ein poröses Medium wird das Gesetz von Darcy angewendet, für Klüfte das Gesetz von Hagen-Poiseuille, auch „cubic law“ genannt (z.B. WITHERSPOON ET AL. 1980, BEAR ET AL. 1993, KOSAKOWSKI 1996, KOLDITZ 1997).

Nach DARCY (1856) ist die Strömungsrate Q in einem vertikalen Sandfilter proportional zum hydraulischen Gradienten $\Delta h/\Delta l$. Die Filtergeschwindigkeit v_f kann dabei allgemein als Durchfluss Q pro durchflossenem Flächenquerschnitt A ausgedrückt werden:

$$Q = k_f \cdot A \cdot \Delta h/\Delta l \qquad v_f = Q/A$$

mit: Δh = Differenz der Standrohrspiegelhöhe h über der Strecke Δl und A = Grundfläche des Sandfilters.

In geklüfteten Medien mit einer nur sehr geringen Durchlässigkeit der Matrix ist die Strömung weitgehend auf die Klüfte als dominante Wasserwege beschränkt. Für eine Einzelkluft mit einer hydraulischen Öffnungsweite ε beträgt die hydraulische Leitfähigkeit (SNOW 1969):

$$k_f = \varepsilon^2 \cdot (\rho \cdot g)/(12 \cdot \eta).$$

Die Gleichung basiert auf der Annahme, dass sich das Fluid in einer Klucht wie eine Hagen-Poiseuillsche Strömung zwischen zwei planparallelen Platten verhält. In diesem Zusammenhang muss darauf hingewiesen werden, dass die hydraulische Öffnungsweite durch die Rauigkeit der Kluchtflächen und den teilweise gebogenen Verlauf der Klüfte im Allgemeinen wesentlich geringer ist als die sichtbare Öffnungsweite. Die hydraulische Öffnungsweite ε beeinflusst auch den Durchfluss pro Einheitsbreite der Klucht Q entscheidend, nach dem „cubic law“ ist der Durchfluss proportional zur dritten Potenz der hydraulischen Kluchtöffnungsweite:

$$Q = \varepsilon^3 \cdot (\rho \cdot g)/(12 \cdot \eta) \cdot i.$$

Für die Transmissivität T als Maß für die Fluidmenge, die bei einem hydraulischen Gradienten von $i = 1$ übertragen wird, gilt entsprechend:

$$T = \varepsilon^3 \cdot (\rho \cdot g)/(12 \cdot \eta).$$

Kluftnetzwerk-Modelle

Die Ergebnisse der statistischen Auswertung der Kluchtdata werden in geometrische Ersatzmodelle überführt, die die gleichen statistischen oder fraktalen Parameter besitzen wie das natürliche Kluchtsystem. Hierbei können unterschiedliche Wahrscheinlichkeitsdichteverteilungen verwendet werden, wie z.B. Poisson-, Gauss- (homogen, isotrop), Fisher- (isotrop, inhomogen) und Bingham- (anisotrop, inhomogen) Verteilung (BAECHER & LANNEY 1978, LEWIS & FISHER 1982, DERSHOWITZ 1984, STOYAN ET AL. 1987; zit. aus KOLDITZ 1997).

Geologische Kluchtsysteme lassen sich abhängig von den verfügbaren Daten und der Problemstellung durch verschiedene Geometriemodelle darstellen (Abb. 7.3).

Nicht berücksichtigt werden im Folgenden Einzelkluft-Modelle. Parameter, die bei der Modellierung einer einzelnen Kluft berücksichtigt werden, sind vor allem die innerhalb der Kluft variierenden Öffnungsweiten und die Rauigkeit der Kluftoberflächen (z.B. KOLDITZ 1997). Transportberechnungen in Einzelklüften wurden z.B. von WITHERSPOON ET AL. (1980), TSANG ET AL. (1988) und MORENO ET AL. (1988) vorgenommen.

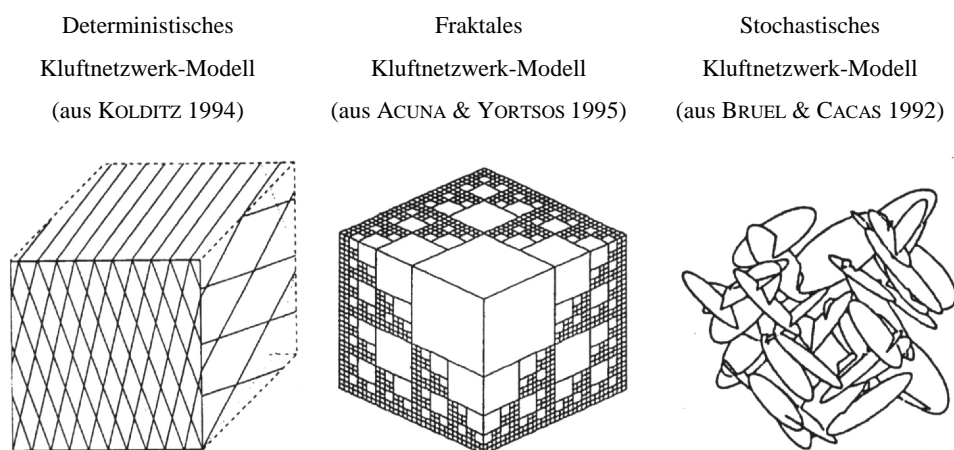


Abb. 7.3: Übersicht über 3-D Kluftnetzwerk-Modelle (KOLDITZ 1997).

Deterministische Kluftnetzwerk-Modelle werden verwendet, wenn Lage und Größe der Klüfte bekannt sind. Häufig werden deterministische Parallelkluft-Modelle entwickelt, die darauf basieren, dass die bevorzugten Strömungsbahnen mit dem Spannungsregime korreliert sind. Weiterhin sollte nur ein kleiner Teil der vorhandenen Klüfte hydraulisch aktiv sein. Durch die geringe Anzahl paralleler Klüfte können diese Modelle relativ einfach in Rechenmodelle (z.B. Finite-Elemente-Modelle) überführt werden. Deterministische Kluftnetzwerk-Modelle finden Anwendung bei der Berechnung von Stoff- und Wärmetransport in Kluftsystemen (KOLDITZ 1995).

Der Ansatz, Kluftsysteme mithilfe von Fraktalen zu beschreiben, basiert auf der Annahme, dass die Geometrie von Kluftsystemen selbstähnlich („fraktal“) ist. Grundlegend für viele Fragestellungen der fraktalen Geometrie ist die Arbeit von MANDELBROT (1977). Arbeiten, die sich mit der Generierung von *fraktalen Kluftnetzwerk-Modellen* beschäftigen, sind u.a. ACUNA & YORTSOS (1995) und KOSAKOWSKI (1996).

Stochastische Modelle werden verwendet, um kompliziertere Kluftsysteme zu untersuchen. Sie werden mithilfe der statistischen Parameter der Kluftscharen generiert, wobei die Voraussetzung erfüllt sein muss, dass die statistischen Eigenschaften jeweils für die gesamte Kluftchar repräsentativ sind. Viele prinzipielle Fragestellungen, die die hydraulischen Eigenschaften von Kluftsystemen betreffen, wurden bereits für zweidimensionale Modelle erörtert (z.B. SAHIMI 1995). Die Berechnungen dreidimensionaler Kluftnetzwerk-Modelle benötigen große Rechenkapazitäten, sodass sie erst durch die gesteigerte Leistungsfähigkeit der Rechner ermöglicht wurden. Die Wichtigkeit, die dreidimensionale Geometrie eines Kluftsystems für numerische Modellierungen möglichst genau darzustellen, ist heute weitgehend anerkannt (DERSHOWITZ 1993).

Zu einem der ersten entwickelten, diskreten 3-D Kluftnetzwerk-Modelle gehört das Baecher-Modell (Abb. 7.4a; BAECHER ET AL. 1977). Die Kluftmittelpunkte werden als erstes statistisch

verteilt generiert (mit Hilfe der Poisson-Verteilung). Um die Kluftmittelpunkte werden die Klüfte mit einer bestimmten Richtung als runde Scheiben angelegt (KOSAKOWSKI 1996). CACAS ET AL. (1990) berechneten den Strömungs- und Transportprozess in einem 3-D Netzwerk indem sie die diskusförmigen Klüfte auf ein Röhrennetzwerk reduzierten (Abb. 7.4b). Natürliche Klüfte zeigen auch von diskusförmigen Geometrien abweichende Formen (DERSHOWITZ & EINSTEIN 1988), diese werden bei der Erweiterung des Baecher-Modells durch DERSHOWITZ ET AL. (1989) berücksichtigt. Die erweiterte Version des Baecher-Modells ermöglicht zusätzlich, später generierte Klüfte an bereits angelegten Klüften enden zu lassen. Basierend auf einer Abbruchwahrscheinlichkeit werden die Teile von Klüften gelöscht, die sich hinter einer Verschneidung mit einer anderen Kluft befinden.

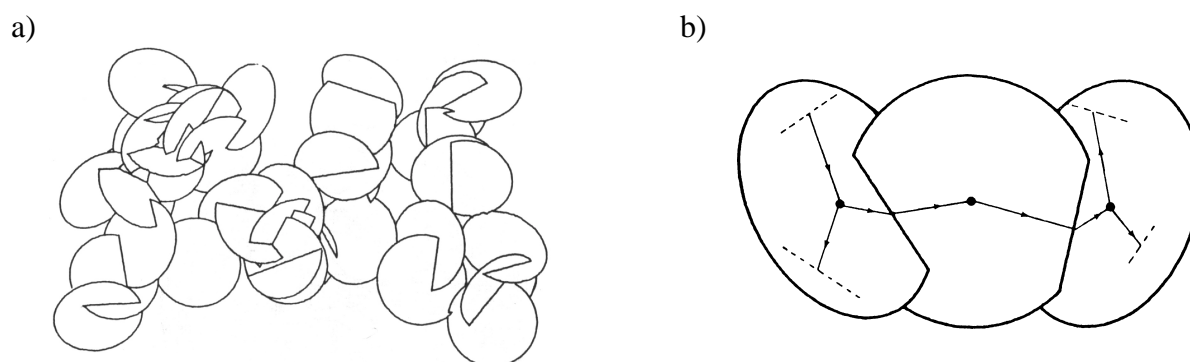


Abb. 7.4: a) Dreidimensionales Baecher-Modell (BAECHER ET AL. 1977); b) Strömungsmodellierung in einem Kluftsystem aus runden Klüften; das Kluftsystem wird dabei auf ein Röhrennetzwerk reduziert (nach CACAS ET AL. 1990).

Kontinuum-Modelle

Häufig werden die hydraulischen Eigenschaften kompliziert aufgebauter Grundwasserleiter mithilfe des Kontinuumsansatzes beschrieben, der ursprünglich für die Modellierung poröser Medien entwickelt wurde. Das Kontinuum-Konzept für Kluftaquifere basiert auf dem Ersatz des realen geklüfteten Mediums durch ein oder mehrere gekoppelte Ersatzmedien (äquivalent poröse Medien), die die gleichen mittleren hydraulischen Eigenschaften wie das geklüftete Medium besitzen (KOLDITZ 1997). Hierzu werden Mittelwerte über eine bestimmte Fläche oder ein Volumen gebildet, die die Eigenschaften in einer definierten Umgebung eines Punktes darstellen. Die Umgebung, für die die Mittelwerte gebildet werden können, stellt das repräsentative Elementarvolumen (REV) dar (KOSAKOWSKI 1996). Zur Anwendung des Kontinuumsansatzes muss gewährleistet sein, dass ein REV für den Grundwasserleiter gefunden werden kann, das die Stetigkeit der mittleren hydraulischen Eigenschaften im gesamten Aquifer garantiert. Der heterogene Aufbau eines geklüfteten Mediums erschwert oder verhindert allerdings häufig die Festlegung eines REV. Dies kann dazu führen, dass das REV so groß gewählt werden müsste, dass es das gleiche Volumen besitzen würde wie das betreffende Medium, weshalb die Anwendung des Kontinuumsansatzes nicht möglich wäre. Eine ausführlichere Erörterung und weiterführende Literaturhinweise gibt z.B. SAHIMI (1995).

7.2 Entwicklung des Mikrokluft-Modells

Basierend auf den Mikrorisssdaten der Probe SZ1 wird ein generelles Mikrokluft-Modell des in situ-Porenraums der granitoiden Gesteine der CP-Scherzone entwickelt. Modelle der benachbarten Proben HS1 und LS1 entsprechen im Wesentlichen diesem „Generalmodell“, da der Porenraum in den Proben durch die gleichen Risstypen aufgebaut wird, wobei lediglich Orientierung und Anzahl der Risscharen abweichen.

Vor der eigentlichen Modellierung des Kluftnetzwerkes ist es notwendig, gemäß den Anforderungen, die das Modell erfüllen soll, eine der in Kap. 7.1 erläuterten Kluft-Modellarten zu wählen und die dafür erforderlichen Daten zusammenzustellen. Der relativ komplexe Aufbau des Mikrokluftnetzwerkes lässt sich nur durch die Verwendung eines stochastischen Kluft-Modells berücksichtigen, da dieses die Darstellung komplizierterer Kluftsysteme ermöglicht, während deterministische Kluft-Modelle auf eine geringe Anzahl paralleler Klüfte beschränkt sind. Die Modellierung auf der Basis eines Kontinuum-Modells erscheint unzweckmäßig, da keine Darstellung einzelner Klüfte möglich wäre.

Die prinzipielle Vorgehensweise bei einer „Vorwärtsmodellierung“, die einen direkten Vergleich der simulierten Ergebnisse mit in situ-Messungen (z.B. Pumpversuche) ermöglichen soll, ist z.B. in DERSHOWITZ (1995) dargestellt. Anwendungsbezogene Beispiele finden sich bei GEIER ET AL. (1995) und HERBERT & LANYON (1995).

Geometrie des Kluftsystems

Der Aufbau des in situ-Kluftsystems der Probe SZ1 wurde zum einen aus den Belegungsdichtediagrammen der getränkten Glimmerspaltflächen und der getränkten Risse in den Feldspäten und Quarzen abgeleitet, die für die Modellierung in ihre tatsächliche Lage bezüglich geographisch Nord reorientiert wurden (Abb. 7.6). Zum anderen wurden „Fotomosaike“ größerer repräsentativer Bereiche der drei orthogonalen Dünnschliffe erstellt und ausgewertet. Abb. 7.5 zeigt eine Skizze des Dünnschliffausschnitts in der Schnittlage xz.

Kluftparameter

Bei der Modellierung eines stochastischen Kluft-Modells werden Kluftscharen basierend auf ihren statistischen Eigenschaften erzeugt, d.h. für jede Kluftchar, die generiert werden soll, müssen die dazugehörigen Kluftparameter ermittelt werden. Die Kluftscharen der Probe SZ1 wurden in Abhängigkeit vom jeweiligen Wirtsmineral (Glimmer, Feldspäte, Quarz) und ihrer Vorzugsorientierung bestimmt. Die Maxima der für die Modellierung ausgewählten Risscharen der reorientierten Probe sind in Abb. 7.6 gekennzeichnet. Die verschiedenen Maxima und ihre Kluftparameter (mit Abweichungen) sind in Tab. 7.2 zusammengefasst.

Die überwiegende Mehrzahl der Mikroklüfte in den Glimmern und Feldspäten werden durch eine relativ geringe Anzahl von Risscharen repräsentiert. In den Glimmern sind dies drei deutliche Rissmaxima relativ steil stehender Spaltflächen-paralleler Risse. Die dominierendste Risschar stellt das Hauptmaximum der parallel zur Foliation verlaufenden Spaltflächen dar. Senkrecht zur Foliation und Lineation liegen die getränkten Risse des Hauptmaximums der Feldspäte (Abb. 7.6).

a)



b)

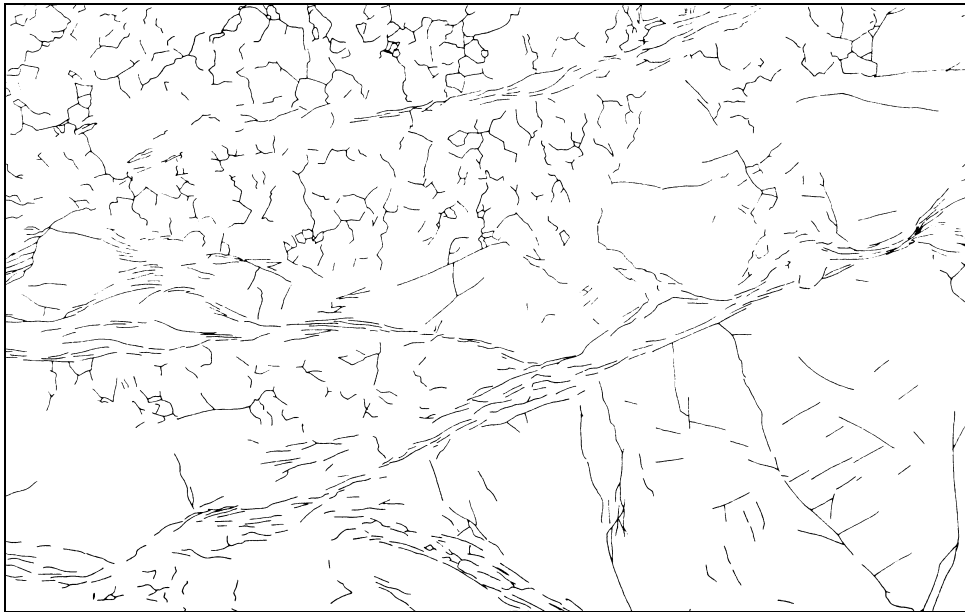


Abb. 7.5: Repräsentativer Dünnschliffausschnitt der Probe SZ1 in der Schnittlage xz: a) Durchlichtaufnahme; gekreuzte Nikols; die Foliation und Lineation, nachgezeichnet durch Glimmerminerale, verläuft parallel zur langen Bildkante. In der oberen Bildhälfte sind überwiegend equigranulare Quarzkörner ausgebildet. Unterhalb des Glimmerbandes, das von unten links zur rechten Mitte verläuft, liegt ein großes Plagioklas-korn, oberhalb liegen kleinere Plagioklas-körner, die von Glimmermineralen umgeben sind. Links unten ist ein perthitisch entmischter Kalifeldspat zu beobachten; b) Skizze der getränkten Risse des Dünnschliffausschnitts; die lange Kante entspricht ca. 6,5 mm.

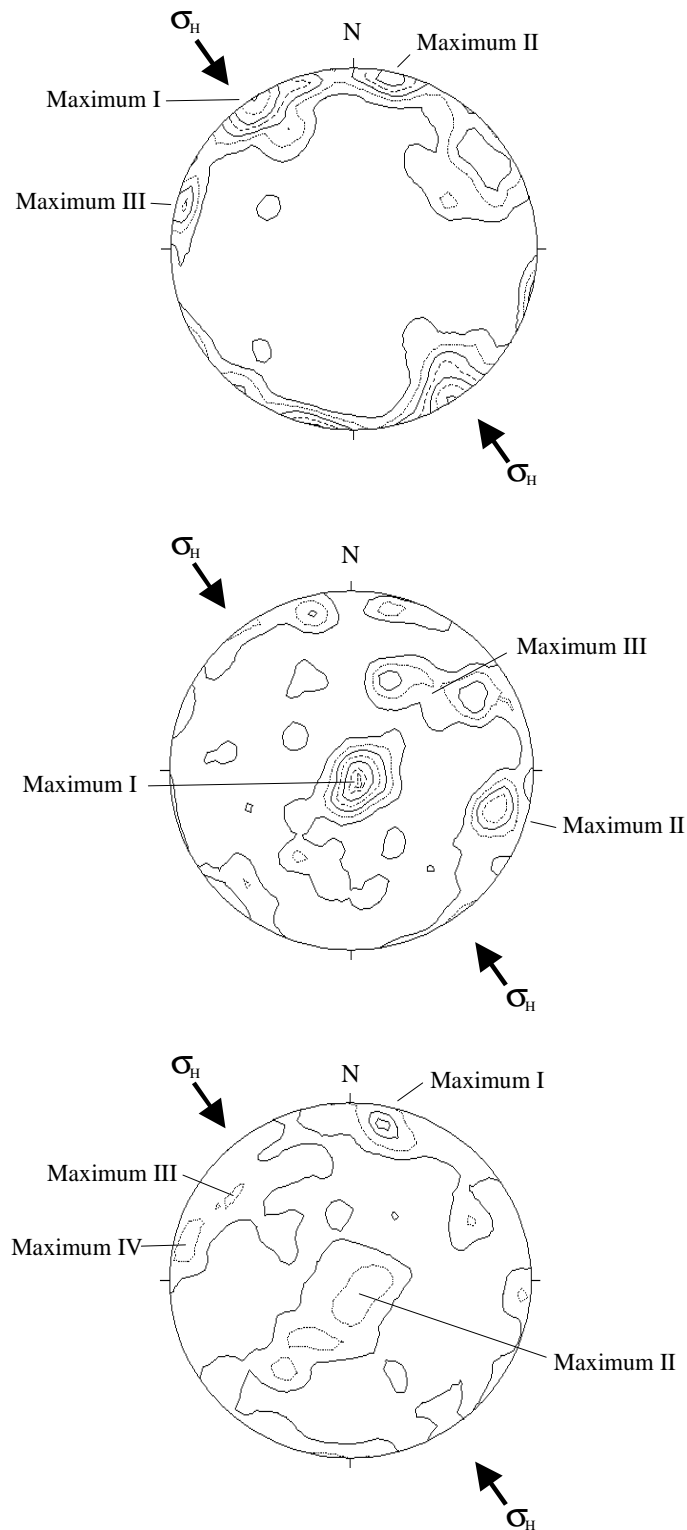


Abb. 7.6: Belegungsdichtediagramme der a) Glimmerspaltflächen, b) getränkten Risse in den Feldspäten und c) getränkten Risse in den Quarzen der Probe SZ1 in absoluter Raumlage (d.h. das Diagramm liegt horizontal), Schmidt'sches Netz, untere Halbkugel; angegeben ist die Richtung der horizontalen Hauptnormalspannung σ_H . Die gekennzeichneten Maxima geben die Risscharen wieder, die bei der Modellierung berücksichtigt wurden.

Diese beiden Risscharen bilden die orthogonale Haupt- und Nebenrisschar eines fundamentalen Kluftsystems (vergl. Kap. 7.1).

Für die Generierung der Feldspatrisse wurden die beiden stärksten Maxima (in Abb. 7.6 mit Maximum I bzw. II bezeichnet) ausgewählt. Das dritte Maximum der Feldspatrisse berücksichtigt die Vorzugsorientierungen zweier eng beieinander liegender Submaxima (Abb. 7.6).

Die getränkten Risse der Quarze bilden nur undeutliche Vorzugsorientierungen aus. Sie werden im Modell durch vier Scharen repräsentiert, die die relativ schwach ausgeprägten Vorzugsorientierungen wiedergeben. In Abb. 7.5 wird indes die Bedeutung der Quarzrisse für die großräumige Vernetzung des in situ-Porenraums sichtbar.

Für die Generierung der Kluftscharen muss zusätzlich zu ihrer durchschnittlichen Einfallrichtung eine statistische Verteilungsfunktion angegeben werden (hier Fisher-Verteilung), die die tatsächliche Verteilung der Einfallrichtungen (die Abweichung von der durchschnittlichen Einfallrichtung) der Klüfte innerhalb einer Kluftchar beschreibt.

Für jede Kluftchar muss die Kluftdichte bestimmt werden. Dies kann wie für die quantifizierten Risschardichten (vergl. Kap. 6.2) als Anzahl pro Messstrecke (d_1) erfolgen oder als Risslänge pro Fläche (d_2) z.B. anhand der Fotomosaik (s. Abb. 7.5). Wenn zusätzlich zur gemessenen Risslänge die Ausdehnung der Risse in der zweiten Dimension bekannt ist bzw. abgeschätzt werden kann, ist es möglich die Risslänge pro Fläche (d_2) in die für die Modellierung benötigte Rissdichte (Fläche pro Volumen; d_3) umzurechnen. Beachtet werden muss, dass die Rissdichte d_2 jeweils nur in einem Ausschnitt der Fotomosaik bestimmt wurde und somit d_3 auch nur für einen beschränkten Bereich innerhalb der Probe bzw. des Modells gilt. Das verwendete Programm (FracMan © Golder Associates Inc., Redmond, Washington) ermöglicht die notwendige Beschränkung des Modellabschnitts, in dem die betreffende Risschar generiert werden soll. Die Rissdichte der Quarzrisse als Länge pro Fläche (d_2) wurde nicht für jede Schar einzeln sondern für alle Risse gemeinsam ermittelt.

Als weiterer Parameter wurde die durchschnittliche Risslänge und ihre Abweichung (hier Poisson-Verteilung) bestimmt. In den meisten Fällen war es möglich die Risslänge in zwei Richtungen (Streichen und Fallen) anzugeben (s. Kap. 5.2.3).

Die Bestimmung der Kluftöffnungsweite als weitere wichtige Eigenschaft ist nicht direkt messbar, da die Rissöffnungen im unteren μm -Bereich liegen und auch mit mikroskopischen Methoden nicht genau bestimmbar sind. Erschwert wird die direkte Messung zusätzlich durch die rauhen Rissoberflächen (s. Taf. X), die dazu führen, dass die Rissöffnungsweiten erheblich schwanken können. Wie in Kap. 7.1 bereits erläutert, entspricht die geometrische Öffnungsweite nicht der für die Strömungsmodellierung notwendigen hydraulischen Öffnungsweite, sondern ist im Allgemeinen wesentlich größer. Einen Hinweis auf die hydraulischen Öffnungsweiten geben die Quecksilberporositätsbestimmungen (vergl. Kap. 6.3), auf deren Basis die äquivalenten Poreneintrittsradien bestimmt werden können. Da für SZ1 keine Hg-Porosimetrie durchgeführt wurde, werden die Ergebnisse der Probe SZ2 verwendet, die aufgrund übereinstimmender Ausbildung der Proben als vergleichbar angesehen werden können. Die äquivalenten Poreneintrittsradien liegen für SZ2 zwischen knapp 10 und 0,01 μm mit einem Maximum bei 0,1 μm .

Zusätzlich zu den geometrischen Eigenschaften müssen für die Strömungsmodellierung die Transmissivitäten der Risse angegeben werden, die abhängig von den hydraulischen Öffnungsweiten sind. Für einen Riss mit einer hydraulischen Öffnungsweite von $1 \mu\text{m}$ liegt die Transmissivität bei $6,0 \cdot 10^{-15} \text{ m}^2/\text{s}$. Da die hydraulischen Öffnungsweiten nicht genau bestimmt werden können, müssen die Transmissivitäten abgeschätzt und während der Modellanpassung überprüft werden (s.u.).

Tab. 7.2: Kluftparameter der Risscharen der Probe SZ1; nähere Erläuterungen s. Text

Maximum	Einfallen	Abwei- chung	Länge [m] in Einfalls- richtung	Abwei- chung	Länge [m] in Streich- richtung	Abwei- chung	Dichte [Anzahl/ m]	Dichte [m^2/m^3]
Glimmer I	147/88	5,0	9,4 E-05	1	5,2 E-05	1	8444	56780
Glimmer II	193/83	5,3	8,9 E-05	1	5,7 E-05	1	4650	33060
Glimmer III	106/87	4,0	6,8 E-05	1	5,1 E-05	1	3538	29910
Feldspat I	323/03	3,8	2,2 E-04	1	3,5 E-04	0,9997	1480	4010
Feldspat II	287/72	2,7	2,5 E-04	0,9524	2,4 E-04	1	1633	4640
Feldspat III	240/68	2,0	2,4 E-04	1	3,4 E-04	0,9953	1486	3780
Quarz I	191/77	2,2	1,3 E-04	1	1,3 E-04	1	2800	8450
Quarz II	021/04	3,3	1,3 E-04	1	1,3 E-04	1	2890	
Quarz III	126/71	2,1	1,3 E-04	1	1,3 E-04	1	2800	
Quarz IV	086/70	3,3	1,3 E-04	1	1,3 E-04	1	2800	

Die Anpassung und Verifizierung des Modells und somit der Verknüpfung der geometrischen und hydraulischen Daten wird auf der Basis der Permeabilitätsbestimmungen der Probe SZ1u vorgenommen. Da in dieser Probe zusätzlich zu dem offenen (ungetränkten) in situ-Porenraum auch offene Relaxationsrisse vorhanden sind, kann nicht die Permeabilität der unbelasteten Probe verwendet werden. Vielmehr muss die Permeabilität bei einem Umschließungsdruck zugrunde gelegt werden, der dem in situ herrschenden Druck entspricht. Unter diesen Bedingungen sollten die Relaxationsrisse wieder geschlossen sein. Zusätzlich ändert sich das Verhalten der bei diesem Umschließungsdruck noch geöffneten Risse insofern, dass sich die hydraulischen Öffnungsweiten erniedrigen (TSANG & WITHERSPOON 1981; DURHAM & BONNER 1995).

Aus den Spannungszuständen im Bereich des FLG ergibt sich, dass die Untersuchungen bei einem Umschließungsdruck von 20 MPa am ehesten den in situ-Bedingungen entsprechen würden (vergl. Kap. 2; Kap. 6.6). Abweichungen der Ergebnisse von den in situ-Permeabilitäten könnten sich ergeben, da die Versuche nicht im anisotropen Spannungsfeld vorgenommen wurden. Die Permeabilitätsmessungen der Probe SZ1u sowie die Richtungen (auf geographisch Nord bezogen), in denen die Permeabilitäten gemessen wurden, sind in Tab. 7.3 angegeben.

Tab. 7.3: Permeabilität der Probe SZ1u bei einem Umschließungsdruck von 20 MPa sowie die auf geographisch Nord bezogenen Richtungen, in denen die Permeabilitätsmessungen vorgenommen wurden; x, y und z entsprechen den Orientierungen der Probenzylinder bezüglich des Probenreferenzsystems (s.a. Abb. 3.1).

	x	y	z
Permeabilität [μD]	0,108	0,0613	0,0744
Richtung	144/80	054/00	324/10

Modellierung des Mikrokluftnetzwerks

Für die Modellierung ist es notwendig, das Strömungsverhalten innerhalb des Klufnetzwerks zu charakterisieren und den Einfluss der einzelnen Risscharen auf die richtungsabhängige Permeabilität sowie die Transmissivität der Risse abzuschätzen. Einen Hinweis auf die Strömungsart geben die Druckanstiegskurven der Permeabilitätsmessungen, die vor der eigentlichen Permeabilitätsbestimmung auf der Rückseite des Probenzylinders gemessen werden (vergl. Kap. 6.2). Das steile Ansteigen der Druckkurve in Abb. 7.7 spiegelt eine Klufftströmung wider. Die schwächere Steigung der Kurve ab etwa 0,25 MPa weist auf ein Strömungsverhalten wie in einem porösen Medium hin. Die Einschätzung, welche Risse welche Strömungseigenschaften besitzen, wird aufgrund ihrer Geometrie und Vernetzung getroffen. Zusätzlich wird die Orientierung der Risse in Beziehung zu den Richtungen gesetzt, in denen die Permeabilitäten gemessen wurden.

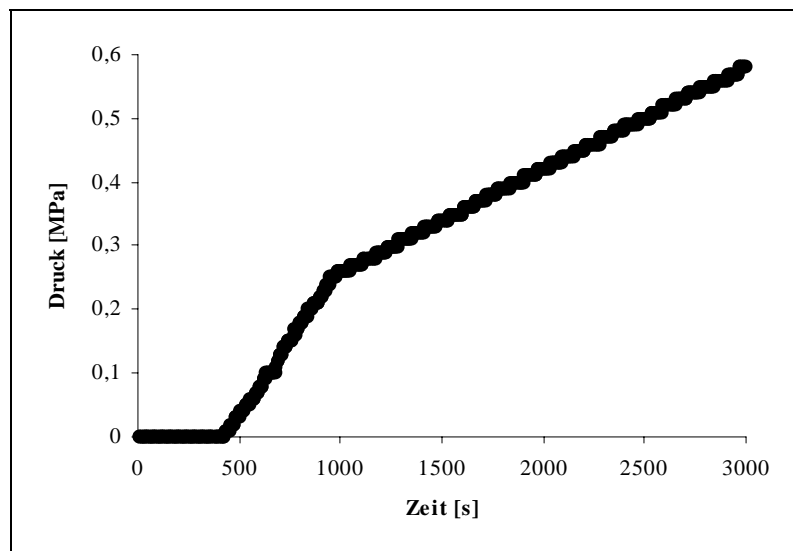


Abb. 7.7: Druckanstiegskurve (Druck pro Zeit) der Permeabilitätsbestimmung der Probe SZ1u in z-Richtung bei einem Umschließungsdruck von 20 MPa.

Die relativ kurzen intergranularen Risse der Quarze bewirken vermutlich das poröse Strömungsverhalten. Dafür sprechen die relativ rauen Rissoberflächen (Taf. Xb - d), aus denen eine nur geringe hydraulische Öffnungsweite bzw. Transmissivität der Quarzrisse resultiert. Die Risse in den Glimmern insbesondere die des ersten Maximums verbinden sich teilweise zu langgestreckten Flächen, deren nur geringfügige Richtungsänderungen zu keinen Engstellen innerhalb des Strömungswegs führen (vergl. Taf. IXa, b). Dieser Umstand sowie die relativ

glatten Oberflächen der Spaltflächen-parallelen Risse weisen auf eine Kluftströmung und eine relativ hohe Transmissivität der Risse hin. Für die verhältnismäßig langen Risse (vergl. Tab. 7.3) in den Feldspäten wird ebenfalls eine Kluftströmung angenommen. Da die Risse jedoch eine rauhere Oberfläche besitzen als die der Glimmer, liegt ihre hydraulische Öffnungsweite sowie die Transmissivität vermutlich unter der der Glimmerspaltflächen. In Abb. 7.8 sind die Risscharen der Glimmer und Feldspäte schematisch dargestellt.

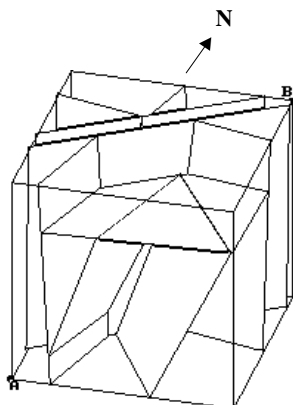


Abb. 7.8: Schematische Darstellung der Risscharen der Glimmer (drei senkrechte Risscharen) und Feldspäte (zwei schräg einfallende Risscharen und die horizontale Risschar), von denen die Permeabilität vorwiegend beeinflusst wird; die Risscharen sind durch repräsentative Rissflächen dargestellt.

Nach der Zusammenstellung aller erforderlichen Eingangsdaten werden die Klüfte als diskrete Elemente in einem Kluftmodell generiert. Die Größe des Modells sollte dabei so gewählt werden, dass für die Simulation der Permeabilitätsversuche ähnliche Probenabmessungen verwendet werden können, wie sie für die realen Messungen zur Verfügung standen (Probenzylinder mit 3 cm Höhe und Durchmesser).

Aufgrund des außerordentlich hohen numerischen Aufwands bei der Generierung aller mikroskopischen Einzelemente wurde die Modellierung mit den in Tab. 7.3 zusammengefassten Eingangsdaten auf einen Probenwürfel mit einer Kantenlänge von 1 mm beschränkt (Abb. 7.9a).

Für die Strömungsmodellierung wurde basierend auf den statistischen Eigenschaften des Mikroklufsystems ein *repräsentatives Kluft-Modell* entwickelt, bei dem eine größere Anzahl von Rissen durch jeweils einen Riss dargestellt wurde. Hierbei wurde die Rissdichte nicht mehr als Rissfläche pro Volumen sondern als Rissanzahl eingegeben. Die Reduzierung der Rissanzahl wurde durch größere Risslängen ausgeglichen, wobei die Orientierung der Risscharen beibehalten wurde, sodass das Modell die gleichen geometrischen und hydraulischen Parameter besitzt wie die Probe. Die Kantenlänge des Modellwürfels wurde auf 5 cm festgelegt (Abb. 7.9b).

Im Anschluss an die geometrische Modellierung wird das Modell in ein sogenanntes Gitternetz umgerechnet. Hierbei werden die Klüfte mit den hydraulischen Eigenschaften etc. verknüpft. Der Durchfluss des Modells wurde jeweils für die Richtungen errechnet, in denen auch die Permeabilitätsbestimmungen vorgenommen wurden. Es wurden Probenkörper aus dem Modell „ausgeschnitten“ und in Richtung x (144/80), y (054/00) und z (324/10) durchströmt. Dabei werden die beiden gegenüberliegenden Seiten des Probenkörpers als durchlässig definiert, die übrigen als undurchlässig (Abb. 7.10). Auf einer der durchlässigen Seiten wird eine Wassersäule

von z.B. 100 m angenommen. Anschließend wird der Volumenstrom berechnet, der durch das Modell fließen würde.

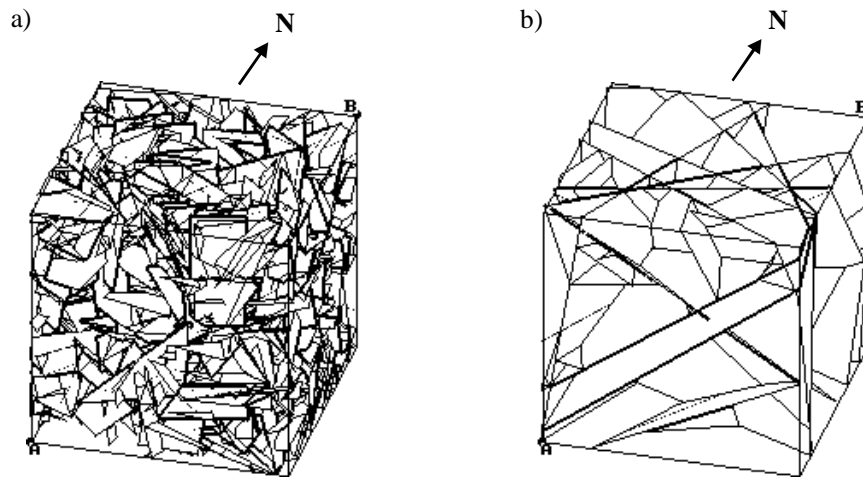


Abb. 7.9: a) Modell des Mikroluftnetzwerks der Probe SZ1 mit einer Kantenlänge von 1 mm; b) *Repräsentatives Modell* des Mikroluftnetzwerks der Probe SZ1 mit einer Kantenlänge von 5 cm.

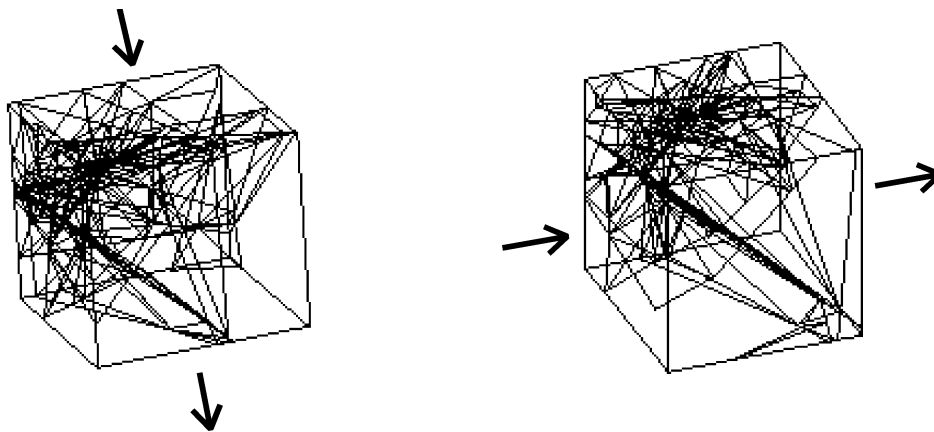


Abb. 7.10: Probenkörper, an denen die Strömungssimulationen in Richtung x: 144/80 (links) und y: 054/00 (rechts) vorgenommen wurden; weitere Erläuterungen s. Text.

Aus dem Volumenstrom, der Länge des durchströmten Körpers und der durchströmten Fläche kann mit der Dichte und dynamischen Viskosität des Grundwassers der Durchlässigkeitsbeiwert k_f bzw. die Permeabilität K berechnet werden.

$$k_f = (0,01 \cdot V \cdot L) / (A \cdot \rho \cdot dh)$$

$$K = 1020 \cdot V \cdot \eta \cdot L / (A \cdot \rho \cdot dh)$$

mit: V = Volumenstrom, L = Länge des Probenkörpers, A = Fläche des Probenkörpers, dh = Höhe Wassersäule, ρ = Dichte des Fluids, η = dynamische Viskosität des Fluids.

Nach der Verknüpfung der geometrischen und hydraulischen Eigenschaften muss eine Anpassung des *repräsentativen Modells* vorgenommen werden. Zugrunde gelegt wird hierbei die experimentell ermittelte richtungsabhängige Permeabilität. Die Anpassung wird mittels Änderung der Transmissivität der Risse vorgenommen. Nicht verändert werden sollte die Geometrie des Kluftsystems (Orientierung, Risslänge etc.). Die Modellanpassung ist ein wichtiger Schritt, um

den Einfluss der verschiedenen Risscharen auf das Strömungsverhalten einzuschätzen. Die aus der Modellanpassung resultierende Transmissivität der Risse ist in Tab. 7.4 angegeben.

Tab. 7.4: Transmissivität der repräsentativen Risse, nähere Erläuterung s. Text.

	Glimmer	Feldspat	Quarz
Maximum I	147/88	323/03	191/77
	5,8E-15	3,0E-15	2,5E-15
Maximum II	193/83	287/72	021/04
	3,0E-15	1,2E-15	3,0E-15
Maximum III	106/87	240/68	126/71
	3,0E-15	1,0E-15	1,0E-15
Maximum IV			086/70
			1,0E-15

Wie vermutet, hängt die Permeabilität der Probe sehr stark von den Glimmerrissen ab, für die sich die größte Transmissivität für Risse parallel der Foliation ergeben hat ($T = 5,8 \cdot 10^{-15} \text{ m}^2/\text{s}$). Die Transmissivität der übrigen Glimmerrisse liegt bei $3,0 \cdot 10^{-15} \text{ m}^2/\text{s}$. Die horizontalen Risse in den Feldspäten und im Quarz besitzen eine höhere Transmissivität ($3,0 \cdot 10^{-15} \text{ m}^2/\text{s}$) als die Feldspatrisse der Maxima II und III sowie die Quarzrisse der Maxima III und IV ($1,2$ bzw. $1,0 \cdot 10^{-15} \text{ m}^2/\text{s}$). Dies ist vermutlich auf größere Öffnungsweiten der horizontalen Risse zurückzuführen, da die Risse in der Ebene parallel der größten Hauptnormalspannungen σ_H und σ_h im Bereich des FLG liegen, entsprechend senkrecht zur geringsten Hauptnormalspannung σ_V (s. Abb. 7.6). Für die repräsentativen Quarzrisse des stärksten Maximums ergibt sich eine Transmissivität von $2,5 \cdot 10^{-15} \text{ m}^2/\text{s}$.

Die Ergebnisse der Berechnung der richtungsabhängigen Permeabilität für das repräsentative Modell sind zusammen mit den gemessenen Permeabilitäten in Tab. 7.5 dargestellt. Die Ergebnisse der Simulation stimmen sehr gut mit den Ergebnissen der Messungen für die drei Richtungen überein.

Tab. 7.5: Richtungsabhängige gemessene Permeabilität der Probe SZ1u sowie die richtungsabhängige „simulierte“ Permeabilität des Mikrokluft-Modells [in Darcy]

	144/80	054/00	324/10
Permeabilität Probe	1,08E-07	6,13E-08	7,44 E-08
Permeabilität Modell	1,09E-07	4,77 E-08	8,76 E-08

7.3 Relevanz des Mikrokluft-Modells

Basierend auf den geometrischen Eigenschaften der Mikrorisscharen der Probe SZ1 war es möglich, ein dreidimensionales Mikrokluftmodell des in situ-Porenraums der granitoiden Gesteine zu entwickeln. In einem Probenwürfel mit 1 mm Kantenlänge wurde das weit verzweigte Rissnetzwerk visualisiert (Abb. 7.9a). Das Modell lässt die weitreichende Verknüpfung der Mikrorisse erkennen, welche die Voraussetzung für Strömung und Transport von Schadstoffen im Porenraum der granitoiden Gesteine bildet.

Für die Strömungssimulation wurde ein repräsentatives Modell mit einer Kantenlänge von 5 cm entwickelt und mithilfe der richtungsabhängigen Permeabilitätsmessungen an Probenzylindern der Probe SZ1u bei 20 MPa Umschließungsdruck verifiziert (Kap. 7.2; Abb. 7.9b). Die Modellierung des Mikrokluftsystems basiert auf der Verknüpfung der geometrischen mit den hydraulischen Eigenschaften des Klufnetzwerks. Um den numerischen Aufwand zu verringern, wurden hierbei nicht alle mikroskopischen Einzelemente berücksichtigt, sondern mehrere Risse wurden jeweils durch einen größeren Riss repräsentiert. Dass die Modellierung des in situ-Mikrokluftnetzwerks erfolgreich durchgeführt werden konnte, zeigt sich anhand der Übereinstimmung der gemessenen und simulierten Permeabilitäten (Tab. 7.5). Die Transmissivitäten, die sich aus der Modellierung für die verschiedenen Risscharen ergeben, zeigen den maßgeblichen Einfluss der Glimmerrisse sowie der horizontalen Risse in den Feldspäten und im Quarz auf die richtungsabhängige Permeabilität (Tab. 7.4). Allerdings würde sich der Einfluss der horizontalen Risse durch eine höhere Auflast deutlich verringern. Dies würde bedeuten, dass die Risse in den Glimmern, vermutlich aufgrund ihrer glatteren Oberflächen, bei gleichen Spannungsverhältnissen generell höhere Transmissivitäten besitzen als die Quarz- und Feldspatrisse, die eine stärkere Abhängigkeit der Transmissivität von den herrschenden Spannungen zeigten.

Da der Stofftransport innerhalb des in situ-Porenraums im Allgemeinen durch Diffusion dominiert wird, stellen zusätzlich zu den Glimmerrissen auch die übrigen Risse wichtige Transportwege dar, da bei der Diffusion nicht nur die Transmissivität den Transport beeinflusst, sondern vor allem auch das Konzentrationsgefälle. Allerdings könnte der Transport innerhalb der Feldspat- und Quarzrisse aufgrund der rauheren Oberfläche gegenüber dem Transport innerhalb der glatteren Glimmerrisse auch bei Diffusion beeinträchtigt sein.

Möglich ist eine Änderung des Transportmechanismus' durch die Temperaturerhöhung, die in der näheren Umgebung eines Endlagers für hochradioaktive Stoffe zu erwarten wäre (z.B. NAGRA INFORMIERT 1993:1). Die resultierende verstärkte thermische Konvektion würde nicht nur eine verstärkte Bewegung der Grundwässer in großräumigen Fluidwegen, sondern auch in den Mikroklüften verursachen. Weiterhin sollen bei der Anlage eines Endlagers in kristallinen Gesteinen die einzelnen Lagerbereiche für radioaktive Abfälle den größeren Störungszonen mit erhöhter potentieller Wasserwegsamkeit ausweichen, sodass in erster Linie Mikrorisse die Fluidwege im unmittelbaren Umgebungsgestein des Endlagers darstellen würden. Die Strömungs- und Transporteigenschaften im Porenraum der granitoiden Gesteine würden somit den Parametern des Mikrokluftmodells entsprechen. Vermutlich wäre aufgrund des kompliziert aufgebauten Mikrokluftnetzwerks und der geringen hydraulischen Öffnungsweiten der einzelnen Mikrorisse allerdings nur mit einer geringen Filtergeschwindigkeit (v_f , s. Kap. 7.1) zu rechnen.

8. Schlussfolgerungen

Das Sicherheitskonzept der Entsorgung radioaktiver Abfälle in geologischen Endlagern basiert auf dem multiple barrier concept, bei dem zusätzlich zu den technischen Barrieren die Sicherheit des Endlagers durch die Retardationseigenschaften des Wirtsgesteins gewährleistet werden soll (Kap. 1.2). Von besonderem Interesse ist dabei u.a. die genaue Kenntnis der hydraulischen Wegsamkeiten im Wirtsgestein, da ein großräumiger Transport von entwichenen Radionukliden besonders in massigen geklüfteten Gesteinen wie z.B. Graniten und Granodioriten vermutlich in zirkulierenden Grundwässern vorwiegend in größeren Störungen wie Scherzonen und Klüften stattfinden würde. Neben den Klüften stellen auch Mikrorisse potentielle Fluidwege dar. Sie können einerseits eine mögliche Verbindung zur Biosphäre bewirken, andererseits bildet ein vernetzter in situ-Porenraum die Grundlage für die Matrixdiffusion, die einen wichtigen Retardationsmechanismus für entwichene Schadstoffe darstellt.

In der vorliegenden Arbeit wurde der in situ-Porenraum granitoider Gesteine untersucht. Gewählt wurden Proben aus dem Felslabor Grimsel (Aarmassiv, Schweiz), die die Untersuchung der in situ-Mikroporosität in Abhängigkeit vom Gesteinsgefüge und in unterschiedlicher Position zu einer Scherzone ermöglichen (s. Kap. 4). Einige der Proben wurden vor der Bohrkernentnahme mit einem fluoreszierenden Harz getränkt, das die Unterscheidung der in situ-Porosität von den Relaxationsrissen ermöglichen sollte. Trotz der Tränkung kann jedoch nicht zweifelsfrei davon ausgegangen werden, dass alle getränkten Risse wirklich natürlich gebildet wurden. Ein Teil der Risse bzw. Rissverbindungen könnte dennoch durch die beginnende Entspannung des Gesteins durch Tunnelbau und Injektionsbohrung initiiert oder vergrößert worden sein. Da die Anlage einer Endlagerkaverne allerdings ebenfalls zu einer Entspannung des Wirtsgesteins führen würde, sind die Ergebnisse auf das Wirtsgestein eines potentiellen Endlagers übertragbar.

Die granitoiden Gesteine weisen je nach Lage zur Scherzone abweichende Gefüge auf, wobei in allen Proben Folgen duktiler und spröder Deformation erkennbar sind. Dabei sind die verschiedenen Deformationsstile hauptsächlich auf das unterschiedliche Temperatur-abhängige Verhalten der Minerale zurückzuführen. Unmittelbar im Hangenden der Scherzone (SZ) ist die duktil gebildete Foliation, die durch Glimmerplättchen, deren (001)-Spaltflächen bevorzugt parallel zur Foliation ausgerichtet sind, und Quarzlinsen aus rekristallisierten, equigranularen Quarzkörnern nachgezeichnet wird, am deutlichsten ausgebildet. Im Liegenden der Scherzone (LS) ist anhand der Kataklase der Feldspäte, deren Langachse häufig parallel zur Lineation orientiert ist, der Einfluss spröder Deformation zu erkennen (Kap. 5.1). Mit steigender Entfernung zur Scherzone (HS) erhöht sich auch die Heterogenität des Gesteins, erkennbar an der schwächer ausgebildeten Foliation, bis hin zum nur noch schwach vergneisten Umgebungsgestein, in dem teilweise noch das magmatische Gefüge erkennbar ist (Granit).

Unabhängig von den verschiedenen Deformationsstilen und -anteilen, die das unterschiedliche Gefüge der Proben verursachen, wird der in situ-Porenraum in allen Proben von denselben Risstypen aufgebaut. Dazu zählen hauptsächlich Spaltflächen-parallele, intragranulare Mikrorisse in den Glimmern, intragranulare Mikrorisse in den Feldspäten und intergranulare Mikrorisse in den Quarzaggregaten und -rissmineralisationen. Die Vorzugsorientierungen der Risscharen variieren zwar probenabhängig, dennoch ist in allen Proben ein weit verzweigtes Netzwerk verbundener Mikrorisse ausgebildet, das durch eine Temperaturerhöhung, wie bei einem atoma-

ren Endlager zu erwarten, noch erweitert werden würde (Kap. 6.5). Auch die äquivalenten Poreneintrittsradien der Proben unterscheiden sich bei einer in situ-Porosität von mindestens 4% kaum, im GrGr liegen sie bei 0,1 bis 0,2 μm , im Granit bei 0,2 bis 0,4 μm . Die Vorzugsorientierungen der Risscharen, insbesondere die der Glimmerspaltflächen, besitzen allerdings einen großen Einfluss auf die elastische Anisotropie der Proben und auf die richtungsabhängige Permeabilität (Kap. 6.6).

Für die Retardationsfähigkeit sowie die Durchlässigkeit der granitoiden Gesteine ist von großer Bedeutung bis in welche Tiefe die großräumigen Störungen wie die Scherzone mit der Matrixporosität des Umgebungsgesteins verbunden sind. Leider kann dies nicht direkt bestimmt werden. Es zeigt sich allerdings, dass der Porenraum unmittelbar im Liegenden (LS) und im Hangenden (SZ1) der Scherzone so gut vernetzt ist, dass die Diffusion von Schadstoffen in beide Richtungen stattfinden könnte. Das im Umgebungsgestein (HS1, Granit) entwickelte Mikrorissnetzwerk würde wahrscheinlich die weitere Diffusion aus den unmittelbar benachbarten Bereichen der Scherzone in das weniger deformierte Nebengestein ermöglichen (s.a. Kap. 5.3).

Die Untersuchung der ungetränkten Parallelproben (SZ2, HS2) hat bestätigt, dass die Ergebnisse der Untersuchungen nicht nur für die Scherzone, die für das Projekt Connected Porosity gewählt wurde, gelten, sondern auf Gesteine in ähnlicher Position bezüglich einer Scherzone übertragbar sind. Die weitgehende Übereinstimmung der Mikrorisstypen der stärker foliierten Gesteine mit denen des nur schwach vergneisten Granits lässt die Schlussfolgerung zu, dass weit verzweigte Mikrorissnetzwerke unabhängig vom Gefüge der Gesteine ausgebildet sind. Lediglich die Vorzugsorientierungen der Mikrorisse und damit die bevorzugten Fließrichtungen, sind in starkem Maße vom Gefüge der Proben und ihrer mineralogischen Zusammensetzung abhängig.

Unter diesen Voraussetzungen ergeben sich für ein atomares Endlager im Kristallin nach dem Versagen der technischen Barrieren prinzipiell zwei unterschiedliche Situationen. Sollten sich im unmittelbaren Umgebungsgestein des Endlagers größere Wasserwegsamkeiten befinden, werden die Radionuklide vermutlich in diesen Bereichen zuerst mobilisiert werden, da die Transmissivität der Störungszonen im Allgemeinen wesentlich höher ist als die der umgebenden Gesteinsmatrix (im FLG z.B. $3 \cdot 10^{-6}$ bis $5 \cdot 10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ gegenüber $1 \cdot 10^{-12} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$). Die kontaminierten Grundwässer würden Radionuklide vom Endlager weg transportieren. Während des Transports würde ständig ein Teil der Nuklide aufgrund des Konzentrationsgefälles in den vernetzten Porenraum des Umgebungsgesteins diffundieren. Dies würde zu einer Abnahme der Schadstoffkonzentration in den Hauptwasserwegen führen und bewirken, dass der Transport eines Teils der Nuklide zeitlich verzögert werden würde. Nach dem Abklingen der Konzentration in den Kluftwässern, würden Teile der in die Gesteinsmatrix diffundierten Nuklide durch das umgekehrte Konzentrationsgefälle wieder in die Kluftwässer eintreten.

Im Idealfall sollte ein Endlager jedoch nicht von großräumigen Klüften, Scherzonen o.ä. durchschlagen werden. Somit wären in der Umgebung eines Endlagers vorwiegend Mikrorisse als hydraulische Wegsamkeiten zu erwarten. Ein Transport der Radionuklide aus dem Endlager könnte auch hier stattfinden, wäre aber vermutlich deutlich langsamer als in größeren Störungszonen. Die Nuklide würden voraussichtlich dem Konzentrationsgefälle folgend durch das Mikrorissnetzwerk in großräumigere Klüfte o.ä. gelangen, in denen sie weiter transportiert werden

würden. Während des weiteren Transports würden wiederum Nuklide in den Porenraum des Umgebungsgestein eindringen und dort zurückgehalten werden.

Wie schnell und in welchem Ausmaß Radionuklide durch Mikrorisse aus dem Endlager transportiert würden, ist u.a. abhängig vom Transportmechanismus sowie vom Gefüge und der Zusammensetzung des Wirtsgestein. Wie bereits erläutert ist der Aufbau des Mikroluftnetzwerks in hohem Maß von den letztgenannten Komponenten abhängig (Kap. 5.3). Insbesondere für einen Transport der Nuklide durch Konvektion werden die unterschiedlichen Hauptrisscharen bzw. ihre räumliche Anordnung von Bedeutung sein.

Die Modellierung des Mikroluftnetzwerks hat gezeigt, dass besonders die Glimmerspaltflächen sowie zum Teil auch die horizontalen Risse in Feldspäten und im Quarz durch ihre höhere Transmissivität einen starken Einfluss auf die Gesamtdurchlässigkeit und auf die richtungsabhängige Permeabilität besitzen (Kap. 7.3). Sollte das Umgebungsgestein des Endlagers eine deutliche Foliation durch eingeregelt Glimmerplättchen aufweisen, könnte daher eine bevorzugte Richtung für die Nuklidausbreitung im Mikrorissnetzwerk entlang der Glimmerspaltflächen angenommen werden. Für Druck entlastete Gesteine wäre anzunehmen, dass auch horizontaler Transport der Nuklide z.B. entlang von Feldspat- und Quarzrissen stattfinden könnte. Die deutlichen Übereinstimmungen der Rissvorzugsorientierungen mit den großräumigen Trennflächensystemen könnte in den Mikrorissen und den großräumigen Strukturen weitgehend übereinstimmende bevorzugte Strömungsrichtungen bedingen (Kap. 5.3). Auf den Transport der Radionuklide durch Matrixdiffusion würden die Vorzugsorientierungen der Mikrorisscharen ebenfalls Einfluss haben. Hier würde allerdings das Konzentrationsgefälle die Transportrichtung stark mitbeeinflussen.

Das Ausmaß der Matrixdiffusion bzw. des Nuklidtransports ist zusätzlich zum vorhandenen Porenraum von weiteren Faktoren abhängig, die im Rahmen dieser Arbeit nicht berücksichtigt werden konnten. Hierzu zählen z.B. neben der Konzentration der Schadstoffe in den zirkulierenden Grundwässern, das chemische Milieu, die Lösungseigenschaften der Nuklide und die Fließgeschwindigkeit innerhalb der Fließwege. Dennoch konnte der für eine Sicherheitsbewertung kristalliner Gesteine hinsichtlich der Endlagerung radioaktiver Stoffe positive Nachweis erbracht werden, dass in kristallinen Gesteinen für die Matrixdiffusion bzw. Retardation von Radionukliden ein weiträumig vernetzter Porenraum unabhängig von der Variation des Gefüges und Deformationsstils vorhanden ist.

9. Literatur

- ABRECHT J. & SCHALTEGGER U. (1988): Aplitic intrusions in the Central Aar massif basement: Geology, petrography and Rb/Sr data.- *Eclogae geol. Helv.*, 81(1): 227-239.
- ACUNA J. A. & YORTSOS Y. C. (1995): Application of fractal geometry to the study of networks of fractures and their pressure transient.- *Water Resources Research*, 31(3): 527-540.
- ADAM J.-F. (1989): Methoden und Algorithmen zur Verwaltung und Analyse axialer 3-D-Richtungsdaten.- *Göttinger Arb. z. Geol. u. Pal.*, 40: 100 S.
- ALEXANDER W.R., FRIEG B., OTA K. & BOSSART P. (1996): Das Projekt RRP: Untersuchung der Retardation von Radionukliden im Wirtgestein.- *nagra informiert*, 27: 43-55.
- BAECHER G. B., LANNEY N. A. & EINSTEIN H. H. (1977): Statistical Description of Rock Properties and Sampling.- *Proceedings of the 18th U.S. Symposium on Rock Mechanics*, American Institute of Mining Engineers, Ref. 5C1-8.
- BAECHER G. B. & LANNEY N. A. (1978): Trace length biases in joint surveys.- *Proc. 19th US Symp. Rock Mechanics*, AIME, vol. 1: 56-65.
- BALBERG I., BERKOWITZ B. & DRACHSLER G (1991): Application of a percolation model to flow in fractured hard rocks.- *J. Geophys. Res.*, 96(B6): 10015-10021.
- BEAR J., TSANG C.-F. & MARSILY G. DE (1993; eds.): *Flow and Contaminant Transport in Fractured Rock*.- Academic Press, Inc., San Diego, California, 560 pp.
- BEAR J. & BERKOWITZ B. (1987): *Groundwater Flow and Pollution in Fractured Rock Aquifers*.- In: *Developments in Hydraulic Engineering* (ed. P. Novak), Elsevier Appl. Science Publ., 4: 175-238.
- BERKOWITZ B. (1995): Analysis of Fracture Network Connectivity Using Percolation Theory.- *Mathematical Geology*, 27(4): 467-483.
- BGR, BUNDESANSTALT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN UND ROHSTOFFE (1996): *Handbuch zur Erkundung des Untergrundes von Deponien und Altlasten*, Bd. 2: Strömungs- und Transportmodellierung.- Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 418 S.
- BIRCH F. (1960): The velocity of compressionel waves in rocks to 10 kilobars; Part 1.- *J. Geophys. Res.*, 65: 1083-1102.
- BIRCH F. (1960): The velocity of compressionel waves in rocks to 10 kilobars; Part 2.- *J. Geophys. Res.*, 66: 2199-2224.
- BJURSTRÖM S. (1994): The Swedish system for final disposal of radioactive waste.- *Kerntechnik*, 59: 28-32.
- BOCK H. (1980): Das Fundamentale Kluftsystem.- *Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft*, 131: 627-650.
- BOSSART P. & MAZUREK M. (1991): Grimsel Test Site - Structural Geology and Water Flow-Paths in the Migration Shear-Zone.- *Nagra Techn. Ber. NTB 91-12*, Nagra, Wettingen, 55 S.

- BRACE W. F. (1965): Some new measurements of linear Compressibility of rocks.- *J. Geophys. Res.*, 70(2): 391-398.
- BROOKINS D. G. (ed.) (1987a): The geological disposal of high level radioactive wastes.- Theophrastus Publications, S.A., Athen, 606 pp.
- BROOKINS D. G. (1987b): Sandstone uranium deposits as analogs for SURF.- In: The geological disposal of high level radioactive wastes (ed. D. G. Brookins), 535-544.
- BROOKINS D. G. (1987c): Igneous contact zones: natural analogues for high level radwaste disposal.- In: The geological disposal of high level radioactive wastes (ed. Brookins), 545-553.
- BROWN P.E. (1989): FLINCOR: A fluid inclusion data reduction and exploration program (abstr.).- Second Biennial Pan - American Conf. on Research on F.I. Prog. with Abstr., 14.
- BRUEL D. & CACAS M. C. (1992): Numerical modelling technique: contribution to the Soultz HDR project.- In: Geothermal Energy in Europe - the Soultz Hot Dry Rock Projekt (ed. J. C. Breese), 267-279, Gordon and Breach Science Publishers.
- BRUNAUER S., EMMET P.H. & TELLER E. (1938): Adsorption of gases in multimolecular layers.- *J. Amer. Chem. Soc.*, 60: 309-319.
- CACAS M. C., LEDOUX E., MARSILY G. DE, TILLIE B., BARBREAU A., CALMELS P., GAILLARD B., MARGRITA R., DURAND E., FEUGA B. & PEAUDE CERF P. (1990): Flow and transport in fractured rocks: An in situ experiment in the Fanay-Augeres mine and its interpretation with a discrete fracture network model.- In: Hydrology of Low Permeability Environments from a special symposium at the 28th International Geological Congress Washington, D.C., USA, July 9-19, 1989, Internat. Assoc. Of Hydrologists (eds. S. P. Neumann & I. Neretnieks), Hydrogeology, Selected Papers, 2: 169-194.
- CHERNYSHEV, S. N. & DEARMAN, W. R. (1991): Rock fractures.- Butterworth-Heinemann, London, 272 pp.
- CHILÈS J. P. & MARSILY G. DE (1993): Stochastic Models of fracture systems and their use in flow and transport modeling.- In: Flow and Contaminant Transport in Fractured Rock, (eds. J. BEAR, C.-F. TSANG & G. DE MARSILY), Academic Press, S. 169-236.
- 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.
- COMMITTEE ON FRACTURE CHARACTERIZATION AND FLUID FLOW, U.S. NATIONAL COMMITTEE FOR ROCK MECHANICS, GEOTECHNICAL BOARD, BOARD ON ENERGY AND ENVIRONMENTAL SYSTEMS, COMMISSION ON ENGINEERING AND TECHNICAL SYSTEMS & NATIONAL RESEARCH COUNCIL (1996): Rock fractures and fluid flow: contemporary understanding and applications.- National Academy Press, Washington, D.C., 551 pp.
- CRAMPIN S. (1981): A review of wave motion in anisotropic and cracked elastic media.- *Wave Motion*, 3: 343-391.
- DARCY H. (1856): Les fontaines publiques de la ville de Dijon, Victor Dalmont, Paris.
- DEMPSTER T.J. (1986): Isotope systematics in minerals: biotite rejuvenation and exchange during Alpine metamorphism.- *EPSL*, 78: 355-367.

- DEPARTMENT OF ENERGY (DOE) (1979): Management of Commercially Generated Radioactive Waste 1, Washington.
- DERSHOWITZ W. S. (1984): Rock joint systems.- Ph.D. thesis, Dep. Of Civ. Eng., Massachusetts Institute of Technology, Cambridge.
- DERSHOWITZ W. S. (1993): Geometric conceptual models for fractured rock masses: Implications for groundwater flow and rock deformation.- In: Eurock'93, Safety and Environmental Issues in Rock Engineering (eds. L. Ribeiro e Sousa & N.F. Grossmann).- Vol. 1: 71-81.
- DERSHOWITZ W. S. (1995): Interpretation and synthesis of discrete fracture orientation, size, shape, spatial structure and hydrologic data by forward modelling.- Proceedings, Fractured and Jointed Rock Masses, Tahoe, June, 1992.- In: Fractured and Jointed Rock Masses (eds. L.R. Myer, N.G.W. Cook, R.E. Goodman & C.-F. Tsang).- Balkema, Rotterdam: 579-586.
- DERSHOWITZ W. S. & EINSTEIN H. H. (1988): Characterizing Rock Joint Geometry with Joint System Models.- Rock Mechanics and Rock Engineering, 21: 21-51.
- DERSHOWITZ W. S., GORDON B. M., KAFRITSAS J. C. & HERDA H. H. (1989): A new three dimensional model for flow in fractured rock.- Memoires, 12(2): 441-448, eds. Hydrogeologists, I.n.t.A.s.s.
- DERSHOWITZ W. S. & HERDA H. H. (1992): Interpretation of Fracture Spacing and Intensity.- Proceedings, 33rd US Rock Mechanics Symposium.
- DOVETON, J.H. (1987): Log analysis of petrofacies and lithofacies. GFZ Logging Course.- Geoforschungszentrum Potsdam.
- DURHAM W.B. & BONNER B.P. (1995): Closure and fluid flow in discrete fractures.- Proceedings, Fractured and Jointed Rock Masses, Tahoe, June, 1992.- In: Myer L.R., Cook N.G.W., Goodman R.E. & Tsang C.-F. (eds): Fractured and Jointed Rock Masses.- Balkema, Rotterdam: 441-446.
- DÜRRAST H., SIEGESMUND S. & PRASAD M. (1999): Die Schadensanalyse von Naturwerksteinen mittels Ultraschalldiagnostik: Möglichkeiten und Grenzen.- Z. dt. geol. Ges., 150/2: 1-16.
- DUYSTER J. (1991): Strukturgeologische Untersuchungen im Moldanubikum (Waldviertel, Österreich) und methodische Untersuchungen zur bildanalytischen Gefügequantifizierung von Gneisen.- Diss. Univ. Göttingen, 185 S.
- FREDRICH J. T. & WONG T.-F. (1986): Micromechanics of thermally induced cracking in three crustal rocks.- J. Geophys. Res., 91(B12): 12743-12764.
- FREY M., JÄGER E. & NIGGLI E. (1976): Gesteinsmetamorphose im Bereich der Geotrasverse Basel-Chiasso.- SMPM, 56: 649-659.
- FRICK U., BAERTSCHI P. & HOEHN E. (1988): Migrationsuntersuchungen.- nagra informiert, 1/2: 23-34.
- FRIEG B., ALEXANDER W.R., DOLLINGER H., BÜHLER C., HAAG P., MÖRI A. & OTA K. (1998): In situ resin impregnation for investigating radionuclide retardation in fractured repository host rocks.- J. Contamin. Hydrology, 35: 115-130.

- FUJIKAWA Y. & FUKUI M. (1993a): Application of a simple model for assessment of underground radionuclide migration. Part I. Validity of first-order kinetic model approximation.- J. Hydrol., 145: 125-145.
- FUJIKAWA Y. & FUKUI M. (1993b): Application of a simple model for assessment of underground radionuclide migration. Part II. Assessment in rock-fracture systems.- J. Hydrol., 145: 147-164.
- GEBRANDE H. (1982): Elastic wave velocities and constants of elasticity of rocks and rock forming minerals.- In: Landolt-Börnstein, Gruppe V/1 b (ed. G. Angenheister), Springer, Berlin Heidelberg New York, pp1-99.
- GEIER J., DERSHOWITZ, W. S., WALLMANN P. C. & DOE T. W. (1995): Discrete fracture modelling of in-situ hydrologic and tracer experiments.- Proceedings, Fractured and Jointed Rock Masses, Tahoe, June, 1992.- In: Fractured and Jointed Rock Masses (eds. L.R. Myer, N.G.W. Cook, R.E. Goodman & C.-F. Tsang).- Balkema, Rotterdam: 511-518.
- GÓMEZ J. B., PACHECO A. F. & SEGUÍ-SANTONJA A. J. (1995): A Model for Crack Connectivity in rocks, a Discussion.- Mathematical Geology, 27(1): 23-39.
- GRIFFITH A.A. (1924): The Theory of Rupture.- Proc. 1st Int. Congr. Appl. Mech., 55-63.
- GUEGUEN Y. & DIENES J. (1989): Transport Properties of Rocks from Statistics and Percolation.- Mathematical Geology, 21(1): 1-13.
- GUEGUEN Y., DAVID C. & GAVRILENKO P. (1991): Percolation Networks and Fluid Transport in the Crust.- Geophys. Res. Letters, 18(5): 931-934.
- GUTHRIE V. (1991): Determination of recent ^{238}U , ^{234}U and ^{230}Th mobility in granitic rocks: application of a natural analogue to the high-level waste repository environment.- Appl. Geochem., 6: 63-74.
- HELBIG, K. (1956): Die Ausbreitung elastischer Wellen in anisotropen Medien.- Geoph. Prosp., 4, 70-81.
- HERBERT A.W. & LANYON G.W. (1995): Discrete fracture network modelling of flow and transport within a fracture zone at Stripa.- Proceedings, Fractured and Jointed Rock Masses, Tahoe, June, 1992.- In: Fractured and Jointed Rock Masses (eds. L.R. Myer, N.G.W. Cook, R.E. Goodman & C.-F. Tsang).- Balkema, Rotterdam: 603-609.
- HERRMANN A. G. (1983): Radioaktive Abfälle. Probleme und Verantwortung.- Springer-Verlag, Berlin Heidelberg New York, 256 S.
- HERRMANN A. G. (1998): Langfristig sichere Deponien: Situation, Grundlagen, Realisierung.- Springer-Verlag, Berlin Heidelberg New York, 466 S.
- HEUSERMANN S. & SCHNEEFUß J. (1993): Thermal and thermomechanical response of rock salt to the direct disposal of spent fuel.- In: Ribeiro e Sousa L. & Grossmann N.F. (eds.): Eurock'93, Safety and Environmental Issues in Rock Engineering.- Vol. 1: 309-315.
- HORSEMAN S.T. & MCEWAN (1996): Thermal constraints on disposal of heat-emitting waste in argillaceous rocks.- Engineering Geology, 41: 5-16.

- HÜGI TH. (1956): Vergleichende petrologische und geochemische Untersuchungen an Graniten des Aarmassivs.- Beitr. zur Geol. Karte der Schweiz, N.F. 94: 86 S.
- HUFSCHMIED P. THURY M., VOMVORIS S., ANDREWS R. W. & HERZOG F. (1990): Hydrologic investigations of Low Permeability Rock in the NAGRA Program: From Methods Development to Site Characterisation.- In: Hydrology of Low Permeability Environments from a special symposium at the 28th International Geological Congress Washington, D.C., USA, July 9-19, 1989 (eds. S. P. Neumann & I. Neretnieks):- Hydrology, Selected Papers, 2: 83-113.
- JAHNS E. (1995): Quantifizierte seismische Anisotropie: Ein skalenübergreifender Vergleich am Beispiel der KTB.- Ph.D.-Thesis, Univ. of Göttingen, Cuvillier, Göttingen, 107 pp.
- JONES C., KEANEY G., MEREDITH P. G. & MURRELL S. A. F. (1997): Acoustic Emission and Fluid Permeability Measurements on Thermally Cracked Rocks.- Phys. Chem. Earth., 22(1/2):13-17.
- KASPER H. (1996): Geometriemodelle.- In: Handbuch zur Erkundung des Untergrundes von Deponien und Altlasten, Bd. 2: Strömungs- und Transportmodellierung (ed. BGR)-Springer-Verlag Berlin Heidelberg, S. 309-333.
- KENNEDY C. A. & LENNOX W. C. (1995): A control volume model of solute transport in a single fracture.- Water Resour. Res., 31(2): 313-322.
- KEPPLER A. (1994): Hydrogeologische, hydrochemische und isotopengeologische Untersuchungen an den Oberflächen- und Kluftwässern im Grimselgebiet, Schweiz.- Diss. Univ. München, 141 S.
- KEUSEN H.R., GANGUIN J., SCHULER P. & BULETTI M. (1989): Felslabor Grimsel: Geologie.- Nagra Techn. Ber. NTB 87-14, Nagra, Wettingen, 120 S.
- KICKMAIER W. & MCKINLEY I. (1996): Rückschau auf die Untersuchungen der Phasen I bis III im FLG (1983 - 1993).- nagra informiert, 27: 5-14.
- KICKMAIER W. & MCKINLEY I. (1997): Forschungsarbeiten in europäischen Feldlabors.- nagra informiert, 29: 29-36.
- KOLDITZ O. (1994): Modellierung von Strömungs- und Transportprozessen im geklüfteten Festgestein.- NLFb-Bericht Nr. 112281, Niedersächsisches Landesamt für Bodenfor-schung, Hannover, 202 S.
- KOLDITZ O. (1995): Modelling flow and heat transfer in fractured rocks: Conceptual model of a 3-D deterministic fracture network.- Geothermics, 24(3): 451-470.
- KOLDITZ O. (1997): Strömung, Stoff- und Wärmetransport im Kluftgestein.- Gebrüder Borntraeger, Berlin - Stuttgart, 263 S.
- KOSAKOWSKI G. (1996): Modellierung von Strömungs- und Transportprozessen in geklüfteten Medien: Vom natürlichen Kluftsystem zum numerischen Gitternetzwerk.- VDI Fortschritt-Berichte, Reihe 7, Nr. 304, Dissertation.
- LABHART T. P. (1977): Aarmassiv und Gotthardmassiv.- Sammlung geologischer Führer, Band 63: 173 S.

- LAJTAI E.Z. (1971): A Theoretical and Experimental Evaluation of the Griffith Theory of Brittle Fracture.- *Tectonophysics*, 11: 129-156.
- LATHAM A. G. & SCHWARCZ H. P. (1989): Review of the modelling of radionuclide transport from U-series disequilibria and of its use in assessing the safe disposal of nuclear waste in crystalline rock.- *Appl. Geochem.*, 4: 527-537.
- LEDÉSERT B., DUBOIS J., VELDE B., MEUNIER A., GENTER A. & BADRI A. (1993a): Geometrical and fractal analysis of a three-dimensional hydrothermal vein network in a fractured granite.- *J. of Volcanology and Geothermal Research*, 56: 267-280.
- LEDÉSERT B., DUBOIS J., GENTER A. & MEUNIER A. (1993b): Fractal analysis of fractures applied to Soultz-sous-Forêts hot dry rock geothermal program.- *J. of Volcanology and Geothermal Research*, 57: 1-17.
- LEWIS T. & FISHER N. I. (1982): Graphical methods for investigating the fit of a Fisher distribution to spherical data.- *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 69: 1-13.
- LIEB R.W. (1988): Das Felslabor Grimsel von 1983 bis 1990 - Eine Übersicht.- *nagra informiert*, 1/2: 5-13.
- LIN M.L. & HUNG J.J. (1995): Stress relief joints of gorge.- In: *Mechanics of Jointed and Faulted Rock* (ed. H.-P. Rossmann), Rotterdam, 217-222.
- LIU B., KERN H. & POPP T. (1997): Attenuation and Velocities of P- and S-Waves in Dry and Saturated Crystalline and Sedimentary Rocks at Ultrasonic Frequencies.- *Phys. Chem. Earth*, 22(1-2): 75-79.
- LONG J. C. S. & WITHERSPOON P. A. (1985): The Relationship of the Degree of Interconnection to Permeability in Fracture Networks.- *J. of Geophys. Res.*, 90(B4): 3087-3098.
- MALOSZEWSKI P. & ZUBER A. (1993): Tracer Experiments in Fractured Rocks: Matrix Diffusion and the Validity of Models.- *Water Resour. Res.*, 29(8): 2723-2735.
- MANDELBROT B. B. (1977): *The fractal geometry of nature*.- Freeman and Company, New York, 460 S.
- MARSHALL D.J. (1988): *Cathodoluminescence of Geological Materials*.- UNWIN HYMAN, Boston, 143 S.
- MAZUREK M., ALEXANDER W. R. & MACKENZIE A. B. (1996): Contaminant retardation in fractured shales: matrix diffusion and redox front entrapment.- *J. Contamin. Hydrol.*, 21: 71-84.
- MCKINLEY I. & HADERMANN J. (1984): Radionuclide sorption database for Swiss safety assessment.- *Nagra Techn. Ber. NTB 84-40*, Nagra, Wettingen.
- MERCERON T. & VELDE B. (1991): Application of Cantor's Method for Fractal Analysis of Fractures in the Toyoha Mine, Hokkaido, Japan.- *J. of Geophys. Res.*, 96(B10): 16641-16650.
- MILLER W., ALEXANDER R., CHAPMAN N., MCKINLEY & SMELLIE J. (1994): *Natural analogue studies in the geological disposal of radioactive waste*.- *Studies in Environmental Science* 57, Elsevier, Amsterdam - London - New York - Tokyo, 395 pp.

- MILNES A. G. (1985): *Geology and Radwaste*.- Academic Press, London - Orlando - San Diego - New York - Toronto - Montreal - Sydney - Tokyo, 328 pp.
- MONTOTO M., MÉNAGER M.T., RODRÍGUEZ-REY A., MENÉNDEZ B., MARTÍNEZ-NISTAL A. & FERNÁNDEZ-MERAYO N. (1996): Uranium transfer phenomena in rock matrix: petrophysical and geochemical study of El Berrocal experimental site, Spain.- *J. Contamin. Hydrol.*, 21: 35-46.
- MORENO L., TSANG Y. W., TSANG C. F., HALE F. V. & NERETNIEKS I. (1988): Flow and tracer transport in a single fracture: A stochastic model and its relation to some field observations.- *Water Resources Research*, 24(12): 2033-2048.
- MÜLLER W. H. (1988): Felslabor Grimsel: Geologische Geschichte des Gebietes und spezielle Aspekte der Wasserführung.- *nagra informiert*, 1/2: 13-20.
- NAGRA INFORMIERT (1993): Poços de Caldas: Die Natur experimentiert mit.- *nagra informiert*; 1.
- NAGRA INFORMIERT (1996): Felslabor Grimsel (FLG) 1996.- *nagra informiert*; 27.
- NAGRA INFORMIERT (1997): Was bürgt für mehr Stabilität: Gestein oder Gesellschaft?.- *nagra informiert*; 30.
- NERETNIEKS I. (1980): Diffusion in the Rock Matrix: An Important Factor in Radionuclide Retardation?.- *J. of Geophys. Res.*, 85(B8): 4379-4397.
- NERETNIEKS I. (1993): Solute Transport in Fractured Rock - Applications to Radionuclide Waste Repositories.- In: *Flow and Contaminant Transport in Fractured Rock* (eds. J. BEAR, C.-F. TSANG & G. DE MARSILY).- Academic Press, S. 39-127.
- NORDQVIST A. W., TSANG Y. W., TSANG C.-F., DVERSTORP B. & ANDERSSON J. (1996): Effects of high variance of fracture transmissivity on transport and sorption at different scales in a discrete model for fractured rocks.- *J. Contamin. Hydrol.*, 22: 39-66.
- NOVER G., HEIKAMP S., KOTNY A., & DUBA A. (1995): The effect of pressure on the electrical conductivity of KTB rocks.- *Surveys in Geophysics*, 16: 63-81.
- NUR A. & SIMMONS G. (1969): The effect of saturation on velocity in low porosity rocks.- *Earth Planet. Sci. Lett.*, 7: 183-193.
- PAPE H., RIEPE L. & SCHOPPER J. R. (1987): Theory of self-similar network structures in sedimentary and igneous rocks and their investigation with microscopical and physical methods.- *J. of Microscopy*, 148(2): 121-147.
- POPP T. (1994): Der Einfluß von Gesteinsmatrix, Mikrogefügen und intergranularen Fluiden auf die elastischen Wellengeschwindigkeiten und die elektrische Leitfähigkeit krustenrelevanter Gesteine unter PT-Bedingungen.- Ph.D. Thesis, Univ. Kiel.
- POPP T. & KERN H. (1995): The influence of dry and water saturated cracks on seismic velocities of crustal rocks - A comparison of experimental data with theoretical models.- *Surv. Geophys.*, 15: 443-465.
- POSCHLOD K. (1990): Das Wasser im Porenraum kristalliner Naturwerksteine und sein Einfluß auf die Verwitterung.- *Münchener Geowiss. Abh.*, (B)7: 1-62.

- POTY B.P., STALDER H. A. & WEISBROD A.M. (1974): Fluid inclusion studies in quartz from fissures from Western and Central Alps.- SMPM, 54: 717-752.
- PRIEST S. D. (1993): Discontinuity Analysis for Rock Engineering.- Chapman & Hall, London, 473 pp.
- PROŠ Z. & VANEK J. (1960): Experimental study of a pulse method for measuring elastic parameters of rock samples.- Studia geoph. et geod., 4, 338-349.
- PUSCH R. (1994): Waste disposal in rock.- Developments in Geotechnical Engineering, 76; Elsevier, Amsterdam - London - New York - Tokyo, 490 pp.
- RANKAMA K. (1963): Progress in Isotope Geology.- John Wiley-Interscience, London.
- REJEB A. (1993): Comparision de deux modèles thermomécaniques bidimensionnel et tridimensionnel fondée sur une expérience souterraine dans le granite.- Eurock'93, Safety and Environmental Issues in Rock Engineering.- Vol. 1: 363-369.
- RIEPE L. (1984): Theoretische und experimentelle Untersuchungen über den Einfluß der spezifischen inneren Oberfläche auf petrophysikalische und bohrlochgeophysikalische Parameter von Sedimentgesteinen.- Ph.D.-Thesis, TU Clausthal.
- ROBENS E., CZANDERNA A.W., FULLER E.L. & POULIS J.A. (1981): Volumetrische und gravimetrische Methoden der Sorptionsmessung, Oberflächen- und Porenbestimmung.- Keramische Zeitschrift, 10, 627-630.
- ROEDDER E. (1981): Origin of Fluid inclusions and changes that occur after trapping.- In: Short Course In Fluid Inclusions: Applications to Petrology (eds. L.S. Hollister & M.L. Crawford), Mineralogical Association of Canada, 6: 101-137.
- ROEDDER E. (1984): Fluid Inclusions.- Rev. in Mineralogy, 12: 644 pp.
- ROXBURGH I. S. (1987): Geology of high-level nuclear waste disposal - An introduction.- Chapman and Hall Ltd, London, 229 pp.
- SAHIMI M. (1995): Flow and Transport in Porous Media and Fractured Rock: From Classical Methods to Modern Approaches.- VCH Verlagsgesellschaft mbH, Weinheim 482 pp.
- SCHALTEGGER U. (1987): Geochemie und Rb-Sr-Systematik der Aarmassiv-Granite zwischen Grimsel und Reusstal.- SMPM, 67: 462-466.
- SCHMID S.M & CASEY M. (1986): Complete fabric analysis of some commonly observed quartz c-axis patterns.- Am. Geophys. Union Monograph, 36: 263-286.
- SCHMIDT-MUMM A. (1989): Die Entwicklung der Fluid-Systeme während der oberproterozoischen Damara-Orogenese am Südrand des Damara-Orogens Namibia.- Göttinger Arb. Geol. Pal., 41: 93 S.
- SHEPHERD T., RANKIN A.H. & ALDERTON D.H.M. (1985): A Practical Guide to Fluid inclusion Studies.- Blackie & Son Ltd., New York, 239 pp.
- SIEGSMUND S. (1989): Texturelle und strukturelle Eigenschaften mylonitischer Gesteine der Insubrischen Linie (Ivrea-Zone, Italien) und ihr Einfluß auf die elastischen Gesteinseigenschaften.- Ph.D. Thesis, Univ. Kiel, 172 S.

- SIEGESMUND, S., VOLLBRECHT, A., CHLUPAC, T., NOVER, G., DÜRRAST, H., MÜLLER, J. & WEBER, K. (1993): Fabric-controlled anisotropy of petrophysical properties observed in KTB core samples.- *Scientific Drilling*, 4, 31-54.
- SIITARI-KAUPPI M., LINDBERG A., HELLMUTH K.H., TIMONEN J., VÄÄTÄINEN K., HARTIKAINEN J. & HARTIKAINEN K. (1997): The effect of microscale pore structure on matrix diffusion - a site-specific study on tonalite.- *J. Contamin. Hydrol.*, 26: 147-158.
- SKINNER B.J. (1966): Thermal expansion.- In: *Handbook of physical constants* (ed. S.P. Clark), *Geol. Soc. Am. Mem.*, 97: 75-96.
- SNOW D. T. (1969): Anisotropic Permeability of Fractured Media.- *Water Resources Res.*, 5(6): 1273-1289.
- SOFFEL H. C., BÜCKER CH., GEBRANDE H., HUENGES E., LIPPMANN E., POHL, J. RAUEN A., SCHULT A., STREIT, K. M. & WIENAND F. (1992): Physical parameters measured on cores and cuttings from the pilot well (0m-4000.1m) of the German Continental Deep Drilling Program (KTB) in the Oberpfalz Area, Bavaria, Federal Republic of Germany.- *Surveys in Geophysics*, 13: 1-34.
- STALDER H. (1964): Petrographische und mineralogische Untersuchungen im Grimselgebiet.- *SMPM*, 44(1): 187-398.
- STALDER H. (1981): Sondierbohrungen Juchlistock-Grimsel: Mineralogische Untersuchungen.- Unpubl. Nagra-interner Bericht.
- STECK A. (1968): Die alpidischen Strukturen in den Zentralen Aaregraniten des westlichen Aarmassivs.- *Eclogae geol. Helv.*, 61(1): 19-48.
- STECK A., RAMSAY J. G., MILNES A. G. & BURRI M. (1979): *Compte-Rendu de l'excursion de la Société Géologique Suisse et la Société de Minéralogie et Pétrographie en Valais et en Italie du Nord du 2 au 5 octobre 1978.*- *Eclogae geol. Helv.*, 72: 287-311.
- STOYAN D., KENDALL W. S. & MECKE J. (1987): *Stochastic geometry and its applications.*- Wiley, New York, 132 pp.
- SUSKI J., RUSKEENIEMI T. & SAARINEN L. (1996): Selective extractions in uranium migration studies - findings from a natural analogue study at Palmottu, southern Finland.- *J. Contamin. Hydrol.*, 21: 47-58.
- THERRIEN R. & SUDICKY E.A. (1996): Three-dimensional analysis of variably-saturated flow and solute transport in discretely-fractured porous media.- *J. Contamin. Hydrol.*, 23: 1-44.
- TSANG Y. W., TSANG C. F., NERETNIEKS I. & MORENO L. (1988): Flow and tracer transport in fractured media: A variable aperture channel model and its properties.- *Water Resources Research*, 24(12): 2049-2060.
- TSANG Y. W. & WITHERSPOON P. A. (1981): Hydromechanical Behavior of a Deformable Rock Fracture Subject to Normal Stress.- *J. Geophys. Res.*, 86(B10): 9287-9298.
- TSUKAMOTO M. & OHE T. (1993): Effects of biotite distribution on caesium diffusion in granite.- *Chem. Geol.*, 107: 29-46.

- VANDERGRAAF T. T., DREW D. J. & MASUDA S. (1996): Radionuclide migration experiments in a natural fracture in a quarried block of granite.- *J. Contamin. Hydrol.*, 21: 153-164.
- VANDERKWAAK J.E. & SUDICKY E.A. (1996): Dissolution of non-aqueous-phase liquids and aqueous-phase contaminant transport in discretely-fractured porous media.- *J. Contamin. Hydrol.*, 23: 45-68.
- VELDE B., DUBOIS J., TOUCHARD G. & BADRI A. (1990): Fractal analysis of fractures in Rocks: the Cantor's Dust method.- *Tectonophysics*, 179: 345-352.
- VELDE B., DUBOIS J., MOORE D. & TOUCHARD G. (1991): Fractal Patterns of fractures in granites.- *Earth and Planetary Science Letters*, 104: 25-35.
- VOLLBRECHT A. (1988): Mikroanalyse im KTB - Datenerhebung. (U-Tisch-Mikroskopie): unpublished manual, Univ. Göttingen.
- VOLLBRECHT A., DÜRRAST H., KRAUS J. AND WEBER K. (1994): Paleostress directions deduced from microcrack fabrics in the KTB core samples and granites from the surrounding area.- *Scientific Drilling*, 4 (5/6): 233-241.
- VOLLBRECHT A., DÜRRAST H. AND WEBER K. (1993): Open micro-cracks. Indicators for in situ-stress directions: Reports of the Continental Deep Drilling Programme (KTB), Germany, 93, no. 2: 227-230.
- VOLLBRECHT A., DÜRRAST H. AND WEBER K. (1994): Eine einfache Methode zur dreidimensionalen Quantifizierung von Rißschar-Dichten auf der Basis von U-Tisch-Messungen.- *KTB Report*, 94-2: Contributions to the 7. annual KTB-Colloquium - Geoscientific Results.
- VOLLBRECHT A., RUST S. & WEBER K. (1991): Development of microcracks in granites during cooling and uplift: examples from the Variscian basement in NE Bavaria (FRG).- *J. Struct. Geol.*, 7: 787-799.
- WEIB T. (1998): Gefügeanisotropie und ihre Auswirkungen auf das seismische Erscheinungsbild: Fallbeispiele aus der Lithosphäre Süddeutschlands.- *Diss. Univ. Göttingen; Geotektonische Forschung*, 91: 156 S.
- WINKLER E. M. (1994): *STONE in Architecture*.- Springer Verlag Berlin Heidelberg, 313 S.
- WITHERSPOON P. A., WANG J. S. Y., IWAI K. & GALE J. E. (1980): Validity of cubic law for fluid flow in a deformable rock fracture.- *Water Resources Research*, 16(6): 1016-1024.
- WULFF A.-M. & BURKHARDT H. (1997): Dependence of Seismic Wave Attenuations and Velocities in Rock on Pore Fluid Properties.- *Phys. Chem. Earth*, 22(1-2): 69-73.
- YPMA P.J.M. (1963): Rejuvenation of ore deposits as exemplified by the Belledonne metalliferous province.- *Dissertation, Univ. Leiden, Netherlands*, 213 pp.
- ZOBACK M.D. & BYERLEE J.D. (1975): The effect of microcrack dilatancy on the permeability of Westerly Granite.- *J. Geophys. Res.*, 80, 752-755.
- ZUBER A. & MOTYKA J. (1994): Matrix porosity as the most important parameter of fissured rocks for solute transport at large scales.- *J. Hydrol.*, 158: 19-48.

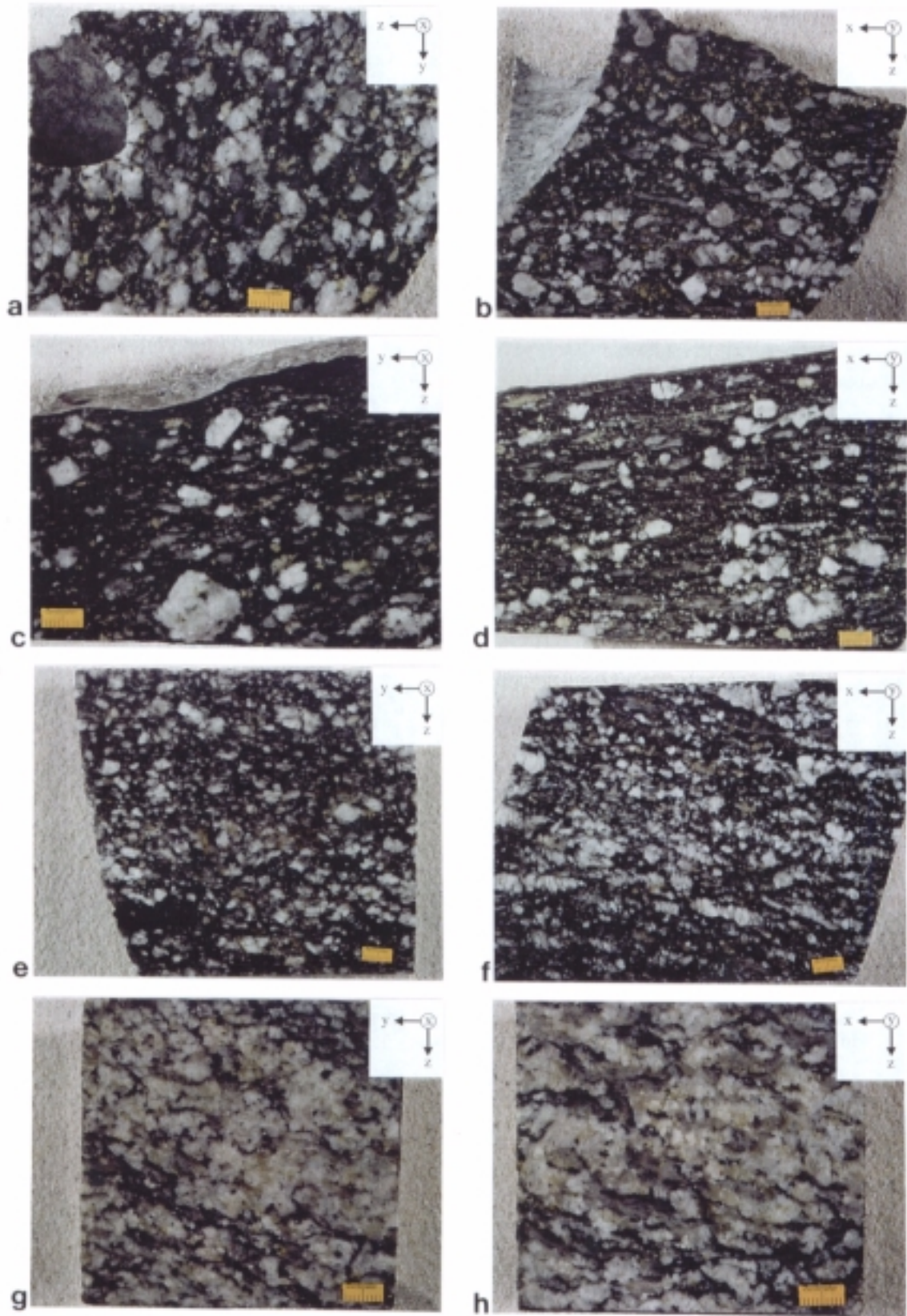
Anhang I

Fototafel I - XII

Tafel I:

Makroskopisches Gefüge der Proben HS1 (a, b), SZ1 (c, d), LS (e, f) und Granit (g, h) in den Schnittlagen:

- a) yz; die Lineation der Probe verläuft parallel der kurzen Bildkante, erkennbar sind weiße rundliche Feldspatkörner sowie helle Quarzminerale in einer Matrix aus dunkleren Mineralen, zu denen vor allem Biotit zählt;
- b) xz; Lineation und Foliation verlaufen parallel der langen Bildkante, porphyrtartige Feldspatminerale sind in die durch dunkle Glimmer und helle Quarzaggregate nachgezeichnete Foliation eingeregelt. Senkrecht zur Foliation können in den gelängten Feldspäten mit Quarz verheilte Brüche erkannt werden;
- c) yz; die Foliation verläuft parallel zur oberen Gesteinskante, einer Foliationsfläche, an der der Bohrkern auseinander gebrochen ist. Das Gestein erscheint auffallend dunkel, da die sehr engständige Foliation hauptsächlich durch Biotite nachgezeichnet wird, eingeregelt sind unterschiedlich große helle Feldspatminerale und Quarzlinsen;
- d) xz; die Foliation und Lineation verlaufen parallel der oberen Gesteinskante. Das engständige Parallelgefüge ist sehr gut an den parallel ausgerichteten Biotiten und den stark gelängten Quarzlinsen und Feldspäten zu erkennen. Teilweise kann anhand der Feldspatkataklase auch der Einfluss der spröden Deformation beobachtet werden;
- e) yz; die Foliation verläuft parallel zur langen Bildkante. Obwohl die Foliation ebenso wie in der Probe SZ1 relativ engständig ist, zeigt sich ein unregelmäßigerer Verlauf der Foliationsflächen. Die Korngröße der Feldspäte erscheint hier verglichen mit den anderen Proben aus dem Grimsel-Granodiorit reduziert. Dies weist auf die verstärkte spröde Deformation in dieser Probe hin, da eine deutliche Abhängigkeit der Korngröße von dem Deformationsgrad der Proben festgestellt wurde, wobei die Feldspäte größtenteils bruchhaft deformiert wurden;
- f) xz; die Foliation und Lineation verläuft in etwa senkrecht zu den schrägen Gesteinskanten, parallel zu den auffällig gelängten Feldspataggregaten. Die hellgrauen senkrecht zur Foliation verlaufenden „Streifen“ innerhalb der weißen Feldspäte werden durch Quarzminerale gebildet, mit denen die Bruchflächen der Feldspäte verheilt sind. Die sehr flachen, stark gelängten Quarzlinsen zeigen starke Ähnlichkeit zu der Probe SZ1 in Schnittlage xz.
- g) yz; die Foliation der Granitprobe verläuft annähernd parallel zur langen Bildkante. Sie ist anhand der dunklen Biotite in der unteren Bildhälfte zu erkennen. Da der Biotitgehalt des Granits gegenüber dem der übrigen Proben stark reduziert ist, erscheint das Gestein wesentlich heller. In dieser Schnittlage ist teilweise noch das ursprüngliche magmatische Gefüge zu beobachten;
- h) xz; die Foliation und Lineation verläuft in etwa parallel zur langen Bildkante. Die Lineation wird durch gelängte Feldspäte und Quarze nachgezeichnet. Teilweise kann auch in der Granitprobe der Einfluss der spröden Deformation anhand der Feldspatkataklase beobachtet werden.

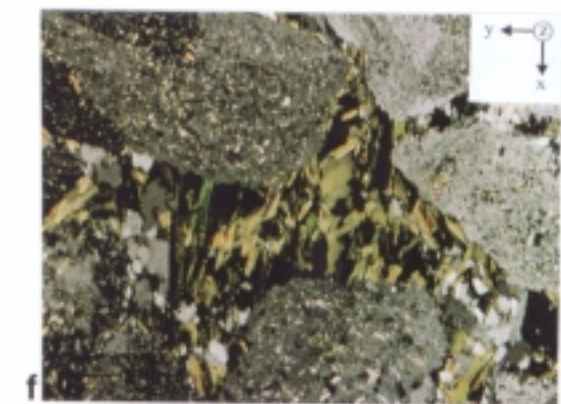
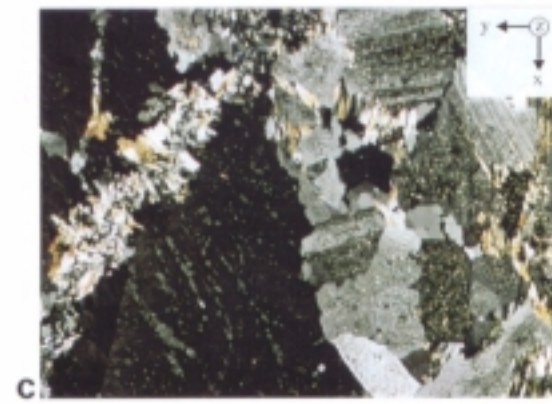
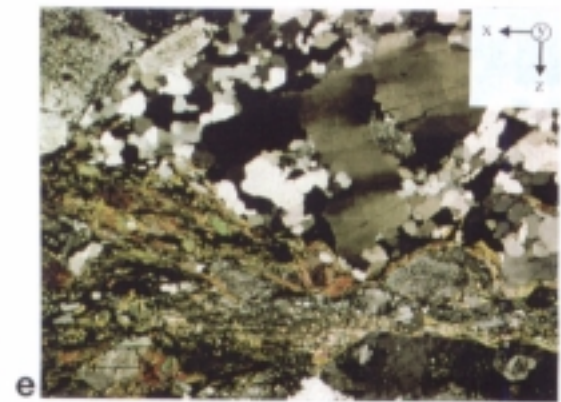
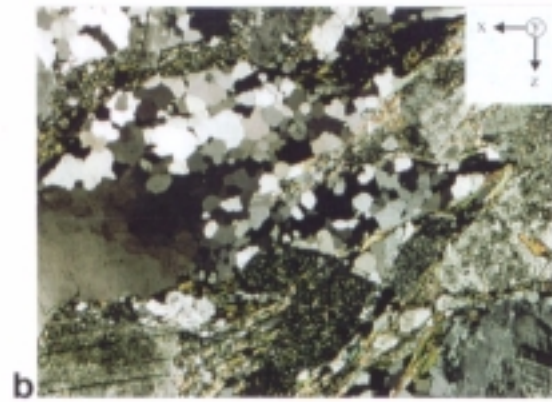
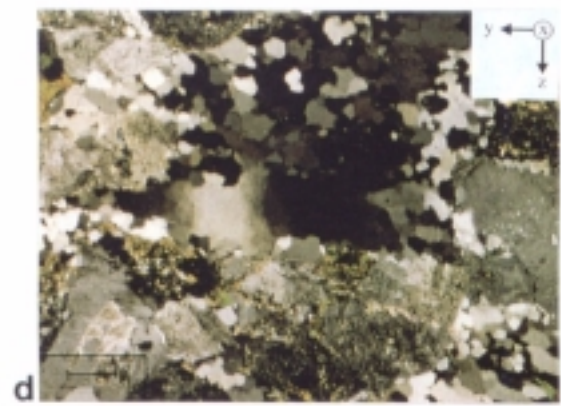
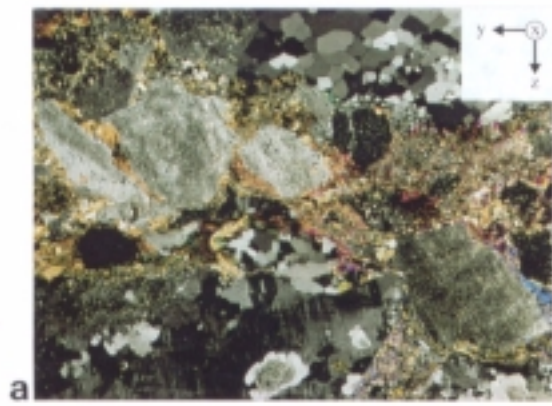


Tafel I

Tafel II:

Dünnschliffaufnahmen zu Petrographie und Mikrogefüge der Proben HS1 (a - c) und HS2 (e - f) in den Schnittlagen (gekreuzte Nikols):

- a) yz; die makroskopische Foliation verläuft parallel der langen Bildkante (LBK). Gut zu erkennen ist die Korngrößenvariation durch große Feldspäte, mittelgroße Quarze (mittlerer oberer Bildrand) und feinkörnige Quarz- und Feldspatrekristallite (z.B. am rechten Bildrand). Die größeren Feldspäte sind von Biotit- und Hellglimmerschuppen umgeben, die die Foliation abbilden. In den deutlich saussuritisierten Plagioklasen sind die Zwillingslamellen nur noch undeutlich zu erkennen. Die Plagioklasbruchstücke in der linken Bildhälfte sind schwach gegeneinander rotiert, wobei der sich ergebende Zwischenraum mit Biotit (gelbe bis bräunliche Interferenzfarben) versiegelt wurde; LBK entspricht 4,2 mm;
- b) xz; die makroskopische Foliation und Lineation verläuft parallel zur LBK. Mikroskopisch ist die Foliation an den eingeregelter feinkörnigen Glimmerschuppen und Quarzlinsen zu erkennen. Der Verlauf der Foliation von links unten nach rechts oben zeigt, dass die mikroskopische Foliation in der Probe HS ungleichmäßig ausgebildet ist. Das größere Quarzkorn in der linken Bildhälfte zeigt im Altkornbereich undulöse Auslöschung und Subkornbildung und geht randlich in Rekristallite über. Die in die Foliation eingeregelter Plagioklase sind durch die Saussuritisierung stark getrübt, in einigen sind dennoch Zwillingslamellen zu erkennen. Der Kalifeldspat in der rechten unteren Bildecke zeigt im Kern Mikroklingitterung, während an den Rändern Entmischung beobachtet werden kann; LBK entspricht 4,2 mm;
- c) xy; die Lineation verläuft parallel zur kurzen BK. Die Glimmer-, Albit- und Kalifeldspatkörner, die auf den Bruchflächen der Plagioklase in der rechten Bildhälfte aufgewachsen sind, sind mit ihrer Kornlangachse etwa parallel zur Lineation ausgerichtet. Der nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingte Kalifeldspat in der linken Bildhälfte ist vermutlich nicht kataklasiert. Die Mineralisationen, die zwischen den beiden Kornhälften auftreten, stellen vielmehr ein Verdrängungsgefüge dar; LBK entspricht 4,2 mm;
- d) yz; die makroskopische Foliation verläuft parallel der langen Bildkante (LBK). Erkennbar sind deutlich saussuritisierte Plagioklase, perthitisch entmischte Kalifeldspäte sowie equigranulare Quarzaggregate. In der Bildmitte ist ein größeres linsenförmiges Quarzkorn parallel zur Foliation zu erkennen; Maßstab entspricht 400 µm;
- e) xz; in der unteren Bildhälfte ist die parallel der langen BK verlaufende Foliation durch parallel zu ihr ausgerichtete Glimmer und eingeregelter, saussuritisierte Feldspäte gut zu erkennen. Das in der Bildmitte zu beobachtende Quarzalkorn zeigt deutliche undulöse Auslöschung sowie zum Kornrand hin verstärkte Subkornbildung bis hin zur Rekristallisation kleinerer Quarzkörner; Maßstab entspricht 400 µm;
- f) xy; die Lineation verläuft parallel der kurzen BK. Die zwischen den saussuritisierten Plagioklaskörnern liegenden, rekristallisierten Biotitminerale sind mit ihrer Langachse parallel zur Lineation ausgerichtet. Das Plagioklaskorn in der rechten oberen Bildhälfte zeigt bruchhafte Deformation. Die Bruchfläche ist mit Glimmern und rekristallisiertem Albit verheilt; Maßstab entspricht 200 µm.

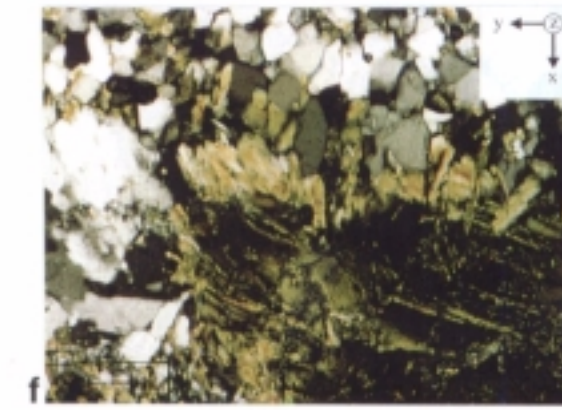
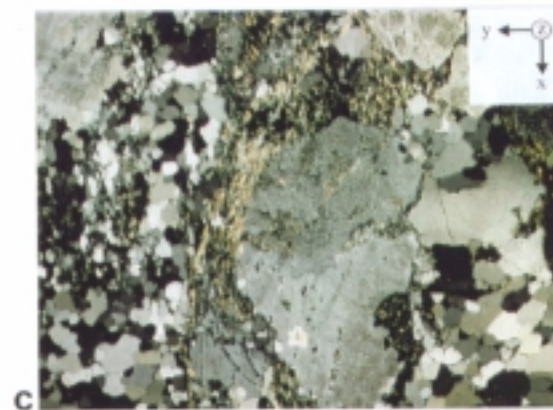
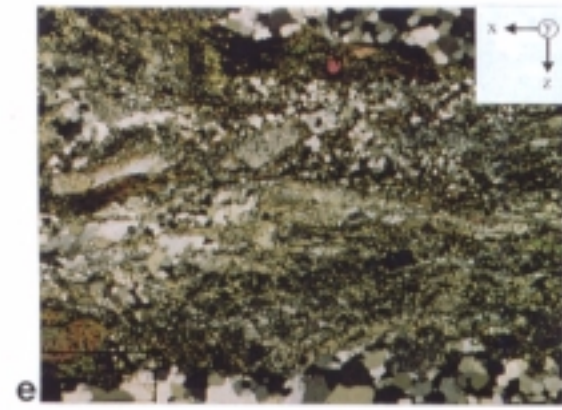
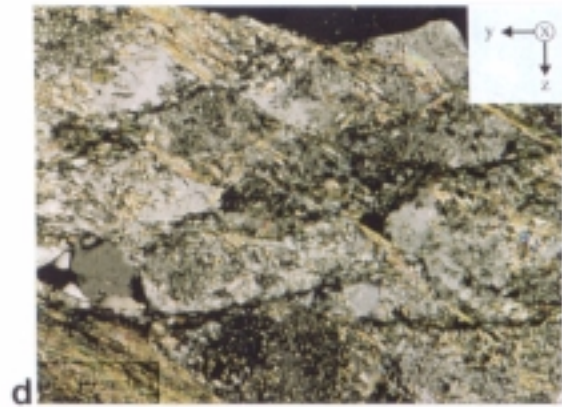
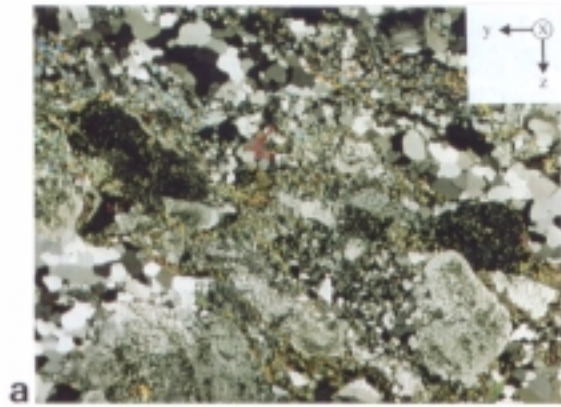


Tafel II

Tafel III:

Dünnschliffaufnahmen zu Petrographie und Mikrogefüge der Proben SZ1 (a - c) und SZ2 (d - f) in den Schnittlagen (gekreuzte Nikols):

- a) yz; die makroskopische Foliation verläuft parallel zur LBK. Die zur Scherzone hin zunehmende Deformation (von HS nach SZ) ist gut an der in der Probe SZ auftretenden teilweisen Mylonitisierung zu erkennen. Eine deutliche Rekristallisation der Feldspäte zeigt sich z.B. an dem Plagioklas in der unteren rechten Bildhälfte, an dessen linkem Kornrand verstärkt Feldspatrekristallite zu beobachten sind. Typisch für die mylonitisierten Bereiche sind die durch ihre blaue Interferenzfarbe erkennbaren Hellglimmer. Die Quarze sind annähernd vollständig in equigranulare Körner umgewandelt worden; LBK entspricht 4,2 mm;
- b) xz; die engständige Foliation verläuft etwa parallel zur LBK. In dem Parallelgefüge sind nur noch wenige eingeregelt größere Feldspätkörner erkennbar. Ihre Korngröße ist ebenso wie die der Quarze gegenüber HS deutlich reduziert. Der Biotitgehalt ist besonders in den stark mylonitisierten Abschnitten der Probe erhöht. In der Mitte des Bildes ist ein quer zur Foliation verlaufender Riss zu erkennen, der das etwas größere Plagioklaskorn durchschlägt; LBK entspricht 2,11 mm;
- c) xy; die makroskopische Lineation verläuft parallel zur kurzen BK. Die Glimmer sind mit ihrer Langachse teilweise parallel zur Lineation ausgerichtet. An den Kornrändern der Feldspäte ist verstärkt Rekristallisation zu beobachten. Das größere Quarzalkorn in der rechten Bildhälfte zeigt undulöse Auslöschung und Subkornbildung; LBK entspricht 4,2 mm;
- d) yz; die Foliation verläuft parallel zur LBK. Sie wird in diesem Ausschnitt vorwiegend durch Hellglimmer nachgezeichnet, eingeregelt sind linsenförmige stark saussuritisierte Plagioklase; Maßstab entspricht 100 μm ;
- e) xz; die engständige Foliation verläuft parallel zur LBK. Sie wird durch parallel ausgerichtete Glimmerminerale und längliche Quarzaggregate nachgezeichnet. Die Korngrößen in dem mylonitisierten Bereich in der Bildmitte sind gegenüber denen der equigranularen Quarze am oberen und unteren Bildrand stark verringert; Maßstab entspricht 400 μm ;
- f) xy; an den Korngrenzen des größeren Biotits am unteren Bildrand kann die Rekristallisation kleinerer Biotitminerale beobachtet werden. Die rekristallisierten Glimmer sind mit ihrer Langachse parallel zur Lineation, die parallel zur kurzen BK verläuft, ausgerichtet; Maßstab entspricht 100 μm .

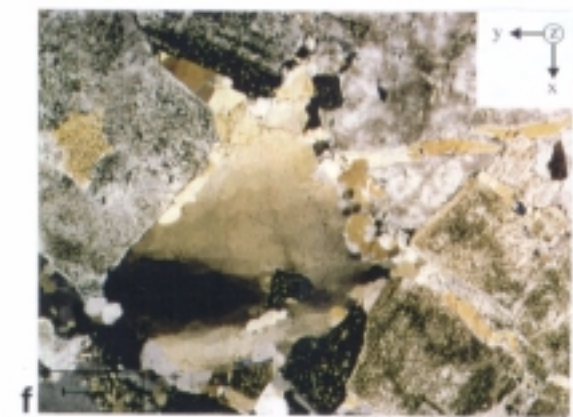
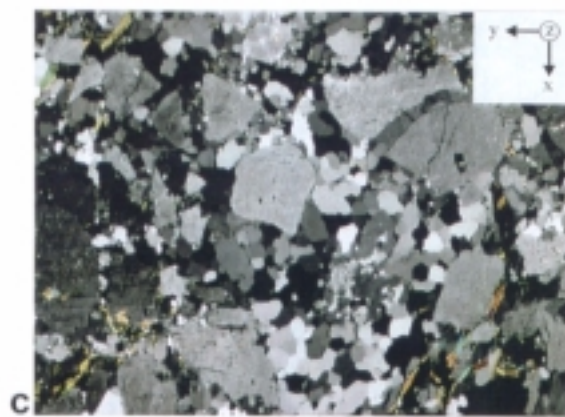
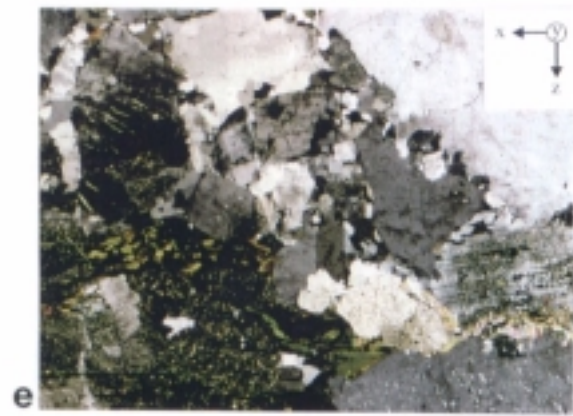
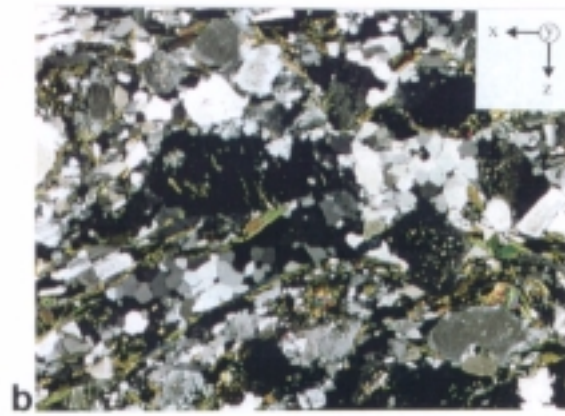
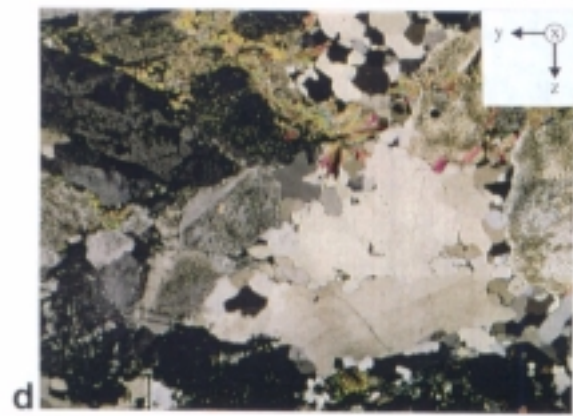
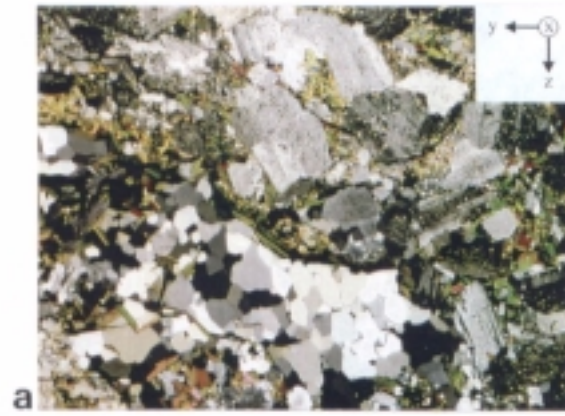


Tafel III

Tafel IV:

Dünnschliffaufnahmen zu Petrographie und Mikrogefüge der Probe LS (a - c) und der Granitprobe (d - f) in den Schnittlagen (gekreuzte Nikols):

- a) yz; die makroskopische Foliation verläuft parallel zur LBK. Die Biotite und Hellglimmer zeigen keine deutliche Einregelung in die Foliation. Die teilweise chloritisierten Biotite (erkennbar an der Blaufärbung) weisen auf die hydrothermale Alteration der Probe hin; LBK entspricht 4,2 mm;
- b) xz; die makroskopische Foliation und Lineation verlaufen parallel zur LBK. Mikroskopisch wird die Foliation durch Glimmerschuppen und Quarzlinsen abgebildet. Der Verlauf der Foliation ist allerdings unruhiger als z.B. in SZ1. In die Foliation eingeregelt sind Kalifeldspäte und Plagioklase; LBK entspricht 4,2 mm;
- c) xy; die Feldspäte sind teilweise kataklasiert. Sie sind von equigranularen Quarzen umgeben, die zwischen einigen Bruchstücken in Form von Mikrogängen vorliegen; LBK entspricht 4,2 mm;
- d) yz; die makroskopische Foliation verläuft parallel zur LBK. Sie wird in diesem Ausschnitt durch Hellglimmer nachgezeichnet. Die Glimmer sind allerdings nur teilweise mit ihren (001)-Spaltflächen parallel zur Foliation ausgerichtet. Die Korngrößen der stark saussuritisierten Plagioklase und Quarzalktörner sind in der Granitprobe gegenüber den übrigen Proben zum Teil erhöht. Die größeren Quarze zeigen auch hier undulöse Auslöschung sowie Subkornbildung und Rekristallisation; Maßstab entspricht 400 μm ;
- e) xz; die makroskopische Foliation und Lineation verlaufen parallel zur LBK. In der unteren Bildhälfte sind sowohl Biotite als auch Hellglimmer eingeregelt in die Foliation zu erkennen. Teilweise weisen die Biotite durch ihre leichte Blaufärbung auf die hydrothermale Alteration des Granits hin. Auffällig ist die Rekristallisation an den Kornrändern der perthitisch entmischten Kalifeldspäte und saussuritisierten Plagioklase; Maßstab entspricht 400 μm ;
- f) xy; besonders in der Schnittlage parallel der Foliation ist teilweise noch das magmatische Gefüge des Granits zu erkennen. Sowohl die Plagioklase als auch die Kalifeldspäte besitzen relativ große Korngrößen. In den perthitisch entmischten Kalifeldspäten sind häufig mit Quarz mineralisierte Risse zu beobachten. Stellenweise können in den deutlich saussuritisierten Plagioklasen noch die Zwillingslamellen erkannt werden; Maßstab entspricht 400 μm .

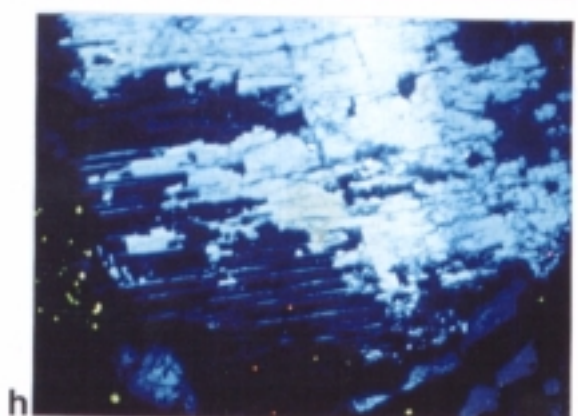
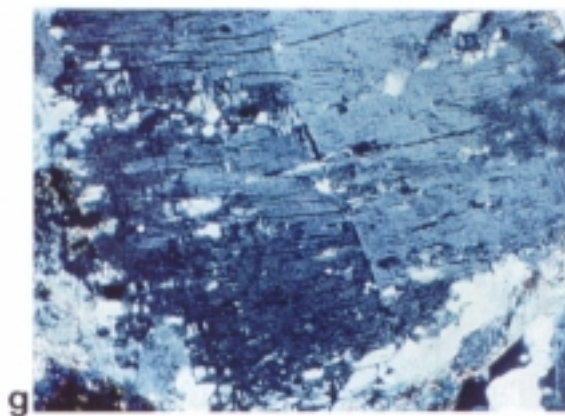
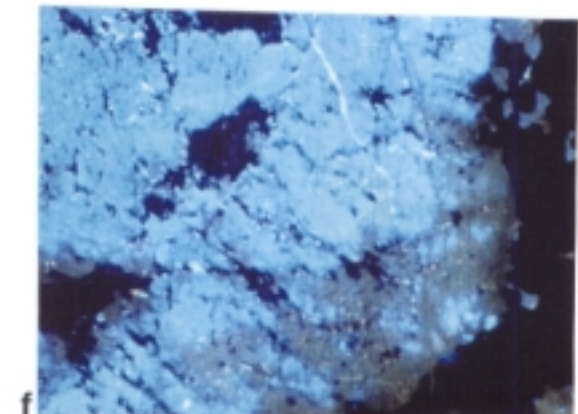
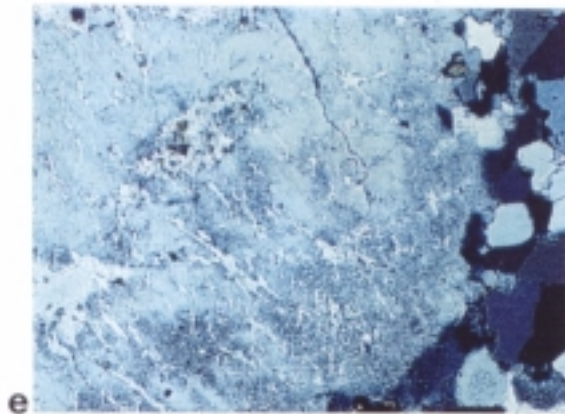
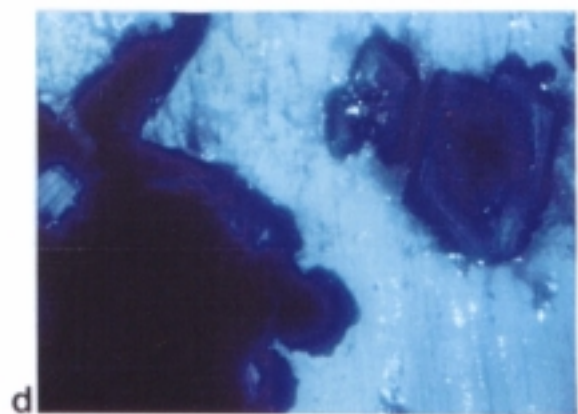
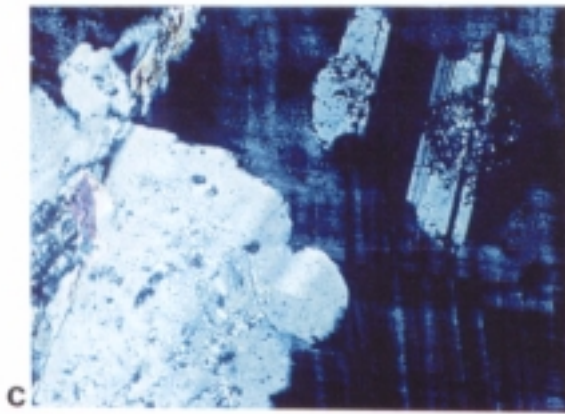
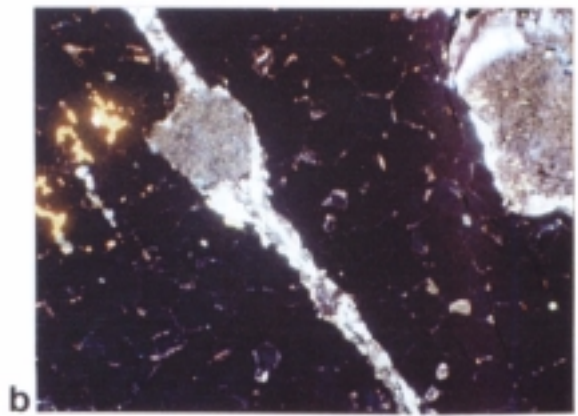
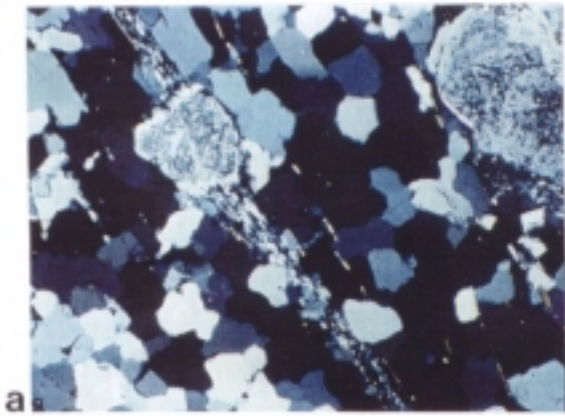


Tafel IV

Tafel V:

Durchlichtaufnahmen (gekreuzte Nikols; a, c, e, g) und entsprechende Ausschnitte als KL-Aufnahmen (b, d, f, h) zur Petrographie der Proben HS, SZ und LS:

- a) Saussuritisierte Plagioklase in einer Matrix aus equigranularen Quarzkörnern. Von dem Plagioklas in der mittleren oberen Bildhälfte gehen zwei langgezogene Rekrystallisationsbänder aus;
- b) die Umwandlungsprodukte der Saussuritisierung der Plagioklase sind Hellglimmer (weiße KL-Farbe) und Epidot (grünliche KL-Farbe). Die Rekrystallisationsbänder werden von Feldspatrekrystalliten (dunklere KL-Farben innerhalb des helleren Bandes) und Hellglimmern aufgebaut. Die Quarze zeigen nur sehr schwache braunviolette bis keine Lumineszenz, was auf ihre metamorphe Überprägung zurückzuführen ist. Die leuchtend orange-gelbe KL-Farbe wird von Apatit verursacht; Probe HS1, Schnittlage xz; LBK entspricht 2,04 mm;
- c) Plagioklas (linke Bildhälfte) und Kalifeldspat mit zwei Plagioklaseinschlüssen (rechte Bildhälfte). Die Kerne der Einschlüsse zeigen stärkere Alteration als die Ränder;
- d) der Kalifeldspat besitzt typische hellblaue KL-Farben, die sich deutlich von den dunkleren KL-Farben der Plagioklase unterscheiden. Die zum Rand hin heller werdende KL-Farbe des Plagioklases in der linken Bildhälfte ist auf einen Albitanwachssaum zurückzuführen. Die Plagioklaseinschlüsse zeigen im KL-Bild Wachstumszonierungen; Probe HS1, Schnittlage xz; LBK entspricht 0,51 mm.
- e) Kalifeldspat umgeben von equigranularen Quarzkörnern;
- f) die typische hellblaue KL-Farbe des Kalifeldspats wird vom Rand aus durch bräunliche KL-Farben verdrängt, was auf eine Alteration der Probe hinweist. Die metamorph überprägten Quarze zeigen keine Lumineszenz; Probe SZ1, Schnittlage yz; LBK entspricht 1,0 mm;
- g) Kalifeldspat mit Entmischungen;
- h) die variierenden KL-Farben des Kalifeldspats sind auf lokal unterschiedliche Zusammensetzungen innerhalb des Kornes zurückzuführen. Die leuchtend gelben KL-Farben werden von Apatitkörnern hervorgerufen, die orangen KL-Farben von Calcitkörnern; Probe LS, Schnittlage yz; LBK entspricht 2,04 mm.

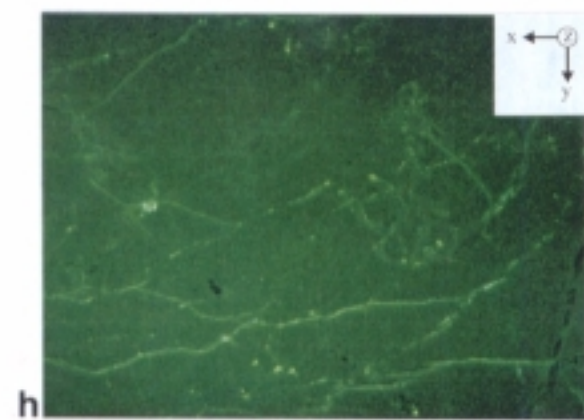
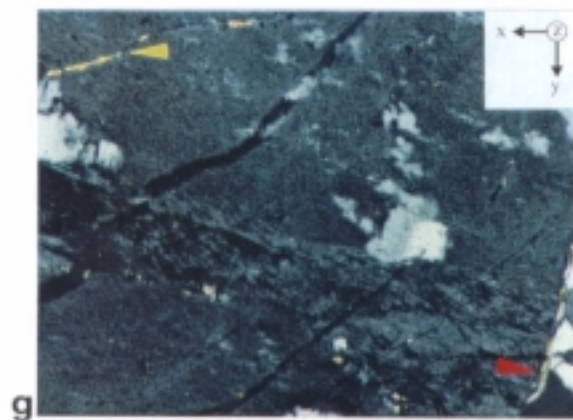
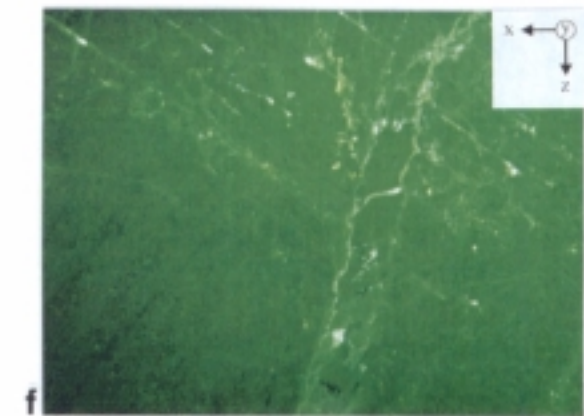
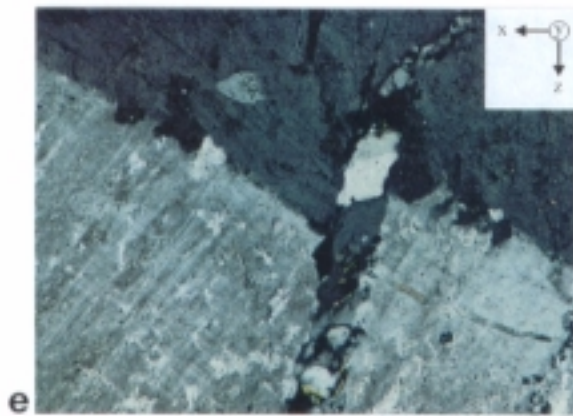
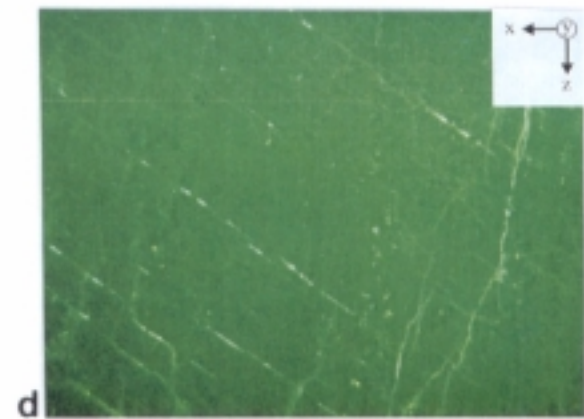
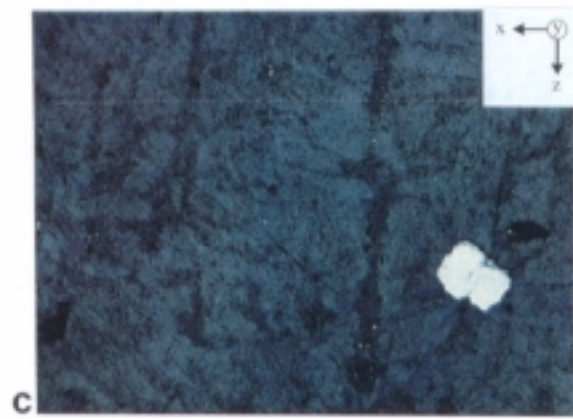
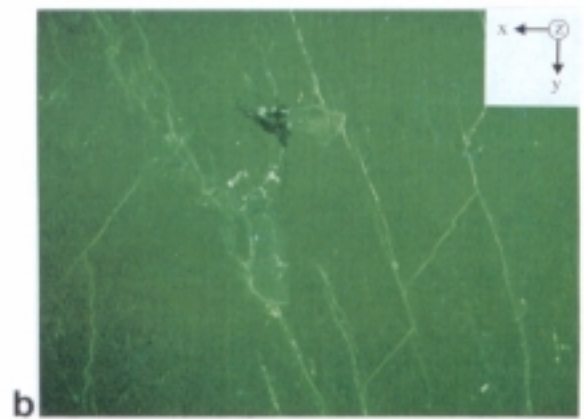
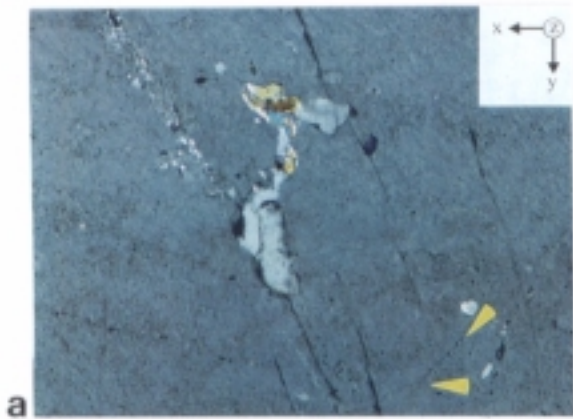


Tafel V

Tafel VI:

Risse im Kalifeldspat der GrGr-Proben: Durchlichtaufnahmen (gekreuzte Nikols; a, c, e, g) und entsprechende Ausschnitte als fluoreszenzmikroskopische Aufnahmen (b, d, f, h); LBK entspricht 1,09 mm:

- a) Kalifeldspat mit Mineraleinschlüssen und zwei ausgebildeten Spaltflächen-Scharen. Verheilte, teilweise Spaltflächen-parallele Mikrorisse sind mit Pfeilen gekennzeichnet. Unten rechts im Bild ist ein Kontakt Kalifeldspat/Quarz zu erkennen;
- b) erkennbar ist, dass beide Spaltflächen-Scharen sowie Teile der Phasengrenze getränkt sind. Auch die Grenzen der Mineraleinschlüsse sind teilweise getränkt; Probe HS1.
- c) Kalifeldspat mit Mineraleinschluss und einer ausgebildeten Spaltflächen-Schar. Erkennbar ist ein in einem großen Winkel zu den Spaltflächen verlaufender Riss, dessen Ursprung der Mineraleinschluss sein könnte;
- d) sowohl die Spaltflächen-parallelen Risse als auch der im großen Winkel zu ihnen verlaufende Riss sind getränkt. In der Fluoreszenzaufnahme werden weitere im Durchlicht nicht eindeutig erkennbare Risse sichtbar, die ebenfalls im großen Winkel zu den Spaltflächen verlaufen. Dass nicht alle Spaltflächen-parallelen Risse im Fluoreszenzbild erscheinen, liegt daran, dass die Risse nur erkennbar sind, wenn sie senkrecht stehen; Probe HS1.
- e) Kalifeldspat mit Mikroklingitterung und Verzwilligung nach dem Karlsbader-Gesetz. Im großen Winkel zur Zwillingsfläche verläuft ein Quarz-Mikrogang, der die Zwillingsfläche deutlich versetzt. In der oberen rechten Bildhälfte sind Spaltflächen-parallele Mikrorisse zu erkennen;
- f) die Spaltflächen sind ebenso wie die Korngrenzen der Quarze und der Kontakt Feldspat/Quarz getränkt; Probe HS1.
- g) Kalifeldspat ohne ausgebildete Spaltflächen-Schar. Zu erkennen ist ein intragranularer vermutlich mit Hellglimmern mineralisierter Riss (gelber Pfeil) sowie ein mit Biotit mineralisierter Korngrenzen-paralleler Riss (roter Pfeil);
- h) zu sehen sind mehrere subparallel verlaufende, längere, unregelmäßige getränkte Risse; Probe LS.

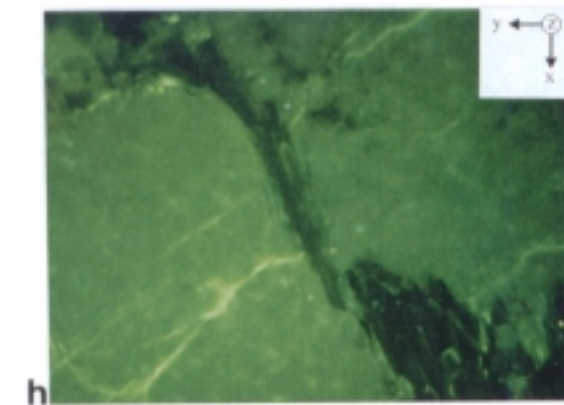
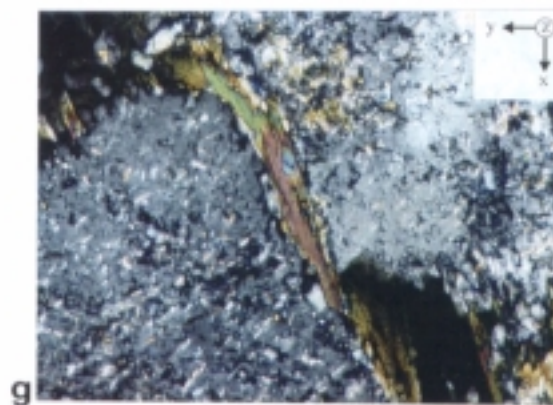
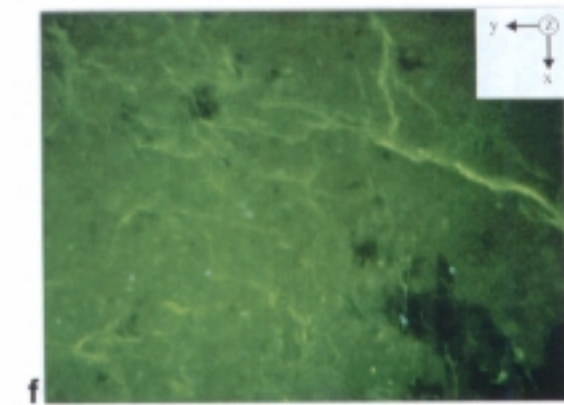
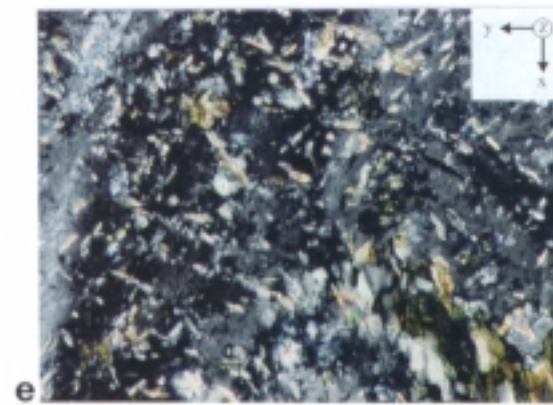
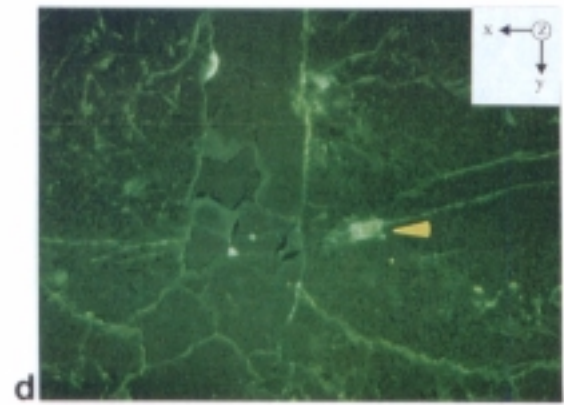
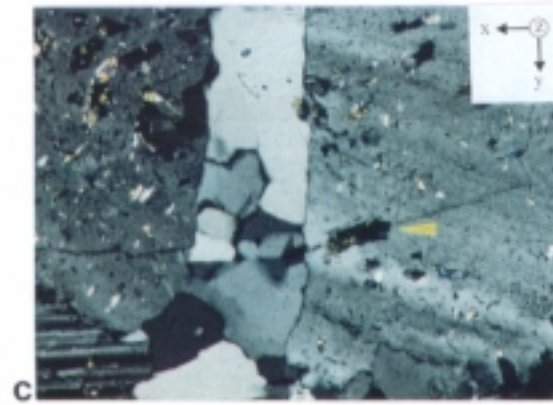
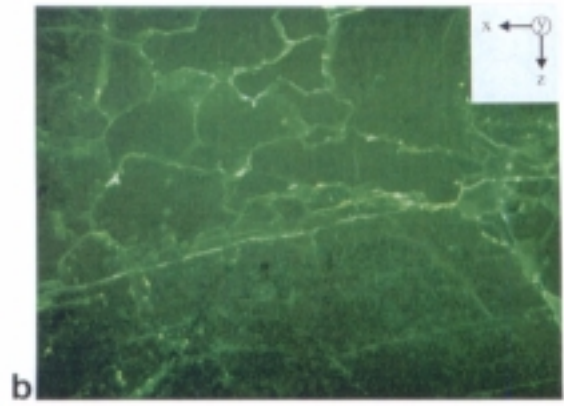
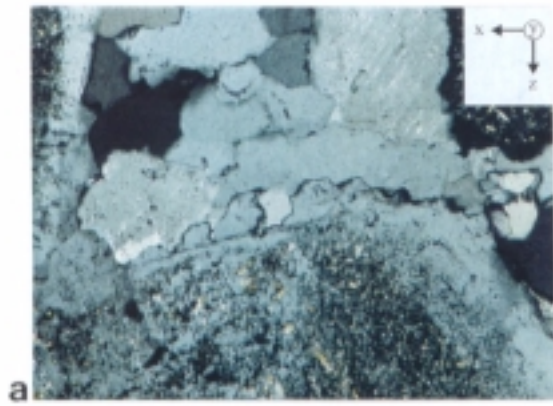


Tafel VI

Tafel VII:

Risse im Plagioklas der GrGr-Proben: Durchlichtaufnahmen (gekreuzte Nikols; a, c, e, g) und entsprechende Ausschnitte als fluoreszenzmikroskopische Aufnahmen (b, d, f, h):

- a) Zwischen den drei deutlich saussuritisierten Plagioklasen sind einige Quarze zu erkennen. Bei den unmittelbar an der Korngrenze des mittleren Plagioklases liegenden Körnern handelt es sich vermutlich um Albit. In dem mittleren Plagioklas sind Spaltflächenparallele Mikrorisse zu beobachten;
- b) sowohl die Korngrenzen der Plagioklase als auch der Quarze sind getränkt. Auch die Spaltflächenparallelen Risse sind fluoreszenzaktiv. Teilweise sind Risse im Fluoreszenzbild wesentlich deutlicher zu erkennen als im Durchlichtbild; Probe HS1; LBK entspricht 1,09 mm;
- c) zwischen den saussuritisierten Plagioklasen ist ein Quarzmikrogang ausgebildet. Bei den dunklen Körnern in der rechten unteren Bildecke handelt es sich ebenfalls um Quarze. Der Plagioklas in der unteren linken Bildecke zeigt deutliche Zwillingslamellierung;
- d) die Korngrenzenparallelen Risse der Plagioklase und Quarze sowie die Phasengrenze Plagioklas/Quarz sind getränkt. Ausgebildet sind intragranulare relativ gerade und etwas unregelmäßiger geformte Risse. Als Ursprung für die getränkten Risse können Mineral Einschlüsse dienen (Pfeil); Probe SZ1; LBK entspricht 1,09 mm.
- e) Der Plagioklas ist deutlich saussuritisiert. Die Biotite in der unteren rechten Bildecke sind vermutlich Korngrenzenparallel ausgebildet;
- f) neben dem relativ breiten Riss in der oberen rechten Bildecke ist ein Netzwerk feiner Mikrorisse zu beobachten; Probe SZ1; LBK entspricht 0,54 mm.
- g) An den Kornkontakten der beiden saussuritisierten Plagioklase sind Biotitschuppen ausgebildet;
- h) die Spaltflächen der Biotite sind teilweise getränkt. Sie sind mit den getränkten, feinen intragranularen Mikrorissen der Plagioklase verbunden; Probe SZ1; LBK entspricht 0,54 mm.

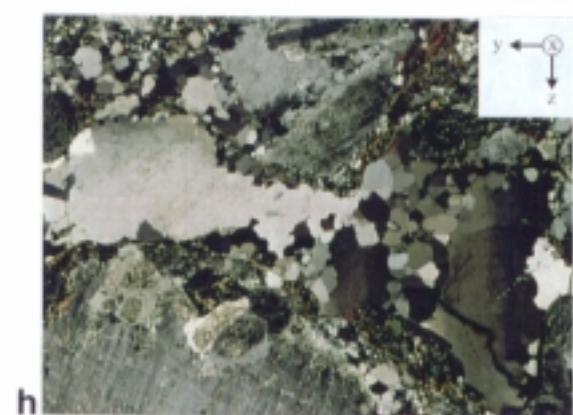
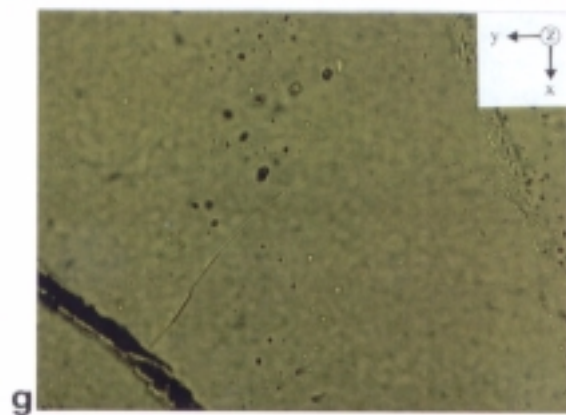
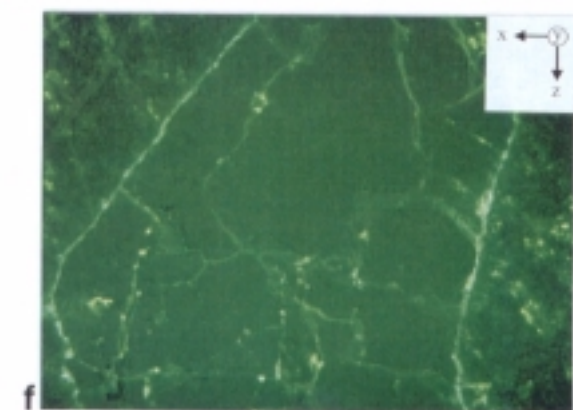
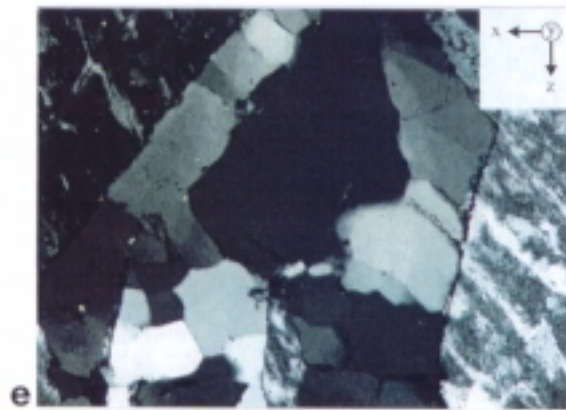
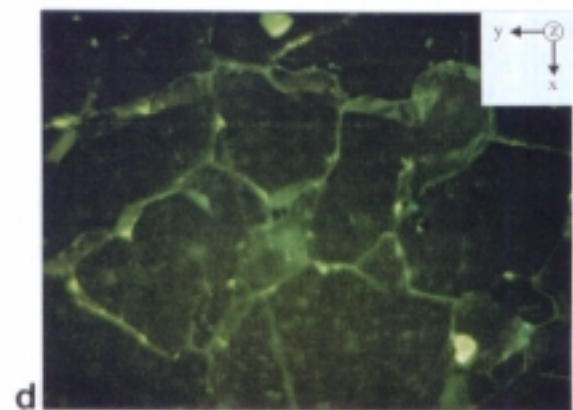
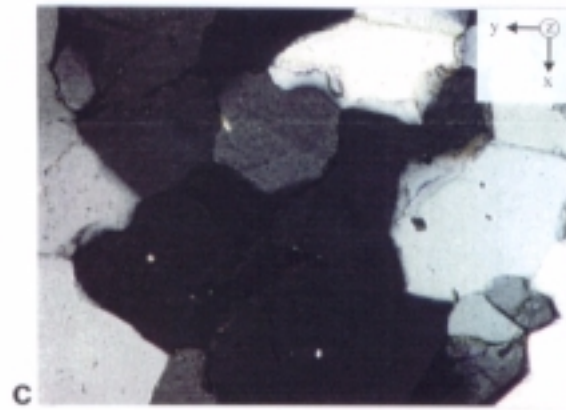
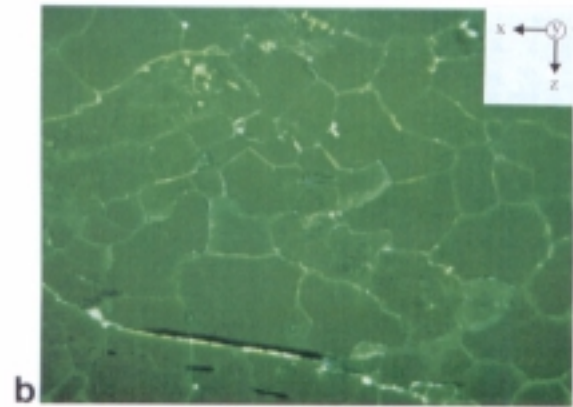
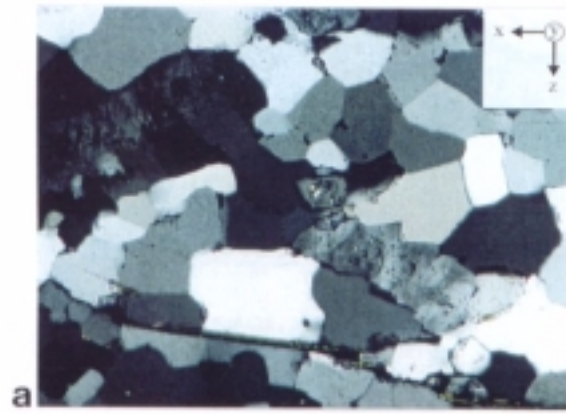


Tafel VII

Tafel VIII:

Risse im Quarz der GrGr-Proben: Durchlichtaufnahmen (gekreuzte Nikols; a, c, e, g) und entsprechende Ausschnitte als fluoreszenzmikroskopische Aufnahmen (b, d, f, h):

- a) Typisch ausgebildetes Quarzaggregat equigranularer Körner. Am unteren Bildrand sind einige langgestreckte Biotitminerale zu erkennen. Oberhalb der Biotite in der rechten unteren Bildhälfte ist ein längliches Feldspatkorn zu sehen;
- b) die Quarzkorn Grenzen sind annähernd vollständig getränkt; Probe HS1; LBK entspricht 1,09 mm.
- c) Equigranulares Quarzaggregat;
- d) nicht alle Korngrenzen sind getränkt, zudem sind die Öffnungsweiten der Korngrenzenparallelen Risse geringer. Dadurch ergeben sich in den Tripelpunkten der Körner die größten Öffnungsweiten; Probe SZ1; LBK entspricht 0,54 mm.
- e) Mit Quarz mineralisierter Riss im Kalifeldspat;
- f) die Korngrenzenparallelen Risse der Quarze sind mit der getränkten Phasengrenze Kalifeldspat/Quarz vernetzt. Dabei besitzen die Phasengrenzenparallelen Risse etwas größere Öffnungsweiten; Probe LS; LBK entspricht 1,09 mm.
- g) In dem Quarzkorn sind mehrere verheilte Quarzrisse zu beobachten. Der Inhalt der sekundären FE kann nur sicher für die größeren FE bestimmt werden, diese sind zweiphasig. Sie bestehen aus einer flüssigen und einer Gasphase. Erkennbar ist ein sehr schmaler offener Riss, dessen Ursprung an einem breiteren getränkten Riss (verläuft von links oben nach rechts unten in der unteren linken Bildecke) liegt; Probe SZ1; LBK entspricht 0,27 mm.
- h) In dem größeren, undulös auslöschenden Quarzkorn in der linken Bildhälfte sind mehrere verheilte Risse, teilweise parallel der Subkorngrenzen zu erkennen. In dem dunklen, ebenfalls undulös auslöschenden Quarzkorn rechts unten im Bild kann ein getränkter, mit relativ großer Öffnungsweite von Korngrenze zu Korngrenze verlaufender Riss beobachtet werden, von dem ein zweiter kleinerer Riss im Korninnern abzweigt. Der größere Riss ist mit den intergranularen Rissen der equigranularen Quarzkörner vernetzt. Zusätzlich zu den offenen Rissen kann ein vermutlich mit Hellglimmern mineralisierter Riss in dem dunklen Quarzkorn beobachtet werden; Probe HS1; LBK entspricht 4,2 mm.

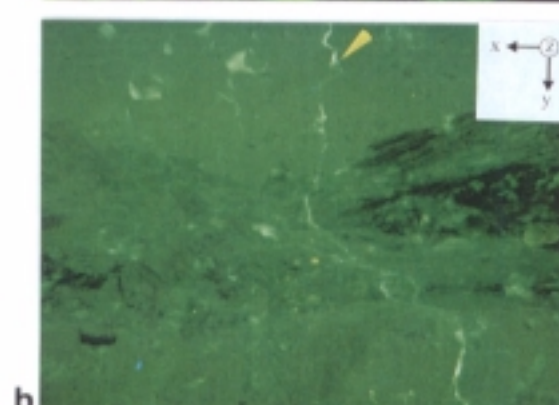
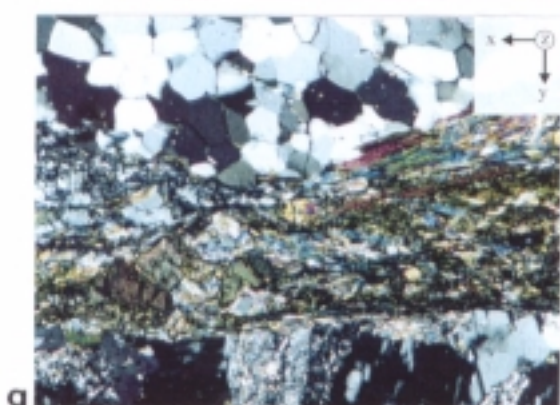
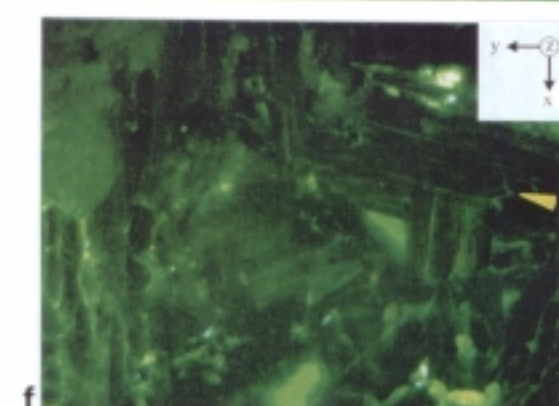
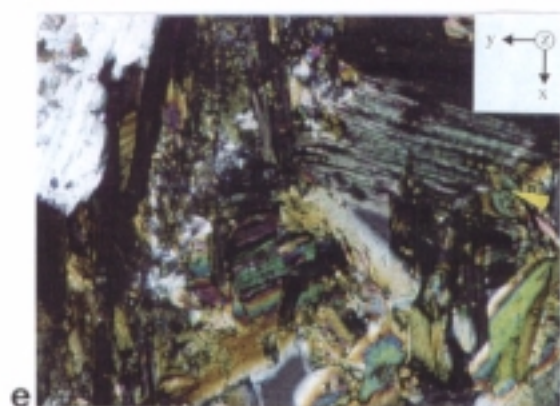
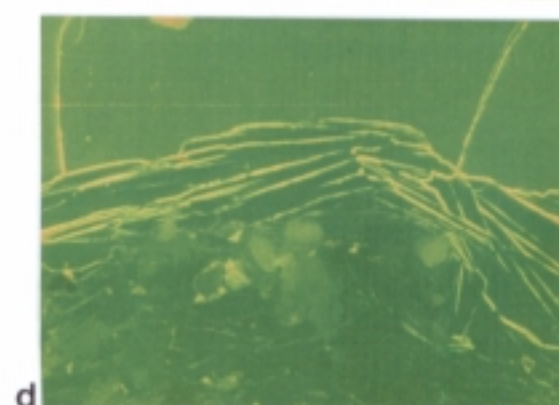
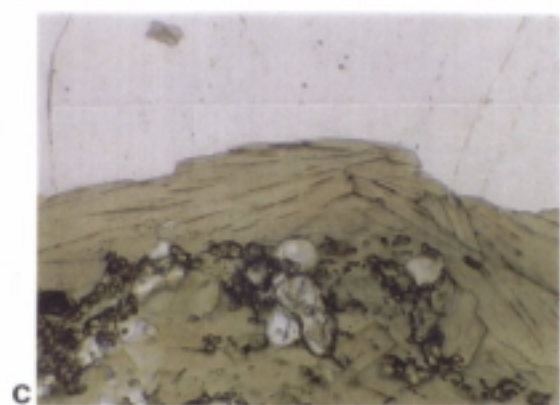
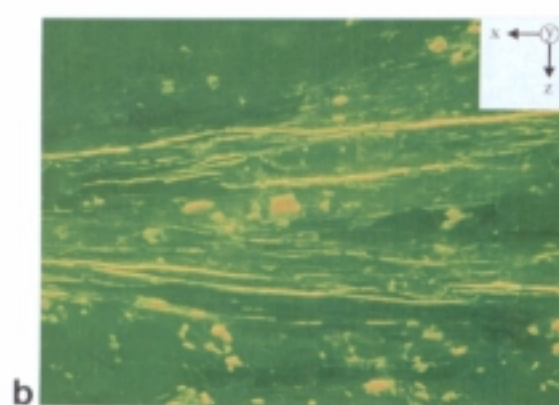
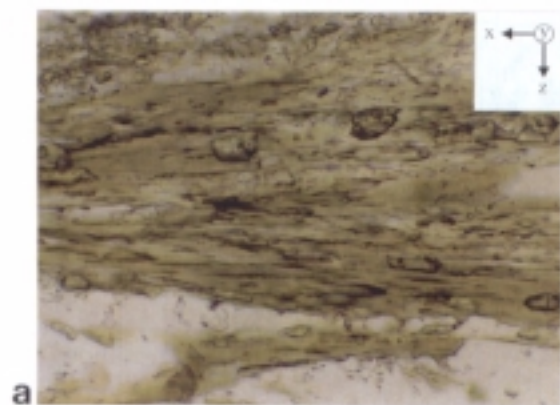


Tafel VIII

Tafel IX:

Risse in Glimmern der GrGr-Proben: Durchlichtaufnahmen (parallele Nikols: a, c, gekreuzte Nikols: e, g) und entsprechende Ausschnitte als fluoreszenzmikroskopische Aufnahmen (b, d, f, h):

- a) Mehrere Biotitminerale in einem mylonitisierten Bereich der Probe SZ1; zu erkennen sind offene Spaltflächen-parallele Risse;
- b) in der fluoreszenzmikroskopischen Aufnahme werden verbreiterte Spaltflächen-parallele Risse zusätzlich zu einzelnen Rissen mit kleinen Öffnungsweiten sichtbar; kurze Bildkante (KBK) entspricht 0,23 mm.
- c) Erkennbar sind verschiedene Biotitminerale sowie ein größeres Quarzkorn, in dem durch Fluideinschlüsse nachgezeichnete verheilte sowie getränkte Risse ausgebildet sind. Bei den Spaltflächen-parallelen Rissen der Biotite handelt es sich um lineationsparallele Risse, die einen Winkel von 45° zur Foliation einnehmen;
- d) der Vergleich zeigt, dass auch die Korngrenzen zum größten Teil mit dem Harz getränkt sind, diese getränkten Risse sind mit den intragranularen getränkten Spaltflächen-parallelen Rissen der Biotite und den intragranularen getränkten Rissen des Quarzkorns verbunden. Es sind ebenfalls ungetränkte, offene Spaltflächen-parallele Risse zu erkennen, die trotz eines Kontaktes zu den getränkten Korngrenzen keine Füllung mit dem Harz aufweisen. Dies deutet auf eine Öffnung der Spaltflächen durch die Bohrkernrelaxation hin; KBK entspricht 0,23 mm.
- e) Aggregat aus mehreren Biotiten. Erkennbar sind in fast allen Körnern Spaltflächen-parallele Risse;
- f) der Vergleich der beiden Aufnahmen zeigt, dass die meisten der Spaltflächen-parallelen Risse nicht getränkt, sondern offen sind. Dies ist besonders gut an dem mit Pfeilen markierten Biotit zu erkennen. Der jeweils rechte Pfeil deutet auf die getränkte Korngrenze, der linke auf eine der wenigen getränkten Spaltflächen-parallelen Risse. Dass die Mehrzahl der Spaltflächen nicht getränkt ist, obwohl eine Vernetzung durch die Korngrenze möglich war, spricht für eine spätere Öffnung der Spaltflächen durch die Bohrkernrelaxation; Probe SZ1; LBK entspricht 0,54 mm.
- g) In der Mitte des Bildes ist ein stark mylonitisierter Bereich zu sehen. Oberhalb ist eine Quarzlinse zu erkennen, unterhalb sind Feldspäte zu beobachten;
- h) Auffallend ist, dass innerhalb des mylonitisierten Bereichs kaum getränkte Mikroporen zu beobachten sind. Senkrecht zu dem mylonitisierten Abschnitt ist ein getränkter Riss ausgebildet, der die Bereiche ober- und unterhalb miteinander verbindet (schwarzer Pfeil). Auffällig ist die gegenüber den typischen Korngrenzen-parallelen Quarzrisse größere Öffnungsweite der Quarzkorngrenzen-parallelen Abschnitte, durch die der Riss verläuft; Probe SZ1; LBK entspricht 1,09 mm.

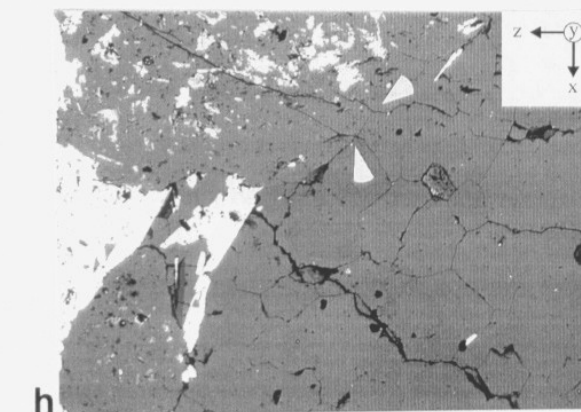
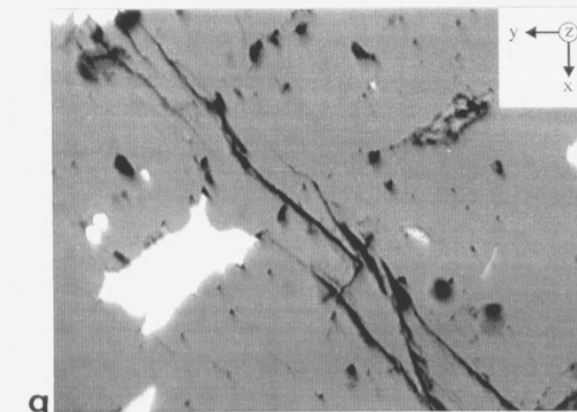
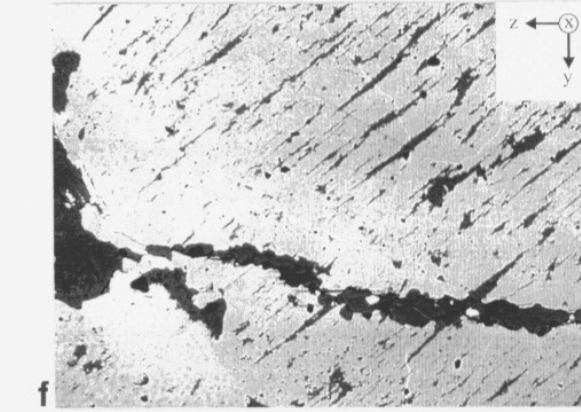
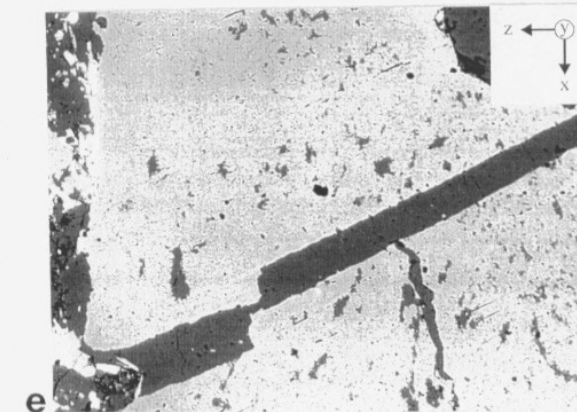
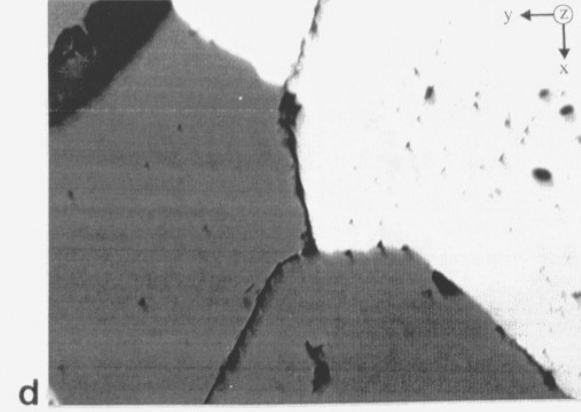
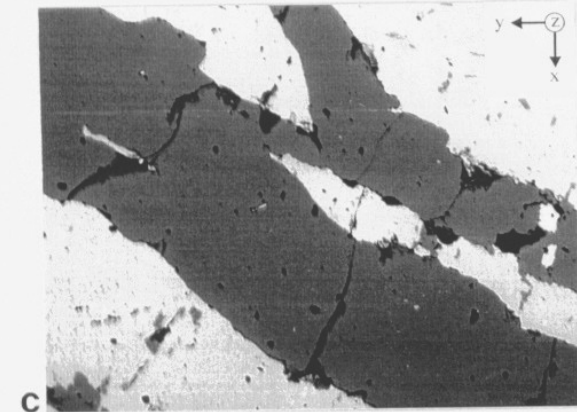
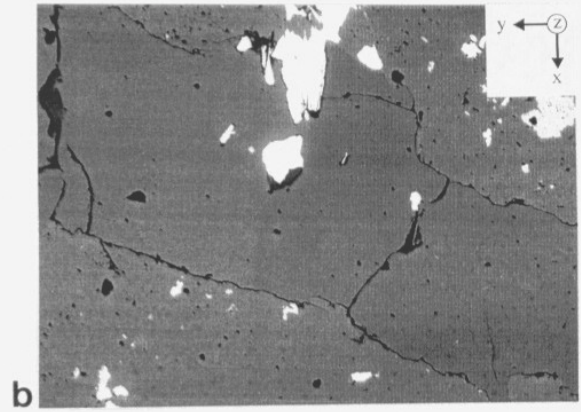
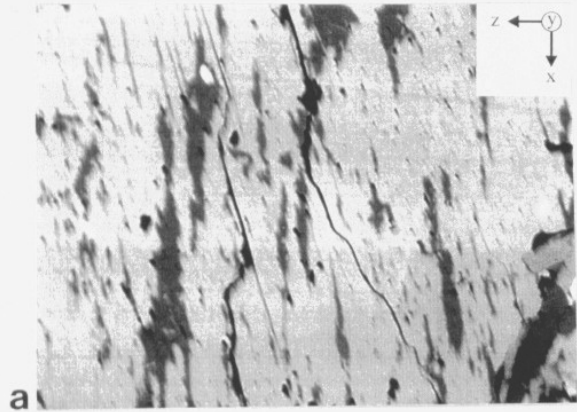


Tafel IX

Tafel X:

REM-Aufnahmen zu Petrographie, Mikrogefüge und Mikrorissgefüge der Proben HS, SZ und LS:

- a) Kalifeldspat mit Spaltflächen-parallelen Rissen, die durch unregelmäßig gebogene Abschnitte miteinander verbunden sind; Probe SZ1; LBK entspricht 240 μm .
- b) Mineralisierter Riss im Kalifeldspat. Die Quarzkorngrenzen der Rissmineralisation sind ebenso wie die Phasengrenze Feldspat/Quarz getränkt. Die Oberflächen der Risse sind stellenweise sehr rauh; Probe HS1; LBK entspricht 470 μm .
- c) Mit Quarz mineralisierter Riss im Kalifeldspat. Die Quarzkorngrenzen und die Phasenkontakte Feldspat/Quarz sind getränkt. Die Risse besitzen eine teilweise sehr rauhe Oberfläche; Probe LS; LBK entspricht 470 μm .
- d) Vergrößerter Ausschnitt des gleichen Risses wie in c gezeigt. Der unruhige Verlauf der Rissoberflächen ist deutlich zu erkennen; Probe LS; LBK entspricht 120 μm .
- e) Kalifeldspat mit Spaltflächen-parallelen Rissen, der mit Quarz mineralisierte Riss verläuft ebenfalls Spaltflächen-parallel; Probe HS1; LBK entspricht 1,2 mm.
- f) In dem Kalifeldspat ist ein mit Albit mineralisierter Riss zu erkennen. Parallel der Spaltflächen sind ebenfalls mit Albit mineralisierte Mikrorisse zu erkennen; Probe SZ1; LBK entspricht 470 μm .
- g) Erkennbar ist ein Netzwerk sehr feiner Risse im Plagioklas; Probe LS; LBK entspricht 120 μm .
- h) Die intragranularen Risse im Plagioklas sind mit den Korngrenzen-parallelen Rissen der Quarze verbunden (s. Pfeile). Gut zu erkennen ist, dass sich die intergranularen Risse in den Quarz-Polykristallen zu längeren Rissen mit Vorzugsorientierung und größerer Öffnungsweite verbinden; Probe LS; LBK entspricht 1,2 mm.

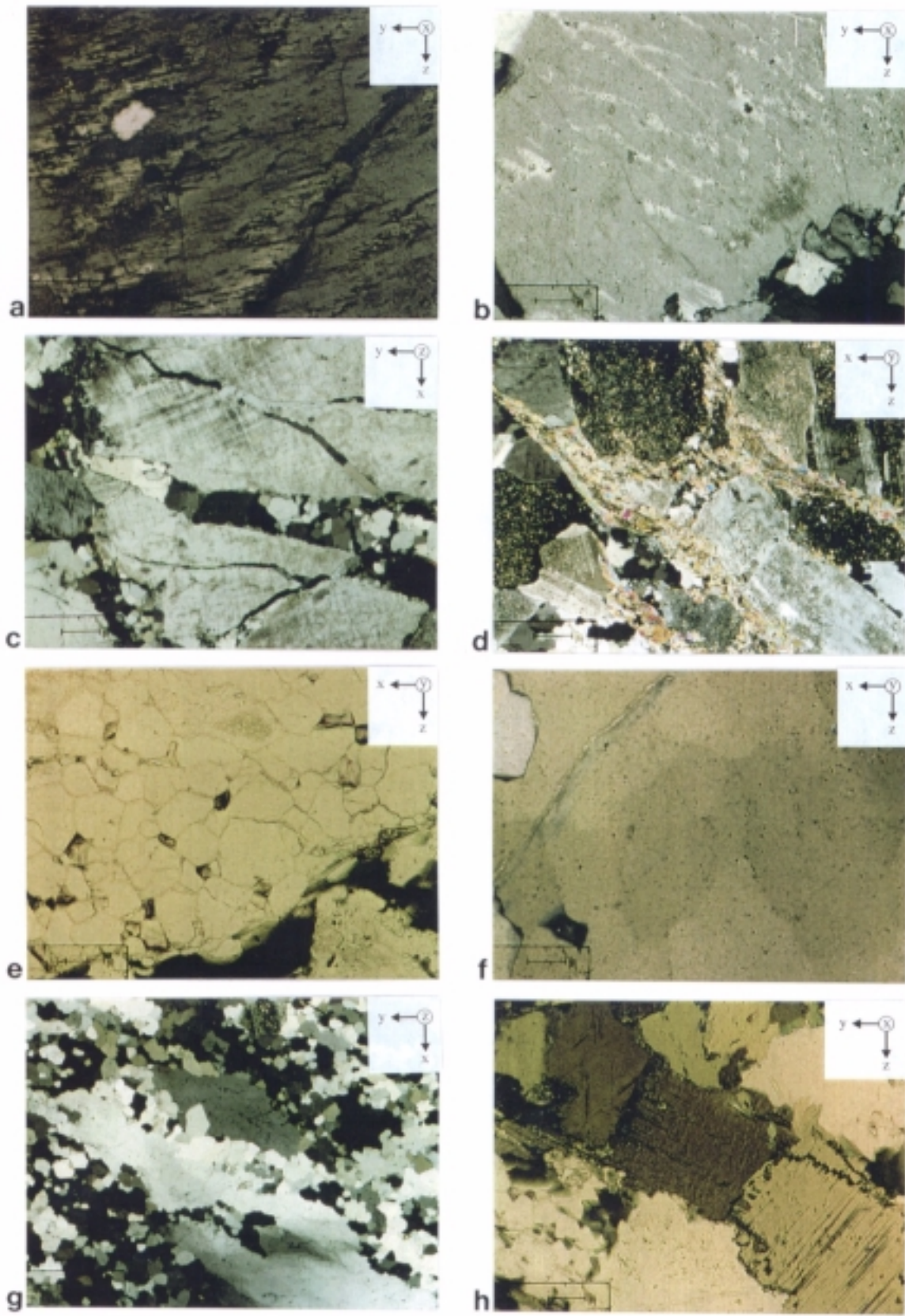


Tafel X

Tafel XI:

Durchlichtaufnahmen der Risse in der Granitprobe (gekreuzte Nikols: a - d, f, g; parallele Nikols: e, h), :

- a) Offene Spaltflächen-parallele Risse im Kalifeldspat. Die geraden Abschnitte der beiden Spaltflächen-parallelen Risscharen sind durch kurze gebogene Abschnitte miteinander verbunden; Maßstab entspricht 50µm;
- b) perthitisch entmischter Kalifeldspat mit offenen Rissen. Der im rechten Teil des Bildes zu erkennende relativ gerade offene Riss beginnt an einer Kornverzahnung. Die im linken Bildausschnitt zu erkennenden offenen Risse sind unregelmäßiger geformt. Obwohl diese Risse in dem zweidimensionalen Dünnschliffanschnitt isoliert erscheinen, können sie in der dreidimensionalen räumlichen Ausdehnung miteinander verbunden sein; Maßstab entspricht 100 µm;
- c) in dem aus mehreren Bruchstücken zusammengesetzten Kalifeldspat, der als Mikroklin ausgebildet ist, sind mehrere mit Quarz mineralisierte Risse zu erkennen. Die Risse zeigen sehr unterschiedliche Öffnungsweiten. Am oberen Bildrand ist ein offener, von einer Rissmineralisation ausgehender, relativ gerade verlaufender Riss zu erkennen; Maßstab entspricht 400 µm;
- d) die Foliation des Granits verläuft in etwa parallel zur langen Bildkante. Sie ist anhand der Hellglimmer zu erkennen, die zwischen den relativ großen Plagioklaskörnern liegen. Die Plagioklase zeigen eine deutliche Saussuritisierung, trotzdem können in dem rechts im Bild liegenden Plagioklas die annähernd senkrecht zur Foliation ausgerichteten Zwillingslamellen beobachtet werden. Innerhalb der linken Kornhälfte dieses Plagioklases ist ein leicht gebogener offener Riss zu erkennen. In der unteren Bildhälfte ist ein spröde deformierter Plagioklas abgebildet, dessen Bruchflächen mit Quarz verheilt sind; Maßstab 400 µm;
- e) equigranulare Quarzminerale, deren Korngrenzen weitgehend geöffnet sind, sodass die offenen Risse ein verzweigtes Netzwerk bilden. In der unteren rechten Bildecke ist neben den stark chloritisierten Biotiten ein saussuritisierte Plagioklas zu erkennen; Maßstab 100 µm;
- f) größeres undulös auslöschendes Quarzkorn. Die zu erkennenden Fluideinschlüsse liegen teilweise in Clustern oder als verheilte Risse vor. Viele der FE sind zweiphasig, einige erscheinen homogen. Der Inhalt der kleineren Einschlüsse kann nicht bestimmt werden. In der linken Bildhälfte ist ein von der Korngrenze ins Korninnere verlaufender offener Riss zu erkennen; Maßstab entspricht 50 µm;
- g) Foliation und Lineation sind subparallel zur langen Bildkante ausgerichtet. Am Kornrand der größeren Altkörner innerhalb der Quarzlinsen kann Subkornbildung und Rekristallisation beobachtet werden. Einige an Kornverzahnungen beginnende offene Risse können in dem größeren Altkorn beobachtet werden; Maßstab entspricht 400 µm;
- h) Zu erkennen sind unterschiedlich orientierte Biotitminerale, deren Spaltflächenscharen annähernd senkrecht zueinander ausgerichtet sind. In dem Biotit in der linken oberen Bildecke können Rutilnadeln beobachtet werden, die auf die Entmischung von Titan aus dem Biotit zurückzuführen sind. Die Nadeln liegen bevorzugt parallel der (001)-Spaltflächen; Maßstab entspricht 100 µm.

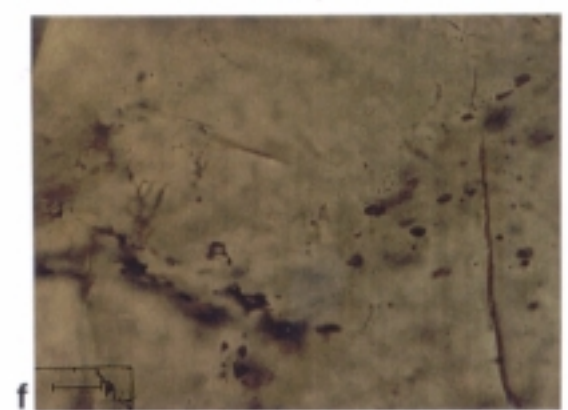
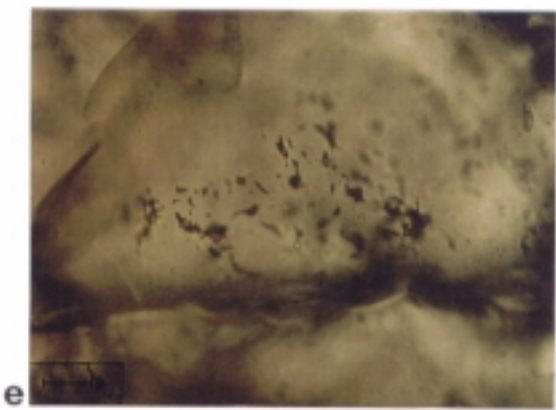
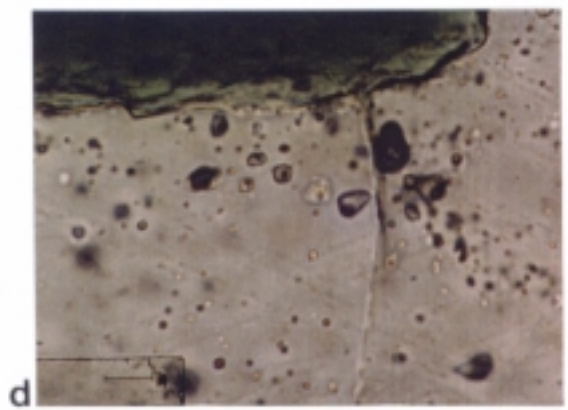
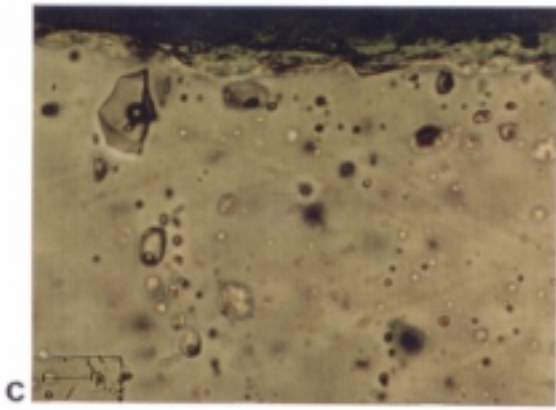
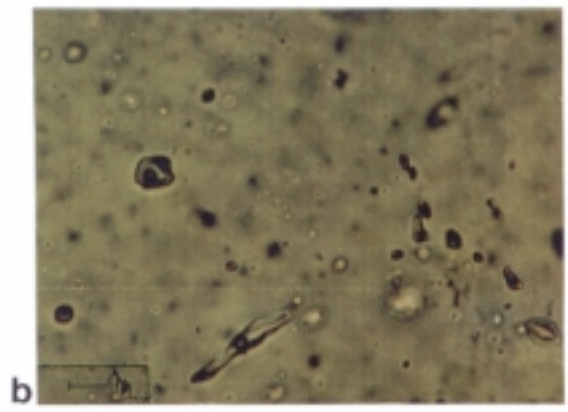
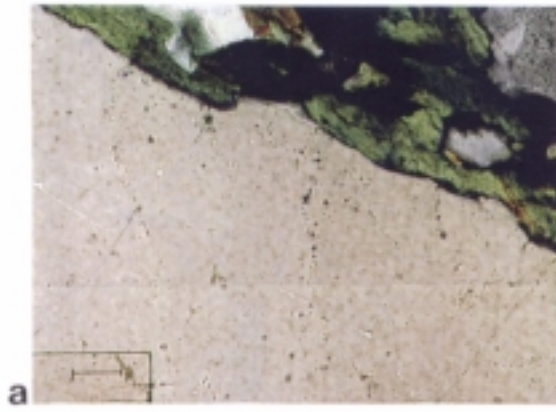


Tafel XI

Tafel XII:

Durchlichtaufnahmen der zweiphasigen Fluideinschlüsse am Beispiel der Granitprobe in der Schnittlage xy (parallele Nikols):

- a) Quarzkorn in Kontakt zu Chloritmineralen; neben den feinen offenen Rissen in der linken Bildhälfte, von denen einer vom Kornrand aus ins Korninnere läuft, sind einige verheilte Risse ebenfalls vom Kornrand ausgehend zu erkennen. Die verheilten Risse werden durch verschieden große und teilweise sehr unregelmäßig geformte, zweiphasige Fluideinschlüsse nachgezeichnet. Zusätzlich sind in Clustern angeordnete Fluideinschlüsse zu erkennen; Maßstab entspricht 50 μm ;
- b) verschieden große, sehr unterschiedlich geformte, meist zweiphasige Fluideinschlüsse. Am unteren Bildrand ist ein länglicher Fluideinschluss zu erkennen, von dem ein kleinerer Teil durch necking-down abgeschnürt wird; Maßstab entspricht 10 μm ;
- c) vergrößerter Ausschnitt aus a; die Einschlüsse zeigen sehr unterschiedliche Größen und Formen. Der große Einschluss links im Bild ist auffallend eckig ausgebildet, dies spricht für eine junge Bildung des Einschlusses; Maßstab entspricht 10 μm ;
- d) vergrößerter Ausschnitt aus a; der große Einschluss, der an dem feinen offenen Riss liegt, ist entleert; Maßstab entspricht 10 μm ;
- e) dekrepitierte Fluideinschlüsse in einem Dickschliff (etwa 300 μm Schliffdicke) nach dem Überheizen der Probe. Alle Einschlüsse sind geplatzt. Zusätzlich können feinste offene Risse beobachtet werden, die während der Aufheizung der Probe auf 500 °C entstanden sind; Maßstab entspricht 20 μm ;
- f) Fluideinschlüsse in einem Dickschliff nach dem Überheizen der Probe. Nicht alle FE sind geplatzt, einige sind lediglich entleert worden (rund erscheinende FE). Die geplatzen Einschlüsse zeigen meist sehr unregelmäßige, zackige Formen. Erkennbar sind auch in diesem Schliff die feinen offenen, durch die Aufheizung der Probe thermisch induzierten Mikrorisse; Maßstab entspricht 25 μm .



Tafel XII

Anhang II

Richtungsabhängige Permeabilität [μD]:

Druck [MPa]	SZ1 x	SZ1 z	SZ1u x	SZ1u z	SZ1u y
3	0,7654	0,1743	0,5783	0,3487	0,2813
5	0,5579	0,1089	0,4128	0,2194	0,2790
10	0,3186	0,0741	0,2409	0,1318	0,1512
15	0,2152	0,0570	0,1522	0,0948	
20	0,1656	0,0463	0,1082	0,0744	0,0613
40					0,0255

Druck [MPa]	HS1 x	HS1 z	HS2u x	HS2u z	HS2u y
3	1,2735	0,1885			3,1645
5	1,0506	0,1189	2,5241	0,8947	2,5607
10	0,6944	0,0687	1,6307	0,5999	1,5032
15	0,5003	0,0493			
20	0,3841	0,0355	0,6513	0,2247	0,5418
40			0,2454	0,0795	0,1747
80			0,1196		0,053
100					0,0361

Druck [MPa]	LS x	LS z	LSu x	LSu z	LSu y
3	1,0718	0,2786			0,7345
5	0,7998	0,213	0,5129	0,433	0,6184
10	0,4436	0,1328	0,1785	0,2929	0,3626
15	0,301	0,0842			
20	0,2046	0,0602	0,0753	0,1334	0,1378
40			0,0155	0,047	0,0485
80					0,0153

Druck [MPa]	SZ2 x	SZ2 y	SZ2 z	Granit x	Granit z
3	0,882	1,809	0,1934		
5	0,695	1,2657	0,1581	2,9357	1,426
10	0,449	0,7556	0,1109	1,9548	0,9903
15	0,276	0,5092	0,09978		
20	0,186	0,364	0,0469	0,7367	0,4039
40	0,077			0,2493	0,1124
80	0,021			0,0858	0,0322

Äquivalente Poreneintrittsradien

SZ 2

Hg-Volumen [%]	äquivalenter Poreneintrittsradius [μm]	Hg-Volumen [%]	äquivalenter Poreneintrittsradius [μm]
0,28	6,811000	91,55	0,039852
3,39	4,682586	93,24	0,035491
5,08	4,162299	94,93	0,032419
6,49	2,774866	96,62	0,029837
8,47	1,702759	98,03	0,027136
10,45	1,101785	99,16	0,024317
12,14	0,764504	99,44	0,021339
13,55	0,546871	100,00	0,019059
15,53	0,430583		
17,79	0,343676		
20,05	0,292662		
22,31	0,265679		
24,29	0,232675		
26,55	0,214061		
28,81	0,198205		
31,07	0,182735		
33,33	0,171445		
35,59	0,161468		
37,57	0,153213		
39,83	0,145478		
42,09	0,138743		
44,35	0,133550		
46,61	0,126771		
48,87	0,121428		
51,13	0,115619		
53,11	0,111490		
55,37	0,106878		
57,63	0,102914		
59,89	0,098711		
62,15	0,094122		
64,13	0,089834		
66,39	0,085429		
68,65	0,081971		
70,91	0,077558		
72,89	0,072881		
75,15	0,068609		
77,13	0,064643		
79,39	0,060763		
81,65	0,057148		
83,63	0,053630		
85,61	0,049453		
87,59	0,045908		
89,57	0,043133		

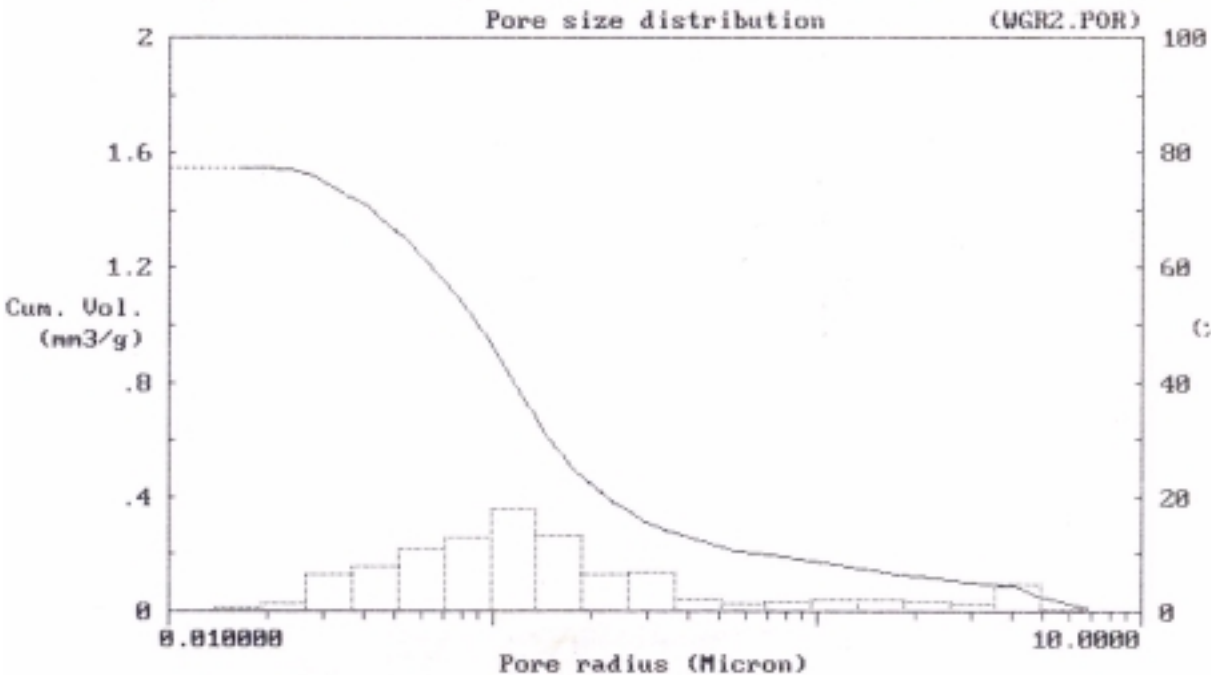
HS2

Hg-Volumen [%]	äquivalenter Poreneintrittsradius [μm]	Hg-Volumen [%]	äquivalenter Poreneintrittsradius [μm]
5,47	13,167202	74,94	0,088039
5,66	9,037561	76,50	0,083524
16,60	6,409014	78,06	0,080130
16,60	6,243448	79,62	0,076528
16,60	4,994759	80,99	0,071422
16,99	3,943231	82,55	0,067558
17,97	3,121724	83,92	0,064255
19,53	2,341293	85,48	0,059937
20,90	1,413611	86,85	0,056163
21,88	0,861165	88,41	0,052101
23,05	0,594614	89,78	0,048650
24,22	0,462478	91,15	0,045712
25,78	0,348472	92,52	0,043157
27,34	0,292662	93,89	0,040086
28,90	0,254835	95,06	0,036176
30,27	0,235602	96,23	0,033284
31,83	0,219711	97,40	0,030443
33,39	0,205264	98,57	0,028050
34,95	0,194601	99,35	0,024718
36,51	0,187303	99,55	0,021710
38,07	0,179238	99,94	0,019355
39,63	0,172630	100,00	0,016757
41,19	0,166492		
42,75	0,161817		
44,31	0,156086		
45,68	0,152279		
47,24	0,149246		
48,80	0,145761		
50,36	0,141361		
51,92	0,139001		
53,48	0,136221		
55,04	0,132136		
56,60	0,129846		
58,16	0,124869		
59,72	0,121626		
61,28	0,119492		
62,65	0,115264		
64,21	0,112495		
65,77	0,108268		
67,33	0,105375		
68,89	0,103198		
70,45	0,101108		
72,01	0,097048		
73,38	0,091368		

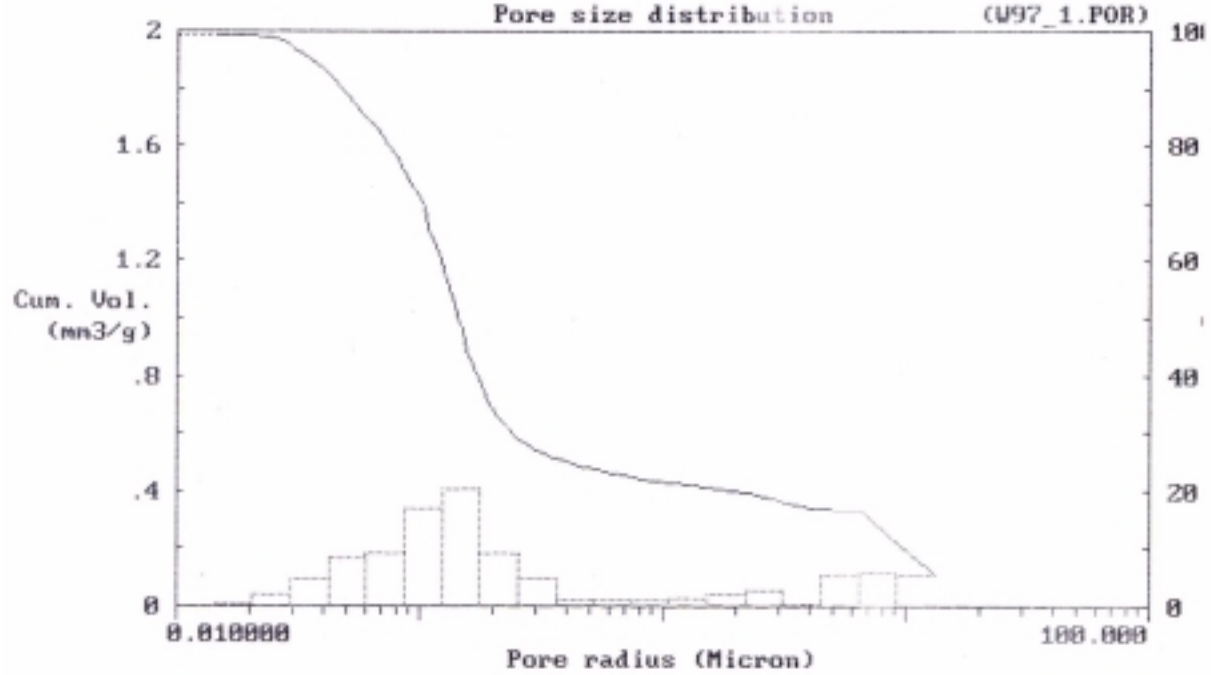
Granit

Hg-Volumen [%]	äquivalenter Poreneintrittsradius [μm]	Hg-Volumen [%]	äquivalenter Poreneintrittsradius [μm]
11,74	25,311277	68,65	0,150445
15,61	9,654817	69,75	0,146905
19,48	6,481088	70,85	0,139518
19,48	6,243448	71,95	0,136221
19,48	0,629591	73,05	0,130753
19,48	0,513160	74,15	0,125287
19,48	0,451334	75,25	0,120646
20,45	0,420907	76,22	0,115264
21,55	0,392259	77,32	0,110830
22,65	0,374607	78,42	0,105672
23,75	0,363696	79,52	0,101795
24,85	0,346858	80,62	0,096923
27,06	0,334470	81,59	0,091034
28,16	0,325745	82,69	0,086514
30,37	0,310877	83,79	0,082061
32,58	0,307055	84,89	0,078288
33,68	0,305802	85,86	0,073237
34,78	0,297307	86,96	0,069889
35,88	0,290393	88,06	0,065952
39,19	0,285959	89,03	0,061664
40,29	0,279557	90,13	0,058395
41,39	0,272441	91,10	0,054370
43,60	0,269501	92,20	0,050691
44,70	0,259244	93,03	0,046797
46,91	0,257462	94,00	0,043660
48,01	0,250573	94,97	0,039894
49,11	0,245644	95,80	0,035830
50,21	0,240133	96,63	0,032846
51,18	0,237093	97,46	0,029837
52,28	0,229820	98,15	0,027434
53,38	0,226349	98,84	0,025218
54,48	0,220357	99,25	0,022560
55,58	0,215291	99,66	0,020409
56,68	0,211046	99,80	0,018006
57,78	0,203039		
58,88	0,201402		
59,98	0,195108		
61,08	0,188719		
62,18	0,184082		
63,28	0,178384		
64,38	0,173029		
65,48	0,167235		
66,58	0,162167		

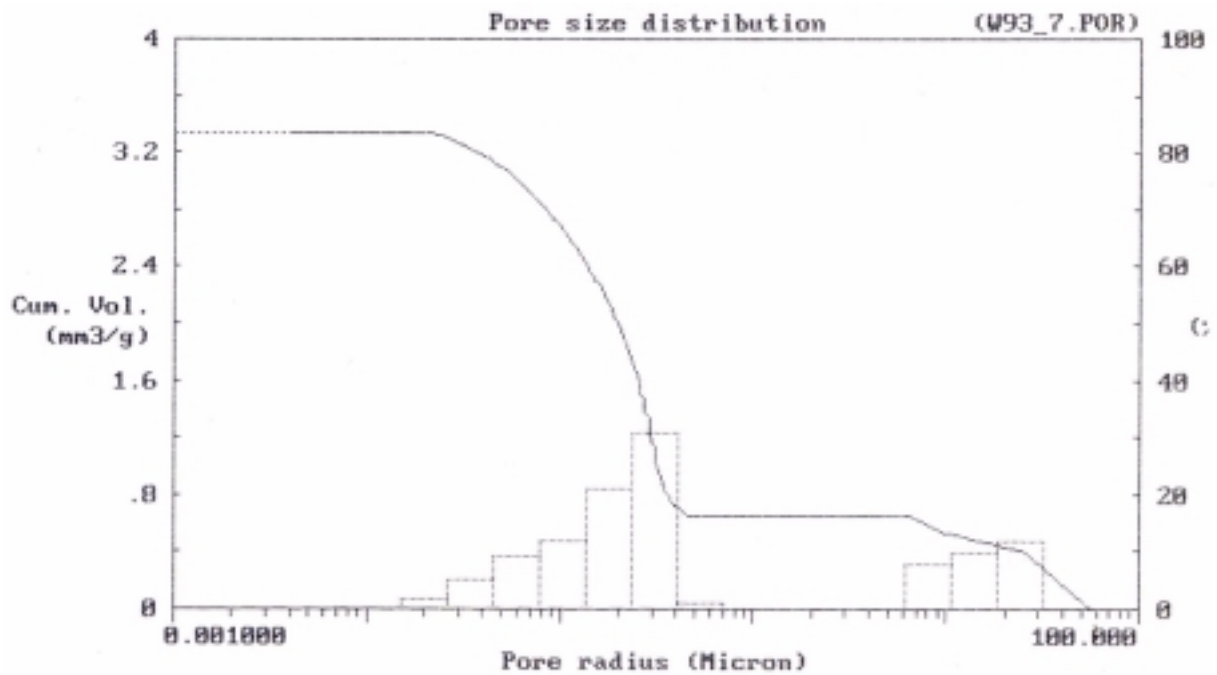
Bestimmung der äquivalenten Poreneintrittsradien der Probe SZ2 (Messprotokoll)



Bestimmung der äquivalenten Poreneintrittsradien der Probe HS2 (Messprotokoll)



Bestimmung der äquivalenten Poreneintrittsradien der Granitprobe (Messprotokoll)



Porosität [%]

HS1	0,591
HS1u	1,024
SZ1	0,583
SZ1u	1,024
LS	0,553
LSu	1,170
Granit	0,980

Innere Oberfläche [m²/g]

HS2	0,0423
HS1	0,0114
HS1u	0,0156
SZ1	0,0113
SZ1u	0,0323
LS	0,0068
LSu	0,0397
Granit	0,0205

Lebenslauf

Am 28.04.1967 wurde ich in Stade, Niedersachsen, geboren. Vom August 1973 bis zum Juni 1977 besuchte ich die Grundschule in Stade. Im Juli 1977 wechselte ich auf die Realschule Hohenwedel, Stade, die ich am 09.06.1983 mit dem erweiterten Sekundarabschluss I abgeschlossen habe. Vom August 1983 bis Juni 1986 besuchte ich das Gymnasium Athenaeum Stade. Am 02.06.1986 habe ich das Gymnasium mit Erreichen der Allgemeinen Hochschulreife abgeschlossen.

Im Wintersemester 1988/89 begann ich mit dem Studium der Geologie/Paläontologie (Diplom) an der Georg-August-Universität Göttingen, an der ich am 25.10.1990 die Diplomvorprüfung absolvierte. Am 28.02.1996 habe ich das Studium der Geologie/Paläontologie erfolgreich abgeschlossen. Im Mai 1996 begann ich mit der Promotion am Institut für Geologie und Dynamik der Lithosphäre (IGDL) der Universität Göttingen. Die Promotion wurde von Oktober 1996 bis September 1998 im Rahmen eines Graduiertenstipendiums (GradFöG) gefördert. Von Mai bis September 1996 sowie von Oktober 1998 bis Mai 1999 war ich als wissenschaftliche Hilfskraft am IGDL tätig.