

# **Untersuchungen zum Gastransport im ungesättigten, geklüftet-porösen Festgestein**

Zur Erlangung des akademischen Grades eines  
Doktors der Naturwissenschaften  
an der Fakultät für Bio- und Geowissenschaften  
der  
Universität Karlsruhe  
vorgelegte

DISSERTATION

von

**Dipl.-Geol. Christian Thüringer**  
aus Berlin

Karlsruhe 2002

Tag der mündlichen Prüfung:	06.02.2002
Referent:	Prof. Dr. H. Hötzl
Korreferent:	Prof. Dr. S. Wohnlich



## KURZFASSUNG

Die dringende Notwendigkeit zur effizienten Sanierung von Kontaminationen im Bereich von Festgesteinsaquiferen erfordert ein verbessertes Verständnis der maßgeblichen Strömungs- und Transportprozesse in geklüfteten Gesteinen sowie der Wechselwirkungen ihrer Fluide mit der porösen Gesteinsmatrix und dem sie durchquerenden Kluffnetzwerk. Die weite Verbreitung von Festgesteinen in Europa und die häufigen Konflikte durch die Nutzung als nachhaltige Grundwasserressource, als Rohstoffquelle, Deponieraum und Verkehrsweg, sowie zunehmend auch als Energiespeicher und Wärmequelle unterstreichen ihre Bedeutung. Um die genannten Prozesse unter kontrollierbaren, möglichst Natur nahen Randbedingungen zu erfassen und dazu beizutragen, die notwendigen Mess- und Modelltechniken zu entwickeln, entstand in einem Sandsteinbruch das Festgestein-Testfeld Pliezhausen.

Diese Arbeit gibt zunächst einen Überblick über die wichtigsten Strömungs- und Transportprozesse in Festgesteinen unter Berücksichtigung der Besonderheiten kompressibler und turbulenter Strömung. Sie behandelt dann die zur Standortausweisung des in-situ Testfelds erhobenen tektonischen und faziellen Rahmenbedingungen sowie die zur Installation notwendigen Erkundungs- und Baumaßnahmen. Unter Bezug auf die geschilderten Methoden werden die Ergebnisse aus den Felduntersuchungen und den Laborversuchen erläutert.

Die durchgeführten Untersuchungen ermöglichen eine Charakterisierung der Transporteigenschaften eines porös-geklüfteten Festgesteins im ungesättigten Zustand, wenn folgende Techniken in Kombination angewandt werden: → statistische Bestimmung der Kluffparameter → Elektro-Magnetische-Resonanz-Messungen in unterschiedlichen Raumlagen → Multidirektionale und multitemporale Gastracertests mit Helium und SF<sub>6</sub> über ausgewählte Bohrlochzonen → Porenraum- und Kluffüllungs-Analysen an Bohrkernen.

Winter-Gastracertests bieten die einzigartige Chance der Ermittlung von Transportparametern bei extrem reduzierten Retardationspotentialen (Diffusion, Gaslösung). Zur genaueren Bestimmung verlässlicher Transportparameter aus Gastracertests mittels analytischer Modelle wird die präzise Massenkontrolle des eingegebenen Tracers mit zeitlichem Monitoring der Eingabekonzentration sowie der Druck- und Temperaturkonditionen empfohlen. Dies ermöglicht den Einsatz analytischer Modelle, die auch eine zeitlich verzögerte Tracerabgabe im Bohrloch berücksichtigen.



## ABSTRACT

The urgent need for efficient remediation of subsurface contaminations in hard rock terrain requires a better understanding of the dominant flow and transport processes in fractured rock and of the interactions of their fluids with the porous rock matrix and the intersecting fracture network. The abundance of solid rock terrain throughout Europe combined with the general conflict of usage (as sustainable groundwater resource, as source for raw material, disposal sites and for travel routes and - more and more - also as energy storage and heat source) underline their importance. In order to evaluate the above-mentioned processes under controlled, nearly natural conditions and to contribute to the development and optimization of necessary measurement and modeling techniques, the hard rock test site Pliezhausen was established in a sandstone quarry.

This dissertation first reviews the most important flow and transport processes in fractured rock, giving special consideration to compressible and turbulent flow. It then summarizes the investigated tectonic and sequence stratigraphic conditions used to delineate the optimal location of the in situ test site. Investigations and construction measures necessary to establish the test site are also handled. Referring to the investigation techniques covered the results of the field investigations and laboratory tests are presented and interpreted.

The field and laboratory testing conducted enable a general characterization of the transport properties of a porous fractured rock at unsaturated conditions, if the following techniques are applied in combination: → statistical evaluation of fracture parameters → multidirectional EMR survey → multidirectional and multitemporal gas tracer tests using Helium and SF<sub>6</sub> introduced in distinct bore hole zones → pore space analysis and fracture fill analysis on drilling cores.

Gas tracer testing conducted during the winter time at the frozen test site provide the unique opportunity to evaluate transport parameters at extremely reduced retardation potential (diffusion, gas solution in contact water) For a more specific evaluation of reliable transport parameters applying analytical models to gas tracer testing data, the mass control of the injected tracer gas and the monitoring of the input concentration as well as the temperature and pressure conditions over time are recommended. This will enable the use of analytical models which also account for a delayed tracer release from the borehole.



## VORWORT

Die vorliegende Dissertation entstand am Lehrstuhl für Angewandte Geologie der Universität Karlsruhe (AGK) im Rahmen des von der Deutschen Forschungsgemeinschaft geförderten Verbundprojektes *Festgesteins-Aquiferanalog: Experimente und Modellierung*. Der Deutschen Forschungsgemeinschaft und ihren Koordinatoren, Herrn Dr. U. de Haar und Frau Dr. Michels sei an dieser Stelle für die finanzielle Unterstützung herzlich gedankt.

Mein besonderer Dank gilt meinem Doktorvater, Herrn Prof. Dr. H. Hötzl für die wissenschaftliche Begleitung, seine stete Diskussionsbereitschaft sowie das mir gewährte Vertrauen in der Bearbeitung des gestellten Themas.

Herrn Prof. Dr. S. Wohnlich, Institut für Allgemeine und Angewandte Geologie, Arbeitsgruppe Hydro- und Umweltgeologie der LMU München danke ich für die Übernahme des Korreferats sowie für wertvolle Hinweise und das stete Interesse am Fortgang dieser Arbeit.

Herrn Dr. Leiber danke ich für die Überlassung eines Auszugs der Rohstoffdatenbank des Landesamtes für Geologie, Bergbau und Rohstoffe in Freiburg.

Mein ganz besonderer Dank gilt Herrn Rolf Fauser und seiner Gattin sowie der Belegschaft des Steinbruchbetriebs in Rübgarten, vor allem Herrn H. Schmidt, sowohl für die stets humorvoll-menschliche als auch die technisch-logistische Unterstützung während all der Jahre.

Herrn Lauster und Herrn Podesser, Fa. Lauster Steinbau GmbH danke ich für die sehr kooperative technische Unterstützung im Zuge der Ausweisung und Freilegung des Feldversuchsblocks.

Der Leitung und der gesamten Mannschaft des Instituts für Bodenmechanik und Felsmechanik danke ich für die Überlassung des *Minuteman*-Kleinbohrgerätes, des Unimogs mit Großbohrgerät vom Typ *Craelius*, sowie zahlreiche technischen Hilfestellungen und wertvollen Tipps, die meine Arbeit besonders in der Anfangsphase des Projekts sehr erleichterten! Mein besonderer Dank gilt Herrn Dipl.-Ing. E. Böisinger, Herrn G. Führich, Herrn Dr.-Ing. M. Luber, Herrn Dipl.-Ing. Th. Mutschler, Herrn Martin Reichert, Herrn Dipl.-Ing. H. Reit, Herrn Robert Schmitt †, Herrn Dr.-Ing. H. Vogel und ganz besonders den Herren D. Kuketz, P. Ruf und D. Siegwart aus der Versuchshalle.

Dem Leiter des Geophysikalischen Instituts, Herrn Prof. Dr. H. Wilhelm, und ganz besonders Dr. Volker Mayer und Dipl.-Geophys.

Nico Marquardt in der Arbeitsgruppe Bodenradar, danke ich für die hervorragende Teamarbeit bei der gemeinsamen Durchführung der EMR-Messungen, die auch bei der Fortsetzung der Arbeiten mit Herrn Dipl.-Geophys. Martin Flinspach, Fa. GUS fortbestand.

Ich danke dem Leiter des Instituts für Photogrammetrie und Fernerkundung, Herrn Prof. Dr.-Ing. H. - P. Bähr, und seinem Team, das in beispielhafter Zusammenarbeit die präzisen fotografischen Aufnahmen der Kluftspuren am Testfeld bewerkstelligte, namentlich Frau Dipl.-Ing. Heike Heckmann, Herr Ekkehard Heinrichs, Herr Dipl.-Ing. Michael Nutto und Herr Dipl.-Ing. Konrad Ringle.

Wertvolle Unterstützung verschiedenster Art erfuhr ich über die Jahre auch von zahlreichen Kollegen der Universität Tübingen. Hierfür danke ich am Lehrstuhl für Angewandte Geologie stellvertretend Herrn Prof. Dr. G. Teutsch und Prof. Dr. M. Sauter (heute Universität Jena) sowie Dr. S. Baraka-Lokmane, Dr. R. Jaritz, Herrn W. Kürner, Dr. P. Dietrich, Dipl.-Geol. C. Leven, Dr. R. Liedl und Dr. C. I. McDermoth. In der Arbeitsgruppe Sedimentologie am Lehrstuhl für Allgemeine Geologie bedanke ich mich sehr bei Herrn Prof. T. Aigner, Dipl.-Geol. K. Bengelsdorf, Dr. J. Hornung und Dr. U. Aspiron für fruchtbare Diskussionen und gemeinsame Aktivitäten im Steinbruch.

Meinen Teamkollegen, Dipl.-Hydrol. Roland Bäumle, Dipl.-Geogr. Dr. Kai Witthüser und Michel D. Lambert bin ich für die gute Zusammenarbeit bei der Einrichtung des Testfeldes sehr dankbar. Kai verdanke ich auch die präzise Planung der Klufferhebungen und die statistische Bestimmung der Kluftparameter. Roland danke ich außerdem für die Überlassung des Programmcodes zur analytischen Modellierung sowie seine Toleranz gegenüber meinem Temperament bei gelegentlichen Hardwareproblemen. Michel bin ich ausgesprochen dankbar für seine Eigeninitiative bei der Durchführung von Tracertests und die mich entlastende Übernahme von dringenden Projektaufgaben während der Zusammenschrift der Dissertation.

Besonders dankbar bin ich Herrn PD Dr. Thomas Himmelsbach für seine Initialideen zum Forschungsprojekt, seine Hilfestellung bei der Ausarbeitung des Projektantrags sowie für wichtige Anregungen und Tipps bei der späteren Umsetzung. Für wertvolle Hinweise in der Anlaufphase des Projektes möchte ich mich auch bei Herrn Dr. G. Merkle, Dr.-habil. Rainer Haus, Dr. Manfred Nahold und Dr. Rüdiger Zischak sehr bedanken.



Für sein offenes Ohr und sein Vermögen, auch einmal Zweifel wegzuräumen und dem Zweifler Mut einzuträufeln, wenn nicht alles geradlinig läuft, möchte ich Herrn Dr. M. Böttger sehr danken.

Herrn Dipl.-Geol. Claus Heske danke ich für seine Geduld und Flexibilität bei dem Unterfangen, einen Teil seiner ausgeprägten Fertigkeiten im Bereich Textlayout auf mich zu transferieren.

Dr. Matthias Eiswirth möchte ich für diverse, stets sehr pragmatisch gewährte, fachliche und ideelle Hilfestellungen danken.

Frau Dipl.-Chem. Karolin Weber danke ich für fruchtbare Gedankenaustausche über das physikalisch-chemische Verhalten von Fluiden; Dipl.-Geol. Petra Burkhardt und Dipl.-Geol. Roman Zorn für die Durchführung und Aufbereitung der Tonmineralanalysen; Dr. Karl-Ernst Roehl für wertvolle Anregungen zur Interpretation der tonmineralogischen Analyseergebnisse; Dipl.-Geol. Hendrik Krauss für die Durchführung der Quecksilberporosimetrischen Bestimmungen; Dipl.-Geol. Hagen Steger für seine stete Hilfsbereitschaft und die Überlassung von Abbildungen aus seiner Diplomarbeit.

Mein besonderer Dank gilt Dipl.-Geol. Thomas Müller, Dipl.-Geol. Dietmar Schubart und Dipl.-Geol. Jochen Richter für ihren Anteil am erfolgreichen Projektverlauf durch die selbständige Bearbeitung von Fragestellungen im Rahmen ihrer Diplomarbeiten.

Ausgesprochen großer Dank gebührt den wissenschaftlichen Hilfskräften, die über die Jahre in wechselnder Besetzung ihre aufopfernde Tatkraft bei der Einrichtung des Testfeldes sowie den dazu notwendigen Vorarbeiten eingesetzt haben. Namentlich sind dies die - inzwischen diplomierten - Geolog(inn)en Markus Becker, Phillip Blum, Tina Fauser, Beate Friederich, Axel Kaselow, Hendrik Kraus, Markus Klute, Dirk Liß, Jochen Richter, Matthias Rieber und Nicole Umlauf.

Ferner danke ich folgenden Personen, Firmen und Institutionen:

- Dr.-Ing. Carsten Schmidt, Institut für Bioverfahrenstechnik für die unbürokratische Überlassung der Mass Flow Controller;
- Herrn Happel und Herrn Schuchmann Fa. COMDRILL, für ihre Beratung in Sachen Kernrohr-Sonderanfertigungen;
- Dr.-Ing. W. Raatschen, Fa. TracerTech für telefonische Beratung zur korrekten Bedienung des Gaschromatographen;
- Dr. Markus Stacheder, Fa. IMKO Ettlingen für die gute Zusammenarbeit bei der Entwicklung der TDR-Bohrloch-Packersonde;
- Herrn Modrow und Herrn Knecht, Fa HILTI NL Reutlingen für ihre logistische Hilfe bei Problemen mit der Tauchsägeeinheit;

- Herrn König, Fa. KORFMANN für die tatkräftige Hilfe beim Ersteinsatz der Hydrodruckkissen zum Lösen der Sandsteinblöcke.

Ganz besonders danke ich meiner Familie für ihre Geduld und ihr Verständnis, das sogar gelegentliche Sonntagsausflüge zum Testfeld einschloss. Kais stetes Interesse an Kaulquappen und anderen kleinen Naturwundern des Steinbruchs hat dies angenehm erleichtert.

Mein herzlicher Dank gilt schließlich auch allen namentlich nicht genannten Kolleginnen und Kollegen am Lehrstuhl für Angewandte Geologie für manche nicht explizit benannte Hilfestellung und das angenehme Arbeitsklima, das so manch genussvolle Kaffeestunde, fröhlichen Grillabend und gemeinsame Wanderung einschließt.



***Meinem naturliebenden, wissenden Vater  
in steter Verbundenheit gewidmet***

# INHALTSVERZEICHNIS

Kurzfassung .....	V
Abstract .....	VII
Vorwort .....	IX
Inhaltsverzeichnis .....	XIII
Abbildungsverzeichnis .....	XVII
Tabellenverzeichnis .....	XXI
Symbole und Abkürzungen .....	XXIII
1. Einleitung und Problemstellung .....	1
1.1 Einleitung .....	1
1.2 Das Aquifer-Analog-Konzept .....	2
1.3 Zielsetzung .....	3
2. Grundlagen des Gastransports .....	5
2.1 Strömung von Fluiden .....	5
2.1.1 Kompressibilität .....	5
2.1.2 Turbulenz .....	8
2.1.3 Gleitströmung .....	12
2.1.4 Hydraulische Eigenschaften von Festgesteinen .....	13
2.1.5 Strömung in geklüftet-porösen Festgesteinen .....	15
2.2 Transportmechanismen .....	18
2.2.1 Advektion .....	19
2.2.2 Konvektion .....	19
2.2.3 Dispersion .....	19
2.2.4 Diffusion .....	23
2.2.5 Retardationsmechanismen .....	27
2.2.6 Mehrphasen-Transport .....	29
2.2.7 Stofftransport in geklüftet-porösen Festgesteinen .....	30
2.3 Analytische Verfahren und Modelllösungen .....	34

3	Baumassnahme "Testfeld Pliezhausen" .....	37
3.1	Projektplanung: Die Geologie.....	38
3.1.1	Geologischer Rahmen .....	38
3.1.2	Regionales Spannungsfeld und Schichtlagerung .....	41
3.1.3	Faziesgeologie und Gesteinsausbildung .....	42
3.2	Ausführungsplanung: Die Standortsuche.....	45
3.2.1	Steinbruch-Recherche in Baden-Württemberg .....	47
3.2.2	Ausweisen des Testfelds .....	49
3.2.3	Strukturgeologie des Oberen Stubensandsteins .....	51
3.3	Bauausführung: Das Erstellen des Testfelds .....	53
3.3.1	Anlegen des Rohblocks .....	53
3.3.2	Zuschnitt des Feldversuchsblocks .....	53
3.3.3	Vermessen des Feldversuchsblocks .....	56
3.3.4	Kapseln des Feldversuchsblocks.....	56
3.4	Installationen: Ausbau und Instrumentierung.....	59
4	Methoden.....	63
4.1	Überblick.....	63
4.2	Ermittlung von Kluftparametern .....	65
4.2.1	Grundlagen und Logistik .....	65
4.2.2	Statistische Trennflächen-Analyse.....	67
4.2.3	3D-Darstellung der Kluftspuren am Testfeld.....	68
4.3	EMR-Messungen (Bodenradar) .....	69
4.4	Gastracertests .....	71
4.4.1	Einleitung.....	71
4.4.2	Methodik.....	72
4.4.3	Injektionstechnik.....	72
4.4.4	Meßtechnik .....	74
4.4.5	Analytische Modellierung .....	75
4.5	Porenraum-Analyse.....	79
4.6	Tonmineral-Analyse.....	81

5	Ergebnisse und Diskussion.....	83
5.1	Überblick .....	83
5.2	Kluftkörper-Charakteristik des Stubensandsteins.....	83
5.2.1	Orientierung der Trennflächencluster .....	84
5.2.2	Kluftlängen-Verteilung.....	85
5.2.3	Kluftabstands-Verteilung.....	86
5.2.4	Räumliche Darstellung der Kluftspuren .....	87
5.3	EMR-Reflektoren.....	89
5.4	Analyse und Interpretation der Gastracertests .....	91
5.4.1	Einleitung .....	91
5.4.2	Fließfeld-Einstellungen .....	92
5.4.3	Transportanteile .....	93
5.4.4	Transportparameter .....	95
5.4.5	Tracer spezifische Einflüsse .....	97
5.4.6	Temperatur-Einflüsse.....	100
5.5	Tonmineralogische Zusammensetzung.....	105
5.5.1	Kluftfüllung .....	105
5.5.2	Deckschicht.....	108
5.5.3	Basisschicht .....	109
5.5.4	Zusammenfassung .....	110
6	Zusammenfassung und Ausblick .....	113
7	Literatur .....	117
	Anhang	



## ABBILDUNGSVERZEICHNIS

Abb. 2-1: Vergleich zwischen inkompressibler und kompressibler Rohrströmung (aus BOHL 1984).....	6
Abb. 2-2: Bereiche unterschiedlicher Klufttrauhigkeit und Strömungszustände (verändert nach LOUIS 1967).....	9
Abb. 2-3: Strömungsregime in Klüften mit glatten und rauhen Oberflächen (verändert nach LOUIS 1967)....	11
Abb. 2-4: Geschwindigkeitsprofile bei der Gleitströmung und bei der viskosen Strömung.....	12
Abb. 2-5: Dispersion durch unterschiedliche Strömungsgeschwindigkeitsverteilung über den Querschnitt eines Fließkanals (aus LEGE et al. 1996) .....	21
Abb. 2-6: Longitudinale und transversale Dispersion durch unterschiedliche Pfadlänge in verzweigten Poren- oder Kluftkanälen (aus LEGE et al. 1996) .....	21
Abb. 2-7: Longitudinale Dispersion durch unterschiedlich große Strömungsquerschnitte in Poren oder Klüften (aus LEGE et al. 1996).....	22
Abb. 2-8: Transportprozesse in einem Kluft-Matrix-System (verändert nach MAIER et al. 1995).....	30
Abb. 2-9: Matrixdiffusion und Intrapartikeldiffusion im Kluft-Matrix-Übergangsbereich (KOLDITZ 1997.....	33
Abb. 3-1: Lage des Testfeld-Steinbruchs in Baden-Württemberg. ....	37
Abb. 3-2: Lage des Naturparks Schönbuch im Süddeutschen Schichtstufenland (EINSELE & AGSTER, 1986).....	38
Abb. 3-3: Geologische Schichtenfolge im Bereich des Schönbuchs (EINSELE & AGSTER 1986) .....	39
Abb. 3-4: Stratigraphie des Keupers in Süddeutschland (nach GWINNER 1980; BRENNER & VILLINGER 1981).....	40

Abb. 3-5: Geologisches N-S-Profil durch den Testfeld- Steinbruch (aus BENGELSDORF 1997, leicht verändert) .....	43
Abb. 3-6: 3D-Fazies-Modell Oberer Stubensandstein, Bereich Steinbruch Fauser (BENGELSDORF 1997). ...	44
Abb. 3-7: Steinbruchareal mit Bohransatzpunkten, Lage des geologischen Profils und des Festgestein-Testfelds. 50	
Abb. 3-8: Hydraulisch getriebenes Bohrgerät und Tauchsäge (verändert nach HILTI Bedienungsanleitung) .....	54
Abb. 3-9: Kluftspuren und Bohrlochspuren auf den Wänden des Festgestein-Testfelds (Feldversuchsblock).....	56
Abb. 3-10: Mit Trasszement verschlossene Kluftausbisse an der SE-Wand des Feldversuchsblocks .....	57
Abb. 3-11: Mit Trasszement verschlossene Kluftausbisse am Feldversuchsblock (Südost-Ansicht). .....	58
Abb. 3-12: Vollständig eingearzte Seitenwände des Feld- versuchsblocks (Südost-Ansicht). .....	58
Abb. 3-13: Feldversuchsblocks mit geplanten und existieren- den Bohrungen (3D-Ansicht von Südost). .....	60
Abb. 3-14: Der gekapselte Feldversuchsblocks (FVB) mit Messzelt – Gesamtansicht von Südwest. ....	61
Abb. 4-1: Stereophotogrammetrische Aufnahme der Kluft- signaturen auf der Feldversuchsblock-Oberfläche....	66
Abb. 4-2: Markierte Kluftlagen nach Abgleich der sichtbaren Kluftspuren mit dem EMR-Radargramm.....	70
Abb. 4-3: Versuchsaufbau Gastracer-Eingabe am Testfeld .....	73
Abb. 4-4: Versuchsaufbau Gastracer-Detektion am Testfeld....	75
Abb. 4-5: Quecksilbertropfen im Kontakt mit einer zylindrischen Porenöffnung (aus: KRAUSS, 2000). ...	80



Abb. 5-1: Belegungsdichtediagramm der Trennflächenmessungen im Bereich des FVB Pliezhausen.....	84
Abb. 5-2: Trennflächen-Spurlängen-Verteilungen $F(l)$ der Scanline-Messungen, FVB Pliezhausen (BÄUMLE, HÖTZL, THÜRINGER & WITTHÜSER 1998a).....	85
Abb. 5-3: Trennflächen-Abstandsverteilungen $F(x)$ der Scanline-Messungen, FVB (BÄUMLE, HÖTZL, THÜRINGER & WITTHÜSER 1998a).....	86
Abb. 5-4: Semivariogramme $\gamma(h)$ der Kluftdichte verschiedener Scanlines (BÄUMLE, HÖTZL, THÜRINGER & WITTHÜSER 1998a).....	87
Abb. 5-5: Kluftspuren im Foto und im Digitalplot (Ostwand) .	87
Abb. 5-6: Räumliche Darstellung der Kluftspuren (SE-Sicht) .	88
Abb. 5-7: Zeitscheibe für den Tiefenbereich 0,95 bis 1,0 m, berechnet aus unmigrierten Radargrammen mit 900 Mhz Antenne.....	90
Abb. 5-8: Analyse des Tailing-Verhaltens bei He (Test B31 → B1).....	94
Abb. 5-9: Analyse des Tailing-Verhaltens bei SF <sub>6</sub> (Test B31 → B1).....	94
Abb. 5-10: Kurvenanpassung und Fit-Parameter: Test B31 → B1 (He).....	95
Abb. 5-11: Kurvenanpassung und Fit-Parameter: Test B31 → B1 (SF <sub>6</sub> ) .....	96
Abb. 5-12: Tracerdurchgang ( $C/C_{max}$ ) und Wiedererhalt (RR) für die Teststrecke B31 → B1 (He & SF <sub>6</sub> ) .....	100
Abb. 5-13: He-Tracerdurchbruchskurven mit relativem Rück-erhalt für B 31 → B 1 im Winter (links) und im Sommer (rechts).....	101
Abb. 5-14: SF <sub>6</sub> -Tracerdurchbruch mit rel. Rückerhalt.....	103
Abb. 5-15: SF <sub>6</sub> -Tracerdurchbruch (gespreizte Zeitachse).....	103

Abb. 5-16: Normierte Tracerdurchbruchskurven für Helium-Tracertests im Winter (links) und Sommer (rechts) für B 31 → B 1 .....	104
Abb. 5-17: Röntgen-Diffraktogramm der Kluffüllung aus der Wand .....	106
Abb. 5-18: Röntgen-Diffraktogramm der Kluffüllung aus SB 46 .....	107
Abb. 5-19: Röntgen-Diffraktogramm der Deckschicht, Probe A (rot) .....	108
Abb. 5-20: Röntgen-Diffraktogramm der Deckschicht, Probe B (grau) .....	109
Abb. 5-21: Röntgen-Diffraktogramm der Basis-Schicht.....	110

## TABELLENVERZEICHNIS

Tab. 2-1: Hydraulische Widerstands- und Durchlässigkeitsbeiwerte für laminare und turbulente Strömung in Klüften mit glatten und rauen Oberflächen (aus KOLDITZ 1997).....	11
Tab. 2-2: Porosität, effektiver Hohlraumanteil, Durchlässigkeitsbeiwert ausgewählter Festgesteine (nach DOMENICO & SCHWARTZ 1990, MATTHES & UBELL 1983) .....	14
Tab. 2-3: Hydrodynamische Dispersion in verschiedenen Skalenbereichen (aus KOLDITZ 1997, gekürzt).....	20
Tab. 2-4: Binäre Diffusionskoeffizienten $D_{1-2}$ einiger Gase in Wasser und in überschüssiger Luft.....	24
Tab. 2-5: Einige physikalisch-chemische Eigenschaften von Helium, Schwefelhexafluorid, Kohlendioxid, Luft und Wasser.....	28
Tab. 2-6: Modellvereinfachungen für analytische Transportmodelle (verändert nach LEGE et al. 1996).....	36
Tab. 3-1: Eigenschaften einiger Sandsteine Baden-Württembergs.....	46
Tab. 5-1: Statistische Parameter der Trennflächenmessungen im Bereich des FVB Pliezhausen.....	84
Tab. 5-2: Geschwindigkeiten elektromagnetischer Wellen $V_{em}$ am Testfeld Pliezhausen .....	89
Tab. 5-3: Gegenüberstellung der Testdaten für die Strecke B 31→B 1 .....	102
Tab. 5-4: Testergebnisse für die Strecke B 31→B 1 (Helium & SF <sub>6</sub> ) .....	104
Tab. 5-5: Ergebnisse der Röntgen-Diffraktometrie.....	111



# SYMBOLE UND ABKÜRZUNGEN

## Lateinische Buchstaben – Latin Letters

<i>Symbol</i>	<i>Einheit</i>	<i>Deutscher Begriff</i>	<i>English Term</i>
<i>A</i>	$[L^2]$	Querschnittsfläche	cross sectional area
<i>a</i>	$[L]$	Diffusionsparameter	diffusion parameter
<i>b</i>	$[L]$	siehe → " <i>w<sub>f</sub></i> "	see → " <i>w<sub>f</sub></i> "
<i>C</i>	$[M/L^3]$	Konzentration des Tracers	concentration of the tracer
<i>C<sub>0</sub></i>	$[M/L^3]$	Ausgangskonzentration des Tracers	starting concentration of the tracer
<i>C<sub>max</sub></i>	$[M/L^3]$	Maximalkonzentration des Tracers	maximum concentration of tracer
<i>C<sub>f</sub></i>	$[M/L^3]$	Konzentration im Kluffluid	concentration in the fracture fluid
<i>C<sub>p</sub></i>	$[M/L^3]$	Konzentration im Fluid der porösen Matrix	concentration in the porous matrix fluid
<i>D<sub>h</sub></i>	$[L^2/T]$	Hydrodynamischer Dispersionskoeffizient	coefficient of hydrodynamic dispersion
<i>D<sub>h(L)</sub></i>	$[L^2/T]$	Longitudinaler Dispersionskoeffizient	coefficient of longitudinal dispersion
<i>D<sub>h(T)</sub></i>	$[L^2/T]$	Transversaler Dispersionskoeffizient	coefficient of transverse dispersion
<i>D<sub>e</sub></i>	$[L^2/T]$	Effektiver Diffusionskoeffizient	effective diffusion coefficient
<i>D<sub>m</sub></i>	$[L^2/T]$	Molekularer Diffusionskoeffizient	molecular diffusion coefficient
<i>D<sub>p</sub></i>	$[L^2/T]$	Poren-Diffusionskoeffizient	porous diffusion coefficient
<i>FR</i>	$[L]$	Kluftraugigkeit -Mikrorauhigkeit-	fracture roughness
<i>FR<sub>r</sub></i>	$[-]$	relative Kluftraugigkeit -Makrorauhigkeit-	relative fracture roughness
<i>G</i>	$[-]$	Geometriefaktor	Diffusibility
<i>g</i>	$[L/T^2]$	Gravitationskonstante	gravity constant
<i>K</i>	$[L^2]$	Koeffizient der	coefficient of intrinsic

		absoluten Permeabilität	permeability
$K_a$	$[L^2]$	scheinbar absolute Permeabilität	apparent intrinsic permeability
$K_{eff}$	$[L^2]$	effective Permeabilität	effective permeability
$k_f$	$[L/T]$	hydraulischer Durchlässigkeitsbeiwert	coefficient of hydraulic conductivity
$L_L$	$[L]$	longitudinale Kluftausdehnung	longitudinal fracture length
$L_T$	$[L]$	transversale Kluftausdehnung	transverse fracture length
$M$	$[M]$	injizierte Tracermasse	mass of injected tracer
$M_{RR}$	$[M]$	rückgewonnene Tracermasse	recovered tracer mass
$m_{mol}$	$[M]$	molare Masse	molare mass
$\dot{m}$	$[M/L^2T]$	Massenstrom	mass flow rate
$n$	$[-]$	Porosität	porosity
$n_e$	$[-]$	effektive Porosität	effective porosity
$n_f$	$[-]$	Kluftporosität	fissure porosity
$n_p$	$[-]$	Matrixporosität	pore porosity
$p$	$[F]$	Druck	pressure
$p_{in}$	$[F]$	Eingabedruck	input pressure
$p_{out}$	$[F]$	Ausgabedruck	output pressure
$P_e$	$[-]$	Peclet Zahl	Peclet number
$P_D$	$[-]$	Dispersionsparameter	dispersion parameter
$Q$	$[L^3/T]$	Volumen-Durchflußrate	volume flow rate
$q_{in}$	$[L^3/T]$	Einsaugrate	flow rate into system
$q_{out}$	$[L^3/T]$	Entnahmerate	flow rate out of system
$R$	$[F/MT]$	universelle molare Gaskonstante	universal molar gas constant
$R_f$	$[-]$	Retardationskoeffizient der Kluftoberfläche	retardation coefficient of the fracture surface
$R_p$	$[-]$	Retardationskoeffizient der Matrix	retardation coefficient of the matrix
$Re$	$[-]$	Reynoldszahl	Reynolds number

$RR$	$[-]$	Rückgewinnungsrate	rate of recovery
$r_e$	$[L]$	externer Radius	external radius
$r_w$	$[L]$	Brunnenradius	well radius
$t$	$[T]$	Zeit	time
$t_o$	$[T]$	mittlere Verweilzeit	mean transit time
$T$	$[^{\circ}C]$	Temperatur	temperature
$u$	$[-]$	Integrationsvariable	integration variable
$V$	$[L^3]$	Volumen von 1 Mol Gas	volume of 1 mole of gas
$V_g$	$[L^3]$	Gesamtvolumen	total volume
$V_p$	$[L^3]$	Porenvolumen	pore volume
$v_a$	$[L/T]$	mittlere Fließgeschwindigkeit	mean transit velocity
$w_f$	$[L]$	mittlere hydraul. Kluftöffnungsweite	hydraulic fracture aperture
$x$	$[L]$	horizontale Entfernung in Fließrichtung	horizontal distance in flow direction
$y$	$[L]$	horizontale Entfernung quer zur Fließrichtung	horiz. distance perpendicular to flow direction
$z$	$[L]$	vertikale Entfernung quer zur Fließrichtung	vertical distance perpendicular to flow direction

### Griechische Buchstaben – Greek Letters

<b>Symbol</b>	<b>Einheit</b>	<b>Deutscher Begriff</b>	<b>English Term</b>
$\gamma$	$[F/L]$	Oberflächenspannung	surface tension force
$\eta$	$[M/LT]$	Dynamische Viskosität	dynamic viscosity
$\lambda_h$	$[-]$	hydraulischer Widerstandsbeiwert	coefficient of hydraulic resistance
$\lambda$	$[-]$	Zerfallskonstante	constant of decay
$\nu$	$[L^2/T]$	Kinematische Viskosität	kinematic viscosity
$\rho_g$	$[M/L^3]$	Dichte des Gases	density of gas
$\rho_w$	$[M/L^3]$	Dichte des Wassers	density of water





# 1. EINLEITUNG UND PROBLEMSTELLUNG

## 1.1 Einleitung

Strömungsdynamik und Stoffausbreitung in geklüftet-porösen Festgesteinen lassen sich nur unzureichend quantitativ beschreiben, weil ihre maßgeblichen Einflussgrößen nur schwer messtechnisch erfasst und mathematisch beschrieben werden können. Zu ihnen zählen vor allem die meist heterogene Klüftung des Gesteins, die unterschiedlichen Fluidwegsamkeiten innerhalb des Klüftnetzwerkes, die hydraulischen und mechanischen Eigenschaften der Klüfte sowie die physikochemischen Austauschprozesse zwischen Klüften und poröser Gesteinsmatrix.

Die Strömungs- und Transportprozesse in natürlichen geklüftet-porösen Festgesteinen werden einerseits durch meist gut durchlässige Klüfte und Trennflächen andererseits durch eine im allgemeinen deutlich geringer durchlässige Gesteinsmatrix kontrolliert. Im Klüftsystem erfolgt der Transport mit weit höheren Fließgeschwindigkeiten als in der mit den Klüften in Kontakt stehenden Gesteinsmatrix, die somit die Funktion eines Speichersystems übernimmt. Die Klüfte sind daher sowohl für wässrige als auch für gasförmige Fluide die dominierenden Transportwege.

Die Identifizierung diskreter Strömungs- und Transportpfade im Feldmaßstab bereitet grundsätzlich Schwierigkeiten. Im Labormaßstab führten HAKAMI & LARSSON (1996) an schwedischen Granitkernen Durchströmungsversuche und Messungen der geometrischen Klüftweiten durch. Sie korrelierten die geometrischen Klüftöffnungsweiten mit den aus hydraulischen Messwerten berechneten hydraulischen Klüftöffnungsweiten zu einem Faktor von 2,4. BARAKA-LOKMANE (1999) konnte an Sandsteinkernen Baden-Württembergs die Klüftöffnungen mittels Harz fixieren, den genauen Verlauf der Klüfte aufzeichnen und aus der präzisen Vermessung der geometrischen Klüftöffnungsweiten die entsprechenden hydraulischen Leitfähigkeiten bestimmen.

Problematisch ist auch die gezielte Ermittlung der Strömungs- und Transportparameter, die einer bestimmten Klüftschar bzw. einem definierten Klüftsystem oder einer bestimmten Gesteinsmatrix zugeschrieben werden können, da die herkömmlichen Untersuchungsmethoden im allgemeinen über Klüft- und Matrixbereiche gemittelte

integrale Messergebnisse eines Untersuchungsraumes liefern. Die Kenntnis diskreter Strömungs- und Transportparameter kann aber als eine grundlegende Voraussetzung für die realistische Prognose des Stofftransports mittels diskreter numerischer Klufnetzwerk-Modelle angesehen werden (KOLDITZ 1997). Markierungsversuche mit unterschiedlichen Fluiden als Tracer sind verschiedentlich erfolgreich eingesetzt worden, um derartige Parameter durch Anpassung der Durchbruchkurven an geeignete Modelle zu ermitteln (LEDA & ZUBER 1974; TSANG & TSANG 1987; RAVEN et al. 1988; MALOSZEWSKI & ZUBER 1989; BÄUMLE 2001).

## 1.2 Das Aquifer-Analog-Konzept

Die Entwicklung der Methoden und die Durchführung der Experimente erfolgten an einem *Festgesteins-Aquiferanalog*. Darunter versteht man einen gut zugänglichen Aufschlussbereich im Festgestein, dessen lithologischen, strukturgeologischen und geohydraulischen Eigenschaften beispielhaft untersucht und analog auf natürliche Grundwasserleiter übertragen werden können. Hierzu wurde in einem Steinbruch im Stubensandstein ein in situ-Testfeld im Festgestein als *Feldversuchsblock* eingerichtet (Abb. 3-13, S. 60).

Eines der grundlegenden Ziele des Projektverbundes *Festgesteins-Aquiferanalog* ist ein verbessertes Verständnis der Abhängigkeit der Strömungs- und Transportprozesse von verschiedenen Aquiferparametern sowie ihrer räumlichen Variabilität. Hierzu wurden im Verbund experimentelle Untersuchungen im Labormaßstab sowie die hier vorgestellten Untersuchungen im Feldmaßstab durchgeführt. Dabei wurden zum einen verschiedene Methoden und Messtechniken entwickelt und erprobt, zum anderen Datensätze zur Charakterisierung eines Festgesteinssystems erhoben. Diese bildeten die Grundlage für Modelluntersuchungen zur Nachbildung und Prognostizierung des Strömungs- und Transportverhaltens in geklüftet-porösen Festgesteinssystemen mittels diskreter Modelle sowie mittels Mehrkontinuummodelle durch die Projektpartner.

Durch experimentelle Feldversuche unter definierten Randbedingungen wurden die zur Modellierung maßgeblichen Parameter des natürlichen Gesteinskörpers bestimmt. Hierzu wurden am ungesättigten Feldversuchsblock Tracertests mit unterschiedlichen Tracer gasen durchgeführt und mittels analoger Modellansätze interpretiert und ausgewertet.

### 1.3 Zielsetzung

Der Transport von Schadstoffen in geklüfteten porösen Gesteinen ist seit dem Auftreten von Kontaminationen in tieferen Grundwasserhorizonten einerseits und der Nutzung aufgelassener Bergbaustollen als Deponieraum verstärkt ins Blickfeld von Naturwissenschaftlern und Ingenieuren gerückt. Der über Jahre nach erfolgter Erstsanierung von kontaminierten Standorten auf geklüfteten Festgesteinen noch immer erfolgende Schadstoffaustrag hat die Notwendigkeit eines besseren Prozessverständnisses von Transport- und Retardationsmechanismen sowie realistischerer Modellierwerkzeuge offen gelegt.

Zum Verständnis der dabei ineinander greifenden Prozesse des Stofftransports und der Retardationsmechanismen im geklüfteten Untergrund bedarf es der realitätsnahen Modellierung auch des ungesättigten Stofftransports. Grundlage jeder Modellrechnung ist die Parameterermittlungen an einem möglichst repräsentativen Ausschnitt des Modellgebietes. Ein solcher Analogausschnitt wurde mit dem nun existierenden in-situ Testfeld Pliezhausen in porösem, geklüfteten Sandstein geschaffen. Er steht zur Entwicklung von Messtechniken und Modellieransätzen zur Beschreibung und zum Verständnis der Prozesse zur Verfügung.

Die vorliegende Arbeit versucht einen Beitrag zur Klärung offener Fragen zu leisten und orientiert sich dabei an folgenden Etapenzielen:

- Geologische Erkundung der Fazies- und Kluffstruktur eines fluviatilen Sandsteinhorizontes zur Schaffung eines in-situ Festgestein-Testfelds im Bereich eines Steinbruchs (Kap. 3.1);
- Ausführungsplanung, Bauausführung und -überwachung der Einrichtung des in situ-Festgestein-Testfelds als Feldversuchsblock (Kap. 3.2 und 3.3);
- Entwicklung einer feldtauglichen Methodik und Messtechnik zur Ermittlung hydraulischer Parameter eines Festgesteins durch Tracertests im ungesättigten Kluff-Matrix-System (Kap. 4);
- Charakterisierung des Festgesteinskörpers in Bezug auf seine Kluffparameter und Transportparameter (Kap. 5);
- Evaluierung der Gastracertechnik im Hinblick auf ihre Einsatzmöglichkeiten zur Bestimmung von hydraulischen Transportparametern sowie zur Charakterisierung eines Kluffnetzsystems.

Die nachfolgenden Kapitel fassen die im Feldmaßstab an dem in situ-Testfeld im Festgestein entwickelten Methoden und erhobenen Messergebnisse zum Gastransport im ungesättigten Festgestein sowie die zur Einrichtung des Testfeldes in einem Stubensandsteinbruch erforderlichen Untersuchungen und Maßnahmen zusammen.

Die dem Gastransport zugrunde liegenden Transportprozesse werden nach dem derzeitigen Stand der Forschung ausführlich in Kap. 2 dargestellt. Das anschließende Kap. 3 beschreibt die Erstellung des Testfelds Pliezhausen in den Abschnitten Projektplanung, Ausführungsplanung und Bauausführung. Die zur Untersuchung des Gastransports verwendeten Versuchsanordnungen und Methoden werden in Kap. 4 eingehend erläutert. Die Ergebnisse werden in Kap. 5, den jeweiligen Methoden zugeordnet, dargestellt und diskutiert. Eine Zusammenfassung der wichtigsten Ergebnisse und ihre Relevanz für zukünftige Untersuchungen erfolgt in Kap. 6.

## 2 GRUNDLAGEN DES GASTRANSPORTS

Der Stofftransport erfolgt in Wasser gesättigten Festgesteinssystemen naturgemäß überwiegend mit dem Grundwasser, in ungesättigten Bereichen der Festgesteine mit dem als Trägersubstanz fungierenden Gas der Hohlräume. Für den Transport stehen dabei sowohl die miteinander in Verbindung stehenden Porenhohlräume der Gesteinsmatrix als auch die untereinander vernetzten Klufthohlräume zur Verfügung, wobei dies je nach Festgesteinstyp zu unterschiedlichen Anteilen der Fall ist. In der Regel besteht ein deutlicher hydraulischer Kontrast zwischen den gut durchlässigen Klüften und der geringer durchlässigen Gesteinsmatrix. Dadurch werden die hydraulischen Eigenschaften eines geklüftet-porösen Festgesteinskörpers bei ausreichender hydraulischer Vernetzung maßgeblich von den Klüften bestimmt (CHILES & DEMARSILY 1993), während die Gesteinsmatrix den dominierenden Speicherraum des Gesteins darstellt (KOLDITZ 1997).

### 2.1 Strömung von Fluiden

Nach der Definition von MÜLLER (1999) wird der Terminus "Fluid" als Sammelbezeichnung für Flüssigkeiten und Gase verwendet. Flüssigkeiten zeichnen sich bei gegebener Masse durch ein definiertes Volumen aus. Sie erfahren aufgrund von Druck- oder Temperaturschwankungen keine für die Praxis bedeutsame Volumenänderung und bilden eine scharfe Grenzfläche zur Atmosphäre aus (BUKSCH 1998). Eine definierte Masse an Gas hingegen füllt je nach Druck- und Temperaturbedingungen ein unterschiedlich großes Volumen aus, da sich seine Dichte in Abhängigkeit dieser Parameter ändert. Es kommt nicht zur Ausbildung einer scharfen Grenzfläche zur Atmosphäre.

#### 2.1.1 Kompressibilität

Die Dichte  $\rho$  eines Fluids ist eine Funktion der auf ihn wirkenden Konditionen Druck  $p$  und Temperatur  $T$ . Flüssigkeiten wie Wasser erfahren im natürlichen Umfeld üblicherweise nur minimale Veränderungen der Dichte aufgrund von Druck- und Temperaturschwankungen. Grundwasser wird somit in weiten Bereichen als nahezu inkompressibel betrachtet.\* Der Druckabfall in Strömungsrichtung ist bei inkompressiblen Fluiden linear, die Geschwindigkeit konstant (Abb. 2-1(a)).

---

\* außer in extremen Tiefen, z.B. in tiefen Geothermalen Systemen



$p$	= Druck des Gas	[Pa]	( <i>pressure of the gas</i> )
$R$	= universelle Gaskonstante	[8314,5 J/kmol K]	( <i>universal gas constant</i> )
$T$	= Temperatur des Gas	[°K]	( <i>temperature of the gas</i> )
$V$	= Volumen von 1 Mol Gas	[m <sup>3</sup> ]	( <i>volume of 1 mole of gas</i> )

wobei gilt:

$$V = m_{mol} \cdot \rho^{-1} \quad (2-3)$$

mit:

$\rho$	= Dichte des Gases	[g/cm <sup>3</sup> ]	( <i>density of the gas</i> )
$m_{mol}$	= molare Masse des Gases	[g]	( <i>molar mass of the gas</i> )

Das Gasvolumen verhält sich direkt proportional der Temperatur und umgekehrt proportional dem Druck. Der Druckabfall in Strömungsrichtung ist bei *kompRESSIBlen* Fluiden *nicht* linear und die Geschwindigkeit *nicht* konstant (siehe Abb. 2-1(b)).

Da sich das von einer definierten Masse beanspruchte Volumen bei Gasen in Abhängigkeit von Druck und Temperatur verändert, kann die Kontinuitätsbeziehung für ein *kompRESSIBles Fluid* durch den Volumenstrom nicht exakt beschrieben werden, sondern ist - unter Berücksichtigung der Dichteänderung entlang der betrachteten Wegstrecke - durch den **Massenstrom  $m$**  charakterisiert. Für eine stationäre Strömung gilt dann (BOHL 1994):

$$\dot{m} = A_1 \cdot v_1 \cdot \rho_1 = A_2 \cdot v_2 \cdot \rho_2 = konst. \quad (2-4)$$

mit:

$\dot{m}$	= Massenstrom	[kg/s]	( <i>mass flow rate</i> )
- <i>übrige Termini wie in Gl (2-2) und Gl (2-3) -</i>			

Bei kleinen Strömungsgeschwindigkeiten, konstanten Temperaturen sowie bei geringen Druckdifferenzen können Gase näherungsweise wie inkompressible Fluide behandelt werden (BOHL 1994). Bei geringen Volumenströmen werden im übrigen die Gültigkeitsgrenzen der (linearen) Darcy-Gleichung für Luftströmung durch poröse Medien meist nicht überschritten (RUIZ-RODRIGUEZ, 1994).

Die praktische Bedeutung des unterschiedlichen Verhaltens von Gasen und Flüssigkeiten für diese Arbeit liegt in ihrem Einfluss auf die

Entwicklung der Messtechnik zur Erfassung der Messparameter in gesättigten (Wasser dominierten) und ungesättigten (Gas dominierten) Systemen, etwa der Entwicklung der Gastracertest-Methodik am ungesättigten Feldversuchsblock (vgl. Kap. 4.4.2).

### 2.1.2 Turbulenz

Fluide können je nach dem internen Strömungszustand laminar oder turbulent fließen und sich somit bei gleicher Weglänge unterschiedlich stark *durchmischen*, bzw. Gase betreffend unterschiedlich stark *entmischen* oder *ausgasen*.

Systematische Untersuchungen der Rohrströmung seit REYNOLDS (1883) haben gezeigt, dass der interne Strömungszustand im wesentlichen von drei Parametern bestimmt wird:

- der mittleren Strömungsgeschwindigkeit  $v$
- dem Rohrdurchmesser  $D$
- der kinematischen Viskosität des Fluids  $\nu$ .

Das Zusammenwirken dieser Parameter wird durch die dimensionslose *Reynoldszahl*  $Re$  ausgedrückt:

$$Re = \frac{v \cdot D}{\nu} \quad (2-5)$$

Unterhalb des kritischen Wertes  $Re_{krit}$  erfolgt die Strömung laminar, oberhalb des Wertes turbulent. Aus Gleichung (2-5) ist ersichtlich, dass  $Re < Re_{krit}$  wird für kleine Strömungsgeschwindigkeiten, kleine Durchmesser des durchströmten Querschnitts und große kinematische Viskositäten. Da der Übergang zwischen laminarem und turbulentem Fließen in beide Richtungen nicht abrupt erfolgt, existiert ein Transitionsbereich, dessen Größe außer vom Grad der Geschwindigkeitsänderung und der Viskosität des Fluids besonders von der Rauigkeit der Hohlraumwandung bestimmt wird. Hierin zeigt sich die Bedeutung der Reynoldszahl als Maß für das Verhältnis von Trägheitskräften zu Reibungskräften. Dieses lässt sich aus der physikalischen Ähnlichkeitsbeziehung zweier Strömungen und ihrer jeweiligen Reibungskraft  $F_r$  und Trägheitskraft  $F_a$  über das Newton'sche Schubspannungsaxiom und das Newton'sche Grundgesetz der Mechanik ableiten (BOHL 1994).

Für die Strömung von Fluiden in Rohren gilt aufgrund langjähriger systematischer Untersuchungen eine kritische Reynoldszahl von  $Re_{krit} \approx 2000 - 2300$ . Für die Strömung in Modellklüften aus Beton- und



Waschbetonplatten ermittelte LOUIS (1967) ein  $Re_{krit}$  von  $\approx 2300$ . Für die Durchströmung von natürlichen Klüften geben LEE & FARMER (1993) einen weit gefassten Übergangsbereich von 100 bis 2300 an, wobei die Zunahme der kritischen Reynoldszahl auf die Abnahme der relativen Kluftrauigkeit zurückgeführt wird.

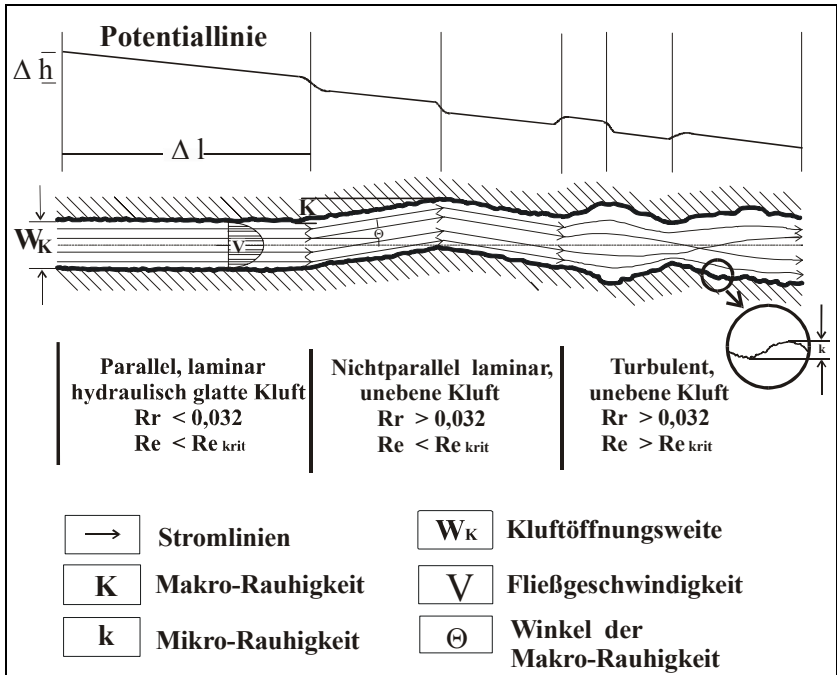


Abb. 2-2: Bereiche unterschiedlicher Kluftrauigkeit und Strömungszustände (verändert nach LOUIS 1967)

Die **relative Kluftrauigkeit** wurde von LOUIS (1967) als Verhältnis der Mikrorauhigkeit  $k$  zum "hydraulischen Durchmesser"  $D_h$  definiert (Abb. 2-2). LOMIZE (1951; in LOUIS, 1967: S.43) ermittelte die kritische relative Rauigkeit mit 0,032. Oberhalb dieses Wertes tritt nicht-parallele Strömung ein, unterhalb parallele Strömung.

Ersetzt man in Gl. (2-5) den Rohrdurchmesser  $D$  durch die hydraulische Kluftöffnungsweite  $w_f$ , so gilt Gl. (2-6):

$$Re = \frac{v \cdot w_f}{\nu} \quad (2-6)$$

Die relative Kluftraugigkeit  $FR_r$  wird wie folgt definiert (KOLDITZ 1997):

$$FR_r = \frac{d_f}{w_f} \quad (2-7)$$

mit:

$d_f$  = Kluftdichte [m<sup>-2</sup>] (*frequency of fractures*)

$w_f$  = hydraulische Klufföffnungsweite [m<sup>-1</sup>] (*fracture aperture*)

In Abhängigkeit von der *Reynoldszahl* und der *relativen Kluftrauhigkeit* unterscheidet LOUIS (1967) verschiedene Gültigkeitsbereiche der Fließgesetze für laminares und turbulentes Fließen in Klüften. Für diese Bereiche stellte er analog dem für Rohrleitungsströmungen bekannten Diagramm nach MOODY Reibungsbeiwerte  $\lambda$  als Funktion der Reynoldszahl  $Re$  und der relativen Kluftraugigkeit  $FR_r$  ( $= k/D_h$  nach LOUIS) dar. Ein Diagramm der Geltungsbereiche laminarer und nicht-laminarer Strömungsregime zeigt Abb. 2-3.

In Tab. 2-1 sind die bekanntesten Modellfunktionen für hydraulische Widerstandsbeiwerte und Durchlässigkeitsbeiwerte bei laminarer und turbulenter Strömung in Klüften dargestellt. Ihre Geltungsbereiche ergeben sich aus der Zuordnung der Autorennamen und römischen Ziffern in Abb. 2-3.

Der spezifische Durchfluß in einer Kluft hängt dabei vom hydraulischen Widerstandsbeiwert  $\lambda$  und somit von der relativen Kluftraugigkeit  $FR_r$  ( $FR_r$  entspricht  $d/2b$  in Tab. 2-1) und der REYNOLDS-Zahl  $Re$  ab.

Der Einfluss der kinematischen Fluidviskosität  $\nu$  und der Wandrauhigkeit kann also für die Strömung eines Fluids mit mittlerer Geschwindigkeit  $v$  durch eine Kluft mit der Öffnungsweite  $w_f$  (bzw. ein Rohr mit dem Durchmesser  $D$ ) durch die **Reynoldszahl  $Re$**  und die **relative Kluftrauhigkeit  $FR_r$**  ausgedrückt werden.

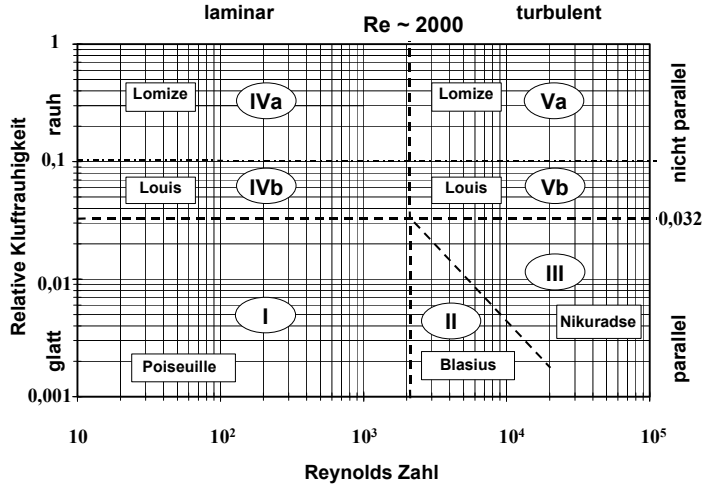


Abb. 2-3: Strömungsregime in Klüften mit glatten und rauhen Oberflächen (verändert nach LOUIS 1967)

Tab. 2-1: Hydraulische Widerstands- und Durchlässigkeitsbeiwerte für laminare und turbulente Strömung in Klüften mit glatten und rauhen Oberflächen (aus KOLDITZ 1997)

	plane fracture		rough fracture
	laminar $\lambda (Re)$	turbulent $\lambda (d/2b, Re)$	$\lambda (d/2b)$
parallel	$\lambda = \frac{96}{Re}$ $K=k_f = \frac{\rho g b^2}{\mu 12}$ Poiseuille	$\lambda = \frac{0.316}{Re^{1/4}}$ $K=k_f = \left[ \frac{g}{0.079} \left( \frac{2\rho}{\mu} \right)^{1/4} b^{5/4} \right]^{4/7}  \nabla h ^{-3/7}$ Blasius	$\lambda^{-1/2} = \left  2 \times \log \frac{d/2b}{3.7} \right $ $K=k_f = \left[ 4\sqrt{g} \log \left( \frac{3.7}{d/2b} \right) \right] b^{1/2}  \nabla h ^{-1/2}$ Nikuradse
	$\lambda = \frac{96}{Re} \left[ 1 + 8.8 \left( \frac{d}{2b} \right)^{3/2} \right]$ $K=k_f = \frac{\rho g}{12\mu} \left[ 1 + 8.8 \left( \frac{d}{2b} \right)^{3/2} \right]^{-1} b^2$ Louis	if $\frac{d}{2b} \leq 0.1$	$\lambda^{-1/2} = \left  2.55 \times \log \frac{d/2b}{1.24} \right $ $K=k_f = \left[ 5.11 \sqrt{g} \log \left( \frac{1.24}{d/2b} \right) \right] b^{1/2}  \nabla h ^{-1/2}$ Louis
	$\lambda = \frac{96}{Re} \left[ 1 + 17 \left( \frac{d}{2b} \right)^{3/2} \right]$ $K=k_f = \frac{\rho g}{12\mu} \left[ 1 + 17 \left( \frac{d}{2b} \right)^{3/2} \right]^{-1} b^2$ Lomize	if $\frac{d}{2b} > 0.1$	$\lambda^{-1/2} = \left  2 \times \log \frac{d/2b}{1.9} \right $ $K=k_f = \left[ 4\sqrt{g} \log \left( \frac{1.9}{d/2b} \right) \right] b^{1/2}  \nabla h ^{-1/2}$ Lomize

### 2.1.3 Gleitströmung

Gase zeigen eine molekular bedingte Eigenschaft, die als Gleitströmung (engl. *slip flow*) bekannt geworden ist. Aufgrund des frühen Ansatzes von KLINKENBERG (1941), die Diskrepanz zwischen den in aquatischen Systemen und den in Luft dominierten Systemen bestimmten Durchlässigkeitsbeiwerten auf diesen Effekt zurück zu führen und mathematisch in Relation zu setzen, wird diese Erscheinung häufig auch als "Klinkenberg Effekt" bezeichnet.

Eine durch einen Porenkanal oder eine Trennfuge strömende Flüssigkeit bildet aufgrund der Reibung zwischen der Flüssigkeit und der Porenwandung ein parabolisches Geschwindigkeitsprofil quer zur Strömungsrichtung aus (vgl. Abb. 2-2), da die Geschwindigkeit der Wassermoleküle, die in direktem Kontakt mit der Wand sind, praktisch gegen Null geht (JARITZ 1998) und somit die Wassermoleküle im zentralen Bereich des Fließkanals den anderen vorausseilen. Gasmoleküle dagegen gleiten quasi ohne Reibungsverluste an der Porenwandung entlang, so dass keine nennenswerte Geschwindigkeitsreduktion der Wand nahen Gasmoleküle erfolgt. Das Geschwindigkeitsprofil nähert sich daher einer quer zur Fließrichtung orientierten Geraden.

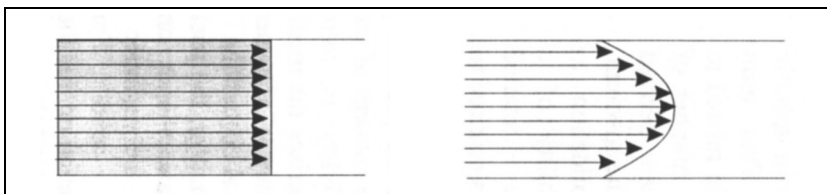


Abb. 2-4: Geschwindigkeitsprofile bei der Gleitströmung und bei der viskosen Strömung

Die Durchlässigkeit eines Mediums für Gas ist eine Funktion der mittleren freien Weglänge der Gasmoleküle (DULLIEN 1979) und wird somit von Druck, Temperatur und Gaskomposition beeinflusst. Liegt die mittleren freien Weglänge in der gleichen Größenordnung wie die Porengröße, so ist der Effekt der Gleitströmung auf die Durchlässigkeit signifikant (CARMAN 1956), ist sie dagegen in Relation zur Porengröße sehr klein, kann der Effekt vernachlässigt werden.

### 2.1.4 Hydraulische Eigenschaften von Festgesteinen

Der Hohlraumanteil eines Gesteins bestimmt maßgeblich seine Durchlässigkeit und sein Speichervermögen. Über die Höhe der Durchlässigkeit entscheiden Größe, Form und Konnektivität der Hohlräume untereinander (BUSCH et al. 1993, KARRENBURG 1980). Als "Kluft Hohlräume" werden hier sämtliche Hohlräume verstanden, die auf die Bildung von geologischen Trennfugen zurückzuführen sind, also auf Störungszonen, Schichtfugen, Schieferungsfugen, Scherfugen, und Klüfte im engeren tektonischen Sinn. Die Vielzahl dieser Trennfugen wird hier, entsprechend dem allgemeinen Sprachgebrauch in der Hydrogeologie, als Klüfte bezeichnet. Ursachen für ihre Bildung können geologische, tektonische, chemische und thermophysikalische Prozesse sein (KOLDITZ 1997).

Nicht alle vorhandenen Hohlräume können vom Grundwasser durchströmt werden, da an den Wandungen der Poren und Trennfugen Wasserteilchen hydrostatisch gebunden werden. Die Schichtdicke des elektrostatisch gebundenen Haftwassers beträgt etwa 2-4  $\mu\text{m}$ . Trennflächen mit einer Öffnungsweite, die kleiner als das Doppelte der Haftwasserdicke ist (also: 4-8  $\mu\text{m}$ ), können daher als vom Grundwasser unter natürlichen Bedingungen nicht durchströmbare betrachtet werden (HÖLTING 1992). Derjenige Anteil des Hohlraumvolumens, der vom Grundwasser durchströmbare ist, wird als durchflusswirksamer oder effektiver Hohlraumanteil  $n_f$  bezeichnet (DIN 4049-3, 1994). Aufgrund der beiden unterschiedlichen Hohlraumtypen – Klüfte und Matrixporen – wird bei Festgesteinen grundsätzlich zwischen der Kluftdurchlässigkeit und der Matrixdurchlässigkeit (Gesteinsdurchlässigkeit) unterschieden. Beide zusammen bilden die Gebirgsdurchlässigkeit (KRAPP et al. 1994).

Tab. 2-2 gibt exemplarisch einen Überblick über die Größenordnungen der Porositäten, effektiven Hohlraumanteile und Durchlässigkeiten ausgewählter Festgesteine. Daraus wird ersichtlich, dass meist nur ein geringer Teil des Hohlraums durchflusswirksam ist. Der überwiegende Teil ist von der Grundwasserbewegung, die sich auf wenige Trennflächen konzentriert, ausgeschlossen und besitzt daher vor allem Speicherfunktion.

Die Ausbildung der Trennflächen ist für die Wasserwegsamkeit von entscheidender Bedeutung. Maßgeblichen Einfluss auf das Durchlässigkeitsverhalten von Festgesteinen haben dabei die lithologischen und felsmechanischen Eigenschaften (z.B. Kompetenz, Scherfestig-

keit), die großräumigen tektonischen Verhältnisse und der Spannungszustand im Untergrund sowie die Verwitterungsprozesse (KRAPP et al. 1994). Diese Faktoren nehmen direkten Einfluss auf die Trennflächendichte, die Lage und die Orientierung der Trennflächen im Raum sowie ihre Längserstreckung, den Durchtrennungsgrad, die Öffnungsweite, die Rauigkeit und die Art der Verfüllung. Somit beeinflussen sie den Grad der Anisotropie und die Höhe der Durchlässigkeit (BUSCH et al. 1993).

Tab. 2-2: Porosität, effektiver Hohlraumanteil, Durchlässigkeitsbeiwert ausgewählter Festgesteine (nach DOMENICO & SCHWARTZ 1990, MATTHESS & UBELL 1983)

Gestein	Porosität	effektiver Hohlraumanteil	Durchlässigkeitsbeiwert * <sup>1</sup>
	n [%]	n <sub>eff</sub> [%]	k <sub>f</sub> [m/s]
Granit	0,1	0,0005	0,5 E-12 – 2 E-12
Kalkstein	5 – 15	0,10 – 5	1 E-09 – 6 E-06
Kreide	5 – 44	0,05 – 2	6 E-09 – 1,4 E-07
Sandstein	5 – 15	0,5 – 10	3 E-10 – 6 E-06
Salzgestein	0,5	0,1	1 E-12 – 1 E-10
Tonschiefer	1 – 10	0,5 – 5	1 E-13 – 2 E-09
Kristallingesteine geklüftet	–	0,00005 – 0,01	8 E-09 – 3 E-04 * <sup>2</sup>

\*1 = Matrixdurchlässigkeit (Gesteinsdurchlässigkeit)

matrix conductivity

\*2 = Gebirgsdurchlässigkeit

bulk conductivity

Als Folge des Überlagerungsdrucks durch hangende Gesteinsserien kann zudem eine teufenabhängige Verringerung der Durchlässigkeit festgestellt werden. Die zunehmende Überlagerung hat eine Erhöhung der vertikalen Hauptnormalspannung  $S_V$  zur Folge. Diese verursacht eine Erhöhung der horizontalen Hauptnormalspannungen  $S_H$  und  $S_h$  im Gestein durch die in-situ gegebene behinderte Seitenausdehnung, die darüber hinaus einer Ausbreitung der Trennflächen entgegenwirkt. Durch den Anstieg der Differentialspannung ( $S_V - S_h$ ) steigt gemäß dem MOHR-COULOMB-Kriterium die Scherfestigkeit  $\tau$  des Gesteins (EISBACHER 1996). Die Veränderung des Spannungszustands mit der Tiefe bewirkt eine Abnahme der Klufföffnungsweite.

### 2.1.5 Strömung in geklüftet-porösen Festgesteinen

Als geklüftet-poröse Festgesteine werden hier Festgesteine mit einer für den Transport von Fluiden signifikanten Porosität und Klüftung verstanden. Aus dem in Kapitel 2.1.4 Gesagten wird deutlich, dass die Quantifizierung von Strömungsprozessen im klüftigen Gestein mittels der für poröse Medien aufgestellten Gesetzmäßigkeit von DARCY (1856) auf solche Fälle beschränkt bleiben muss, in denen die Kluffabstände im Verhältnis zum Untersuchungsbereich sehr klein und räumlich gleichmäßig verteilt sind (KARRENBURG 1980), d.h. der Kluffgrundwasserleiter im untersuchten Ausschnitt ein Kontinuum darstellt. In solchen Fällen kann die Strömung in makroskopischer Betrachtungsweise über den Gesamtuntersuchungsraum gemittelt berechnet werden. Einen umfassenden Überblick über die notwendigen, schrittweisen Verallgemeinerungen des DARCY-Gesetzes bis zur Anwendbarkeit im anisotropen klüftigen Gestein gibt HOLZBECHER (1996).

Die *diskrete Beschreibung der Kluffströmung* geht wesentlich auf experimentelle Arbeiten von LOMIZE (1951) sowie theoretische Überlegungen von SNOW (1965) und LOUIS (1967) für parallele, offene Klüfte zurück. WITHERSPOON et al. (1980) haben die Gültigkeit für parallele und radialsymmetrische Strömung in Klüften mit Kontaktflächen bestätigt. TANG, FRIND & SUDICKY (1981) entwickelten ein Modell für den Transport in einer Einzelkluff. Darauf basierend formulierten SUDICKY & FRIND (1982) die Transportgleichung für ein System paralleler Klüfte in einer porösen Matrix, die aufgrund des Auftretens der hydraulischen Klufföffnungsweite in der dritten Potenz durch die angelsächsische Literatur als *cubic law* bekannt wurde.

Das kubische Fließgesetz beschreibt den *Volumenstrom*  $Q_f$  einer linearen, laminaren Strömung zwischen zwei glatten, parallelen Platten mit konstanter *hydraulischer Klufföffnungsweite*  $w_f$  ("2b" gemäß SUDICKY & FRIND, 1982 bzw. "2a" gemäß LOUIS, 1967) aufgrund eines *hydraulischen Gradienten*  $\Delta h_f / L_f$  über einen betrachteten Kluffausschnitt der *Länge*  $L$  :

$$Q_f = \frac{w_f^3}{12} \frac{g}{\nu} \frac{\Delta h_f}{L_f} \cdot L \quad (2-8)$$

mit:

$Q_f$  = Volumenstrom in der Kluft [m<sup>3</sup>/s] (*volumetric flow rate*)

$w_f$  = hydraul. Kluftöffnungsweite [m] (*hydraulic aperture*)

$\frac{\Delta h_f}{L_f}$  = hydraul. Gradient in der Kluft [-] (*hydraulic gradient*)

$g$  = Erdbeschleunigung [m/s<sup>2</sup>] (*acceleration of mass*)

$\nu$  = kinemat. Viskosität des Fluids [m<sup>2</sup>/s] (*kinematic viscosity*)

Üblicherweise wird für die Betrachtungslänge  $L$  die Einheitslänge 1 gewählt, so dass Gl. (2-8) sich verkürzt. Die allgemeinere Formulierung des Gesetzes (Gl. (2-9)) erlaubt durch die Einführung eines Faktors  $C$  die Unterscheidung zwischen *Radial-* (Gl.(2-10)) und *Parallelströmung* (Gl. (2-11)) in der Kluft (WITHERSPOON et al. 1980):

$$Q_f = C \frac{w_f^3}{12} \frac{g}{\nu} \Delta h_f \quad (2-9)$$

wobei

$$C = \frac{2\pi}{\ln(r_e / r_w)} \quad \text{für Radialströmung} \quad (2-10)$$

und

$$C = \frac{L_t}{L_f} \quad \text{für Parallelströmung} \quad (2-11)$$

mit:

$r_e / r_w$  = Quotient externer Radius zum Brunnenradius  
(*ratio of external radius to well radius*)

$L_t / L_f$  = Quotient transversale zu longitudinale Kluftausdehnung  
(*ratio of transvers to longitudinal fracture length*)

Das kubische Fließgesetz basiert auf dem Konzept der hydraulischen Kluftöffnungsweite, das eine natürliche Kluft mit rauen Kluftoberflächen zur Beschreibung der Strömungsprozesse durch einen Spalt zwischen parallelen Platten ersetzt (KOLDITZ 1997). Dieses Modell paralleler Platten mit räumlich konstanter Kluftöffnungsweite stellt eine Abstraktion der natürlichen rauen Klüfte mit räumlich unterschiedlichen Kluftöffnungsweiten und variierendem Anteil an Kontaktflächen dar.



Das kubische Fließgesetz scheint bei geeigneter mittlerer hydraulischer Kluftöffnungsweite und begrenztem Kontaktflächenanteil makroskopisch Gültigkeit zu besitzen (GUIMERA & CARRERA, 2000; TSANG & WITHERSPOON, 1981). Im kleinskaligen Bereich zeigten Untersuchungen von NERETNIEKS (1985), ABELIN et al. (1987), BROWN (1987) und TSANG & TSANG (1987) die Notwendigkeit für ein Konzept bevorzugter Fließwege (sog. "channeling") auf, deren Existenz auf eine Variation der Kluftöffnungsweiten über den Fließquerschnitt zurückgeführt werden kann. Diesem Sachverhalt versuchen einige Autoren dadurch Rechnung zu tragen, dass sie eine räumliche Verteilung der hydraulischen Kluftöffnungsweiten in das kubische Fließgesetz integrieren (z.B. NEUZIL & TRACY 1981, TSANG 1984), um damit sowohl die makroskopische als auch die lokale Gültigkeit der Strömungsberechnung im Kluftsystem zu erzielen. Besondere Bedeutung kommt dem *Verschnittbereich* verschieden orientierter Klüfte zu (TSANG & TSANG 1987), dessen Ausbildung entscheidend ist für die Qualität der Konnektivität des Kluftsystems über größere Skalenbereiche. Einen umfassenden Überblick über die Entwicklung des *channeling-Konzepts* gibt NERETNIEKS (1993).

Die Bedeutung des *Kontaktflächenanteils* von Kluftwandungen beleuchtet TSANG (1984), der eine Verringerung der Durchflussrate durch eine Kluft um mindestens zwei Größenordnungen bei einem Kontaktflächenanteil von mehr als 30% der gesamten Kluftfläche feststellte. Die Konzentration auf bevorzugte Abflusskanäle durch Einschnürung des Fließquerschnitts resultiert in höheren Strömungsgeschwindigkeiten und damit schnellerem Stofftransport, als er durch eine Berechnung auf der Basis linearer Strömung zwischen planparallelen Platten zum Ausdruck käme. Damit reduzieren sich Kontaktzeit und Austauschfläche für den Stoffaustausch zwischen Kluft und Gesteinsmatrix, wodurch eine Verringerung des Retardationseffektes zu verzeichnen ist.

Mit den höheren Strömungsgeschwindigkeiten ist eine mögliche Änderung der Strömungsverhältnisse in den Klüften von laminarem zu turbulentem Fließen verbunden. Welcher Fließzustand sich einstellt, richtet sich nach dem Verhältnis von Trägheitskräften zu Reibungskräften, das durch die *Reynoldszahl*  $Re$  dargestellt wird (vgl. Kap. 2.1.2).

## 2.2 Transportmechanismen

In geklüftet-porösen Festgesteinen erfolgt der Transport sowohl entlang der zu einem Netzwerk verbundenen Klüfte als auch durch die poröse Gesteinsmatrix, die sich im Kontakt zum Kluffnetzwerk befindet. Zwischen den mobilen Fluiden des Kluffhohlraums und den meist stagnierenden Fluiden des Porenhohlraums kann es aufgrund unterschiedlicher hydraulischer bzw. pneumatischer Potentiale sowie aufgrund von Konzentrations- und Dichte-Gradienten zum Stofftransport und damit zu Austauschprozessen kommen.

Der maßgebliche Mechanismus für den Transport eines natürlichen, im ungesättigten porösen oder geklüfteten Untergrund **ruhenden Bodengases** ist die *Diffusion* (EISWIRTH 1995). *Konvektion* in der Gasphase erfolgt in der ungesättigten Zone meist nur untergeordnet und gewinnt erst als aquatisch gelöste Gaskomponente an Bedeutung. *Advektion* und *Dispersion* haben aufgrund der nicht vorhandenen Strömung praktisch keinen messbaren Einfluss auf den Stofftransport. Anders verhält es sich im Fall der **induzierten Gasströmung**, die im Rahmen von Bodenluft-Sanierungen, bei der Unterstützung einer mikrobiologischen Sanierung durch Belüftung der ungesättigten Bodenzone oder bei der Durchführung von Gasinjektions- und Gas-tracertests eingerichtet wird. Hier dominieren *Advektion* und *hydrodynamische Dispersion*.

Den Transport von Gasen beeinflusst in Abhängigkeit ihrer Wasserlöslichkeit auch der Grad der Wassersättigung der Gesteinsmatrix und des Kluffsystems sowie die im Fließsystem herrschende Temperatur. Dies kann zu Veränderungen der hydraulischen bzw. pneumatischen Eigenschaften des Festgesteinssystems führen, etwa durch Lösung von Gasen im Haftwasser von Poren- oder Kluffkanälen (Beispiel: Lösung von  $\text{CO}_2$ ), dadurch bedingter Lösung karbonathaltigen Bindemittels der Gesteinsmatrix (Beispiel: Kalklösung durch  $\text{H}_2\text{CO}_3$ ) und späterer chemischer Fällung der gelösten Substanzen nach erfolgter Verfrachtung (Beispiel: Ausfällung von  $\text{CaCO}_3$  nach Druck- oder Temperaturänderung). Diese Verfrachtung würde am Lösungsort eine Vergrößerung, am Fällungsort eine Verringerung des Durchflussquerschnitts eines Poren- oder Kluffhohlraumes bewirken und somit die hydraulisch-pneumatischen Eigenschaften des Gesteins beeinflussen. Andererseits werden durch diese Prozesse auch die physikalisch-chemischen Eigenschaften der Fluide – reversibel oder irreversibel – verändert, so im Falle des  $\text{CO}_2$ -angereicherten Luftstroms mit  $\text{CO}_2$ -Entzug durch Lösung in Wasser.

### 2.2.1 Advektion

Unter *Advektion* im engeren Sinne versteht man den passiven Transport einer Stoff- oder Wärmemenge mit einer durch einen hydrostatischen Potentialunterschied induzierten Strömung, deren Erscheinungsformen in Kap. 2.1 eingehend behandelt werden. Makroskopisch betrachtet erfolgt die Strömung mit der Abstandsgeschwindigkeit  $v_a$ , die eine mittlere Geschwindigkeit zwischen zwei Beobachtungspunkten darstellt. Bei mikroskopischer Betrachtung vollzieht sich der Transport mit der Bahngeschwindigkeit  $v_b$  des Fluids in der Kluft bzw. dem Porenraum der Gesteinsmatrix.

### 2.2.2 Konvektion

Als *Konvektion* bezeichnet man den durch Dichteunterschiede des Fluids aufgrund von Temperatur- oder Konzentrationsunterschieden bewirkten Transport. Konvektionsvorgänge in der Gasphase sind in der ungesättigten Zone meist von untergeordneter Bedeutung (EISWIRTH 1995). Für aquatisch gelöste Gaskomponenten sind sie dagegen nicht zu vernachlässigen. Die im Rahmen der hier vorgestellten Arbeit durchgeführten Untersuchungen betreffen ausschließlich die Gasphase, so dass eine nähere Betrachtung der Konvektion unterbleibt.

### 2.2.3 Dispersion

Die Dispersion führt zu einer Aufweitung einer durch Advektion getriebenen Stofffront. Sie fasst alle Transporteffekte zusammen, die durch Inhomogenitäten des Strömungsfeldes verursacht werden (BOSCH et al. 1994; KINZELBACH & RAUSCH 1995).

Die hydrodynamische Dispersion  $D_h$  fasst die hydromechanische Dispersion  $D_d$  und die molekulare Diffusion  $D_m$  zusammen. Die molekulare Diffusion wird durch den Konzentrationsgradienten bewirkt, die hydromechanische Dispersion ist durch die Advektion bedingt. Da beide Prozesse im strömenden Medium nicht getrennt erfasst werden können, werden sie in der Regel gemeinsam betrachtet und nach ihrer Wirkung in Fließrichtung oder quer zu ihr als longitudinale Dispersion  $D_{h(L)}$  und transversale Dispersion  $D_{h(T)}$  bezeichnet.

Die physikalische Ursache der hydrodynamischen Dispersion ist ein Spektrum der Geschwindigkeitsvariabilitäten, das zur makroskopischen Vermischung führt (KOLDITZ 1997). Welcher physikalische

Prozess zu den Geschwindigkeitsvariationen führt, hängt vom betrachteten Skalenbereich ab. Tab. 2-3 gibt hierzu eine Übersicht.

*Tab. 2-3: Hydrodynamische Dispersion in verschiedenen Skalenbereichen (aus KOLDITZ 1997, gekürzt)*

Ursache	Dispersions-Typus	Skalenbereich [m]
Geschwindigkeitsprofil in einer Kluft oder Pore	Taylor - Dispersion	$10^{-5} - 10^{-3}$
Tortuosität des Porensystems	Korngerüst bedingte Dispersion	$10^{-3} - 10^{-2}$
Variabilität der hydraul. Durchlässigkeit in einer Kluft bzw. geologischer Formation	kleinskalige Makrodispersion	$10^{-2} - 10^{+2}$
großräumige Vermischung in Kluftsystemen bzw. mehrstöckigen Grundwassersystemen	großskalige Makrodispersion	$> 10^{+2}$

Aufgrund der zur Porenwand hin zunehmenden Reibung der Moleküle in Flüssigkeiten bilden diese bei laminarem Fließen die charakteristische Geschwindigkeitsfront eines Paraboloiden aus, das die unterschiedlichen Strömungsgeschwindigkeiten verdeutlicht (Abb. 2-4).

Dadurch bedingt breiten sich Wasserteilchen im Zentrum eines Fließkanals am schnellsten aus, wodurch eine Spreizung der Stoffkonzentration im Mikroskalenbereich einsetzt. Demgegenüber strömen Gase aufgrund ihrer molekular bedingten Eigenschaft der Gleitströmung (Kap. 2.1.3) im gesamten Querschnitt eines Poren- oder Kluftkanals gleich schnell, so dass die TAYLOR-Dispersion bei Gasen nicht in gleichem Maße zum Tragen kommt.

Die Wirkung der Verwundenheit (Tortuosität) des Porensystems auf die longitudinale und transversale Spreizung eines Fluids verdeutlicht Abb. 2-6 (Korngerüst bedingte Dispersion). Durch die unterschiedlichen Fließpfade, die verschiedene Fluidteilchen vom selben Ausgangspunkt aus in einem Porennetzwerk nehmen, legen sie unterschiedliche Wegstrecken zurück und bewirken somit eine Aufweitung der Stofffront. Ähnlich kann die Dispersion durch unterschiedlich lange Fließpfade in einem verzweigten Kluftnetz erfolgen.

Verschieden große Strömungsquerschnitte in Poren und Klüften verursachen schließlich eine Spreizung der Stoffkonzentration aufgrund unterschiedlich hoher Strömungsgeschwindigkeiten auf den einzelnen Fließwegen (Abb. 2-7).

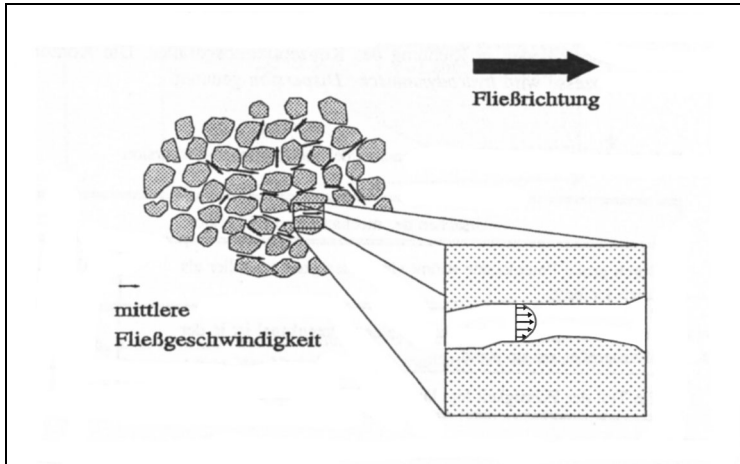


Abb. 2-5: Dispersion durch unterschiedliche Strömungsgeschwindigkeitsverteilung über den Querschnitt eines Fließkanals (aus LEGE et al. 1996)

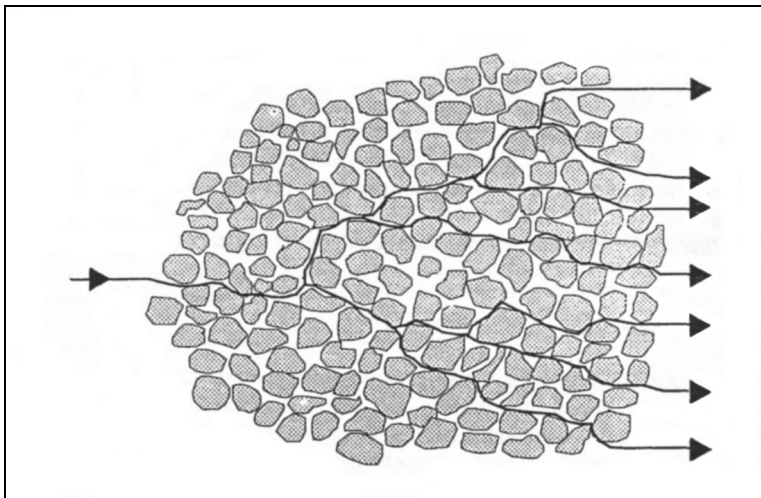


Abb. 2-6: Longitudinale und transversale Dispersion durch unterschiedliche Pfadlänge in verzweigten Poren- oder Kluftkanälen (aus LEGE et al. 1996)

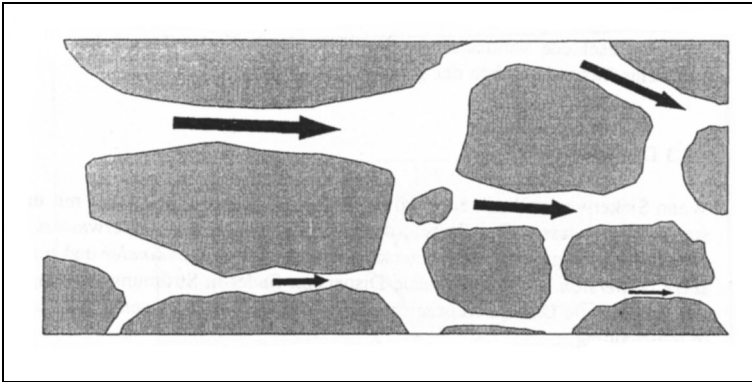


Abb. 2-7: Longitudinale Dispersion durch unterschiedlich große Strömungsquerschnitte in Poren oder Klüften (aus LEGE et al. 1996)

Dieser kleinskaligen Makrodispersion schließt sich im Skalenbereich oberhalb ca. 100 m bei entsprechend großen Fließstrecken eine großräumige Vermischung in Kluftsystemen bzw. Grundwassersystemen an (großskalige Makrodispersion).

Bei makroskopischer Betrachtung können sowohl der diffusive als auch der hydromechanische Anteil der Dispersion in Analogie zum FICK'schen Gesetz beschrieben werden (Kap. 2.2.4). Die hydro-mechanische Dispersion wird dabei durch das Produkt aus den Dispersionslängen und der Abstandsgeschwindigkeit quantifiziert:

$$D_{h(L)} = \alpha_L \cdot v_a + D_m \quad (2-12)$$

$$D_{h(T)} = \alpha_T \cdot v_a + D_m \quad (2-13)$$

mit:

$D_{h_L}$  = Longitudinale Dispersion  $[m^2/s]$  (longitudinal dispersion)

$D_{h_T}$  = Transversale Dispersion  $[m^2/s]$  (transvers dispersion)

$\alpha_{L,T}$  = Long., Trans. Dispersionslänge [m] (long., trans. dispersivity)

$v_a$  = Abstandsgeschwindigkeit [m/s] (mean transit velocity)

$D_m$  = Molekulare Diffusionskoeff.  $[m^2/s]$  (molecul. diffusion coeff.)

## 2.2.4 Diffusion

Diffusion kommt aufgrund eines Konzentrationsgradienten zustande. Beim advektiven Transport eines Stoffes mit einem strömenden Fluid entlang einer Kluft entsteht ein Konzentrationsgradient vom Kluftraum in die Gesteinsmatrix (vgl. Abb. 2-8). Dieser bewirkt einen diffusiven Massenstrom, bis ein völliger Ausgleich des Gradienten erfolgt ist, sofern sich der Gradient nicht zuvor umkehrt. Sinkt nämlich die Stoffkonzentration im Kluftraum unter diejenige des Porenraums der Matrix ab, stellt sich eine Rückdiffusion von der Matrix in die Kluft ein.

### 2.2.4.1 Diffusion im freien Raum

Die molekulare Diffusion wird durch die thermische Eigenbewegung von Molekülen und Atomen (BROWN'sche Molekularbewegung) verursacht. Sie bewirkt einen von der Strömungsgeschwindigkeit nach Richtung und Betrag unabhängigen Transport aus Bereichen höherer Konzentration zu solchen niedrigerer Konzentration. Der stationäre diffusive Massenstrom eines Stoffes durch eine Einheitsfläche ist proportional dem Konzentrationsgradienten. Er wird durch das 1. FICK'sche Gesetz beschrieben (HÄFNER et al. 1992):

$$\dot{m} = -D_m \cdot \frac{dC}{dx} \quad (2-14)$$

$\dot{m}$  = diffusiver Massenstrom [kg/m<sup>2</sup>·s] (*diffusive mass flow rate*)  
 $D_m$  = molekul. Diffusions-Koeff. [m<sup>2</sup>/s] (*molecul. diff. coeff.*)  
 $dC/dx$  = Konzentrationsgradient [kg/m<sup>3</sup>·m] (*concentration gradient*)

Der molekulare Diffusionskoeffizient stellt die Proportionalitätskonstante dar. Das negative Vorzeichen kennzeichnet den Transport in Richtung des Konzentrationsgefälles (LEGE et al. 1996).

Die Diffusion bei Zeit abhängiger Änderung der Konzentration (instationäre Bedingungen) wird durch das 2. FICK'sche Gesetz beschrieben:

$$\frac{dC}{dt} = -D_m \cdot \frac{d^2C}{dx^2} \quad (2-15)$$

$dC/dt$  = zeitlicher Konz.-Gradient [kg/m<sup>3</sup>·s] (*conc. gradient over time*)

Der molekulare Diffusionskoeffizient ist eine zwar stofftypische, aber vom thermodynamischen Zustand des Systems abhängige Größe (FRICK 1993). Seine starke Temperaturabhängigkeit ergibt sich aus der Abhängigkeit von der dynamischen Viskosität, die als Maß der inneren Reibungskräfte des Fluids angesehen werden kann und exponentiell von der Temperatur abhängig ist. Die Bestimmung des molekularen Diffusionskoeffizient kann entweder experimentell oder auf Basis der BOLTZMANN-Gleichung rechnerisch erfolgen.

Die molekularen Diffusionskoeffizienten für Elektrolyte in Wasser liegen im allgemeinen in der Größenordnung von einigen  $10^{-9}$  m<sup>2</sup>/s. Die binären Diffusionskoeffizienten ( $D_{1,2}$ ) einiger ausgewählter, im Rahmen dieser Arbeit bedeutender Gase in Wasser sowie in überschüssiger Luft sind in Tab. 2-4 für verschiedene Temperaturbereiche zusammengestellt.

*Tab. 2-4: Binäre Diffusionskoeffizienten  $D_{1,2}$  einiger Gase in Wasser und in überschüssiger Luft*

	$D_{\text{Gas / Wasser}}$ (berechnet)	$D_{\text{Gas / Wasser}}$ (experimentell)	$D_{\text{Gas / Luft}}$	$D_{\text{Gas / Luft}}$	$D_{\text{Gas / Luft}}$
	[m <sup>2</sup> /s]	[m <sup>2</sup> /s]	[m <sup>2</sup> /s]	[m <sup>2</sup> /s]	[m <sup>2</sup> /s]
T [C]	25°	25°	0°	20°	100°
T [K]	298.15°	298.15°	273.15°	293.15°	373.15°
N <sub>2</sub>	$2,0 \cdot 10^{-9(2)}$	$2,3 \cdot 10^{-9(3)}$	$1,60 \cdot 10^{-5(1)}$	n.v.	n.v.
O <sub>2</sub>	$2,3 \cdot 10^{-9(2)}$	$2,5 \cdot 10^{-9(3)}$	$1,60 \cdot 10^{-5(1)}$	n.v.	n.v.
H <sub>2</sub>	$3,4 \cdot 10^{-9(2)}$	$4,0 \cdot 10^{-9(3)}$	$6,68 \cdot 10^{-5}$	$6,27 \cdot 10^{-5}$	$11,5 \cdot 10^{-5}$
He	$2,1 \cdot 10^{-9(2)}$	$6,0 \cdot 10^{-9(3)}$	$6,17 \cdot 10^{-5}$	$5,80 \cdot 10^{-5}$	$10,6 \cdot 10^{-5}$
SF <sub>6</sub>	n.v.	n.v.	$0,88 \cdot 10^{-5}$	$0,83 \cdot 10^{-5}$	$1,5 \cdot 10^{-5}$

n.v. Daten nicht verfügbar

Quelle: CRC (2000: 6-188; 80<sup>th</sup> ed.), sofern nachfolgend nicht anders genannt

(<sup>1</sup>) CRC (1972: F-47; 53<sup>rd</sup> ed.)

(<sup>2</sup>) berechnet aus partiellen Molvolumen (LERMAN 1979)

(<sup>3</sup>) experimentelle Daten (LANDOLT-BÖRNSTEIN 1960)

Die Gegenüberstellung der Koeffizienten für die Gasphase und für die Wasserphase verdeutlicht das gegenüber gesättigten Verhältnissen in



aquatischen Systemen sehr unterschiedliche Diffusionsverhalten von Gasen in Luft.

Die binären Diffusionskoeffizienten in Wasser ( $D_{\text{Gas/Wasser}}$ ) liegen generell mit Werten von rd.  $10^{-9} \text{ m}^2/\text{s}$  um etwa vier Zehnerpotenzen niedriger als die binären Gas-Diffusionskoeffizienten ( $D_{\text{Gas/Luft}}$ ) der selben Substanz. Dies entspricht einem um etwa vier Zehnerpotenzen höheren Diffusionspotential der Gastracern in Luft verglichen mit Wasser.

Im Vergleich der eingesetzten Gastracer untereinander besitzt Helium mit  $5,80 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$  (bei  $20^\circ \text{ C}$ ) einen um den Faktor sieben höheren Diffusionskoeffizienten als  $\text{SF}_6$  ( $0,82 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$ ). Entsprechend höher ist der Anteil der molekularen Diffusion des Tracergases Helium an der insgesamt durch analytische Anpassung ermittelten Diffusion.

#### 2.2.4.2 Diffusion im porösen Medium

Im porösen Medium wird der freie molekulare Diffusionsprozess durch das Korngerüst behindert, da die Moleküle den untereinander in Verbindung stehenden Porenkanälen folgen müssen. Die diffusive Beweglichkeit eines Stoffes im Porenraum unter dem Einfluss der Porengröße und -geometrie sowie der physikalisch-chemischen Wechselwirkungen zwischen der Fluidphase und der Mineralphase beschreibt der *Porendiffusionskoeffizient*  $D_p$  (Gl. (2-16) ). Über den *Geometriefaktor*  $G$  berücksichtigt er sowohl die Verwundenheit der Diffusionswege im vernetzten Porenkanalsystem in Relation zum direkten Konzentrationsgradienten (*Tortuosität*  $\tau^2$ ) und die lokalen Einengungen der Porenkanäle (*Konstriktivität*  $\delta$ ) als auch die Reduzierung der Molekülbeweglichkeit durch physiko-chemische Wechselwirkungen an Mineraloberflächen.

Hinsichtlich der Wirkung der Diffusionsmechanismen bestehen grundsätzliche Unterschiede zwischen dem aquatischen Milieu und dem Gasmilieu. Im aquatischen Milieu reduzieren elektrostatische Wechselwirkungen zwischen der Mineralphase, den Wassermolekülen und den gelösten Teilchen die molekulare Beweglichkeit. Hier kommt der Dipolcharakter des Wassermoleküls zum Tragen, der zu einer Bindung von Wassermolekülen an die positiv geladene Oberfläche von Mineralkörnern (z.B. Silikate) führt und somit die Viskosität des Wassers bzw. dessen innere Reibung im Mikroskalenbereich um die Festphase im Vergleich zum freien Medium beträchtlich erhöht. Dies resultiert in einer weiteren Reduktion der Porendiffusion gegenüber der molekularen Diffusion, die bei kleiner werdenden Porenradien an Bedeutung

gewinnt (FRICK 1993). Hierin wird ein wesentlicher Unterschied zum Diffusionsverhalten im Gas-Milieu gesehen. Im trockenen, Gas gefüllten Porenraum entfallen diese elektrostatischen Wechselwirkungen, so dass in der selben Matrix der Poren-Diffusionskoeffizient für das Gassystem niedriger liegt als derjenige für das aquatische System. Im Gas gefüllten Porenraum mit einer Haftwasser umsäumten Mineralphase dagegen wirkt sich die Lösung der transportierten Gaskomponente im Haftwasser retardierend auf die Gasphase aus (Kap. 2.2.5.1).

Die effektiv in einem porösen Medium wirksame Diffusion wird weiterhin vom tatsächlich vorhandenen diffusionswirksamen Porenraum beeinflusst. Dies berücksichtigt der **effektive Diffusionskoeffizient**  $D_e$ , der das Produkt aus *Porendiffusionskoeffizient*  $D_p$  und der *diffusionswirksamen Porosität*  $n_d$  darstellt:

$$D_e = D_p \cdot n_d = D_m \cdot G \cdot n_d \quad (2-16)$$

mit:

$D_e$	= effektiver Diffusionskoeff.	$[m^2/s]$	( <i>intrinsic diffusivity</i> )
$D_p$	= Poren-Diffusionskoeffizient	$[m^2/s]$	( <i>porous diffusion coeff.</i> )
$D_m$	= molekular. Diffusionskoeff.	$[m^2/s]$	( <i>molecular diffus. coeff.</i> )
$G$	= Geometriefaktor	$[-]$	( <i>Diffusibility</i> )
$n_d$	= diffusionswirksame Porosität	$[-]$	( <i>diffusive porosity</i> )

wobei der Geometriefaktor  $G$  als der Quotient aus *Konstriktivität*  $\delta$   $[-]$  und *Tortuosität*  $\tau^2$   $[-]$  definiert wird und generell  $<1$  ist (FRICK 1993). Beide sind der direkten Messung unzugängliche Parameter. Ihr Quotient wird in der angelsächsischen Literatur auch als *Diffusibility* oder *Formation Factor* bezeichnet.

Den stationären diffusiven Massenfluss durch ein poröses Medium beschreibt das 1. FICK'sche Gesetz. Für eine Stoffkomponente und den eindimensionalen Fall formuliert lautet es (FRICK 1993):

$$\dot{m} = -D_e \cdot \frac{dC}{dx} = -D_p \cdot n_p \frac{dC}{dx} \quad (2-17)$$

mit:

$\dot{m}$	= diffusiver Massenstrom	$[kg/m^2 \cdot s]$	( <i>diffusive mass flow rate</i> )
$dC/dx$	= Konzentrationsgradient	$[kg/m^3 \cdot m]$	( <i>concentration gradient</i> )

### 2.2.5 Retardationsmechanismen

Den genannten Prozessen der Ausbreitung eines Inhaltsstoffes wirken die Retardationsmechanismen entgegen. Zu ihnen gehören:

- die *Lösung* einer transportierten Gaskomponente in Wasser, z.B. im Haftwasser der Kluftwandung oder der porösen Gesteinsmatrix;
- die *Adsorption* in Wasser gelöster Gaskomponenten an die Mineralphase, z.B. innere und äußere Oberflächen von Tonmineralen und Silikaten;
- Transport von Gaskomponenten in nicht durchströmbare Bereiche der Gesteinsmatrix, d.h. in *dead-end-Poren* (LEVER et al. 1985);
- die direkte *Adsorption* von Gasen an organische Oberflächen, z.B. an Kohlen; auch in Verbindung mit Intrapartikeldiffusion (Kap. 2.2.7);
- die *Ausfällung* von in Wasser gelösten Gaskomponenten aufgrund von Druck-, Temperatur- oder Konzentrationsänderung.

Angesichts der hier verwendeten Inertgase Schwefelhexafluorid und Helium sind von den genannten Retardationsmechanismen primär die *Lösung* der Gaskomponente in Wasser sowie die *Adsorption* der in Wasser gelösten Gaskomponente an Mineralphasen von Bedeutung.

#### 2.2.5.1 Lösung in Wasser

Die Löslichkeit von Gasen in Wasser hängt von ihren Physikalisch-chemischen Eigenschaften sowie von Partialdruck und Temperatur des umgebenden Systems ab. Eine Wasserphase equilibriert schon bei geringstem advektivem Transport sehr schnell mit der Gasphase (FRICK 1993). Für geringe Gasdrücke und aquatische Konzentrationen eines physikalisch gelösten Gases (d.h. ohne chemische Wechselwirkung mit Wasser – wie für He und SF<sub>6</sub> zutreffend) gilt zur Ermittlung der Gasmenge pro Wasservolumen das HENRY'sche Gesetz:

$$V_{G(gel)} = S_G \cdot p_G \quad (2-18)$$

$V_{G(gel)}$	= relatives Gas-Volumen	[cm <sup>3</sup> STP/L]	(rel. gas volume)
$S_G$	= Löslichkeit des Gases	[cm <sup>3</sup> STP/L]	(solubility of gas)
$p_G$	= Partialdruck des Gases	[hPa]	(gas pressure)

Die verwendeten Gase *Helium (He)*, *Schwefelhexafluorid (SF<sub>6</sub>)* und *Kohlendioxid (CO<sub>2</sub>)* unterscheiden sich von einander durch ihre Dichten und Viskositäten sowie durch ihre Wasserlöslichkeiten. Die für diese Arbeit bedeutsamen Werte bei 1013 hPa Luftdruck und bei 0°C bzw. 20°C sind in Tab. 2-5 den Werten der im System als Trägergas fungierenden Luft sowie Wasser gegenüber gestellt.

Tab. 2-5: *Einige physikalisch-chemische Eigenschaften von Helium, Schwefelhexafluorid, Kohlendioxid, Luft und Wasser.*

		<i>He</i>	<i>SF<sub>6</sub></i>	<i>CO<sub>2</sub></i>	<i>Luft</i>	<i>H<sub>2</sub>O</i>
Molekulargew.	[g/mol]	4,0026	146,05	44,01	28,65	18,01
<i>bei 0°C:</i>						
dyn. Viskosität	$\eta$ [mPa·s]	$1,96 \times 10^{-2}$	$1,47 \times 10^{-2}$	$1,46 \times 10^{-2}$	$1,81 \times 10^{-2}$	1,79
Dichte	$\rho$ [Kg/m <sup>3</sup> ]	0,1785	6,602	1,977	1,293	1000
kin. Viskosität	$\nu$ [m <sup>2</sup> /s]	$1,10 \times 10^{-1}$	$2,23 \times 10^{-3}$	$7,38 \times 10^{-3}$	$1,40 \times 10^{-2}$	$1,0 \times 10^{-3}$
<i>bei 20°C:</i>						
dyn. Viskosität	$\eta$ [mPa·s]	$1,86 \times 10^{-2}$	$1,39 \times 10^{-2}$	$1,38 \times 10^{-2}$	$1,71 \times 10^{-2}$	1,79
Dichte	$\rho$ [Kg/m <sup>3</sup> ]	0,1663	6,151	1,842	1,205	998
kin. Viskosität	$\nu$ [m <sup>2</sup> /s]	$1,12 \times 10^{-1}$	$2,26 \times 10^{-3}$	$7,49 \times 10^{-3}$	$1,42 \times 10^{-2}$	$1,0 \times 10^{-3}$
Löslichkeit **	[mg/l]	6000	41	1400		----

\*\* bei 20° C, 1013 hPa

Aufgrund seiner geringen **Dichte** von 0,1785 Kg/m<sup>3</sup> besitzt Helium ein um den Faktor sieben geringeres spezifisches Gewicht als Luft. Schwefelhexafluorid dagegen ist mit seiner Dichte von 6,602 Kg/m<sup>3</sup> rund fünf mal so schwer wie Luft. In einem mit stagnierender Luft gefüllten Raum würde He also aufsteigen, SF<sub>6</sub> dagegen sinken.

Die **Löslichkeit** (20°C, 1013 hPa) von Helium in Wasser ist mit 6.000 mg/l knapp 150 mal so groß wie die von SF<sub>6</sub>. Damit wird der Tracer Helium wesentlich stärker von Lösungsvorgängen im Porenwasser des Systems beeinflusst als der Tracer SF<sub>6</sub>.

### 2.2.5.2 Adsorption an die Mineralphase

Als *Adsorption* wird der Prozess der Retardation eines Stoffes an der Grenzfläche zweier Phasen verstanden. Gase können entweder an der Grenzschicht Gas-Wasser oder Gas-Feststoff zurückgehalten

werden. Für die als Tracer verwendeten Inertgase (He, SF<sub>6</sub>) ist die Adsorption der aquatischen Lösung der Gase an Mineralphasen von Bedeutung. Aufgrund der sehr viel höheren Löslichkeit von gasförmigem Helium im Vergleich zu SF<sub>6</sub> wird durch diesen Prozess der Gastransport von in Wasser gelöstem Helium stärker reduziert als der von SF<sub>6</sub>.

### 2.2.6 Mehrphasen-Transport

Bei Grundwasserschadensfällen liegt häufig außer der wässrigen Phase auch eine mit Wasser nur begrenzt mischbare flüssige Phase vor, bei der es sich je nach Schadensfall um auf der Grundwasseroberfläche aufschwimmende *Floater* (LNAPL, z.B. Aromatische Kohlenwasserstoffe; Mineralöl-Kohlenwasserstoffe) oder um *Sinker* (DNAPL, z.B. chlorierte Kohlenwasserstoffe) handeln kann. Besonders im ersten Fall kann es am Grundwassersaum sowie an den Grenzflächen der Phasen zu Phasenübergängen der Schadstoffe zwischen gelöster und gasförmiger Phase kommen, so dass der Stofftransport sich dann in mehreren, miteinander in Wechselwirkung stehenden Phasen vollzieht: der im Grundwasser *gelösten*, der auf dem Grundwasser *aufschwimmenden*, und der *gasförmigen* Schadstoff-Phase in der Bodenluft.

In dem hier untersuchten Luft gefüllten (Wasser ungesättigten) Festgesteinssystem wurden als Tracergase zum einen ein Gas verwendet, das bedeutend leichter als das Transportmedium Luft ist (Helium) und sich daher in Analogie zum aquatischen System als "Floater" bezeichnen ließe, zum anderen ein Gas, das wesentlich schwerer ist als Luft (Schwefelhexafluorid) und analog als "Sinker" bezeichnet werden kann (siehe Tab. 2-5).

Auch im natürlichen Übergangsbereich der wassergesättigten Zone eines Grundwasserleiters zur ungesättigten Zone erfolgt der Stofftransport sowohl in einer wässrigen Phase als auch in einer Gasphase. Die vorhandenen Inhaltsstoffe unterliegen in diesem Fall also einem Mehrphasentransport. Entsprechendes gilt auch für den Gastransport in einem geklüftet-porösen Festgestein mit natürlichem Feuchtegehalt, wie es das hier untersuchte ungesättigte Testfeld Pliezhausen darstellt. Die infolge einer versuchstechnisch eingerichteten Potentialdifferenz primär advektiv mit dem Trägermedium Luft durch das Kluft-Matrix-System transportierten Tracergase können im Bereich erhöhter Wassergehalte der Matrix (z.B. Haftwasser um die Mineralphase) durch unterschiedliche

Mechanismen einen Phasenübergang in die aquatische Phase erfahren. Die Quantifizierung des Stofftransports dieser Art bedarf sowohl für poröse als auch für geklüftete Medien der Lösung aufwendiger partieller Differentialgleichungen mittels numerischer Modellierung (HELMIG 1997) sowie eines sehr viel detaillierteren Messprogramms. Aufgrund dieser Komplexizität finden diese Prozesse in der vorliegenden Arbeit keine Berücksichtigung.

### 2.2.7 Stofftransport in geklüftet-porösen Festgesteinen

Eine schematische, zweidimensionale Darstellung des Stofftransports in einem Kluft-Matrix-System zeigt Abb. 2-8.

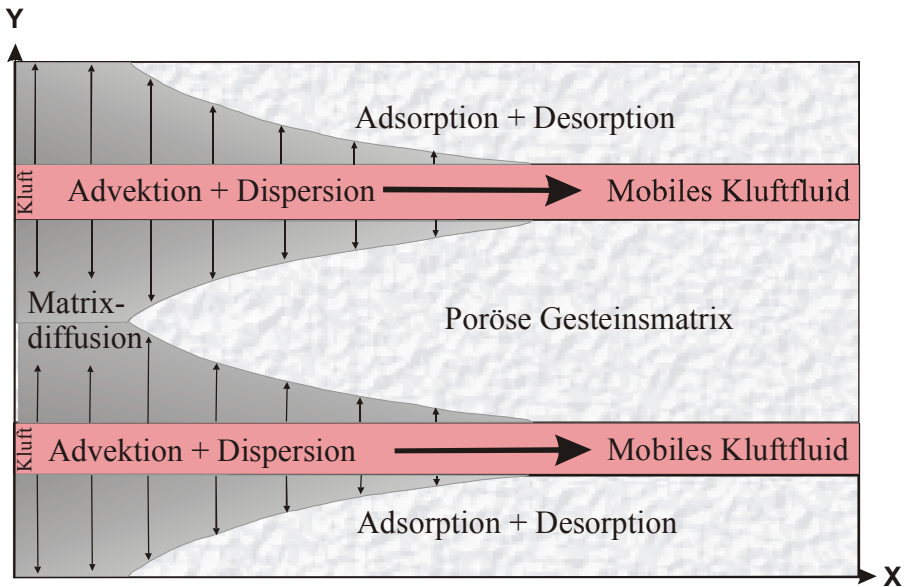


Abb. 2-8: Transportprozesse in einem Kluft-Matrix-System (verändert nach MAIER et al. 1995)

Ein zum Zeitpunkt  $t_0$  in die Kluft eintretender Stoff mit der Ausgangskonzentration  $C_0$  wird mit dem mobilen Kluftfluid durch **Advektion** in der Kluft transportiert. Dabei erfährt die Stoffquelle als Folge der hydrodynamischen **Dispersion** eine longitudinale Spreizung in Fließrichtung (X) und eine transversale Spreizung quer zu ihr (Y). Die Einschnürung des Fließquerschnitts von Klüften und die dadurch bedingte

Ausbildung bevorzugter Fließkanäle (vgl. Kap. 2.1.5) beeinträchtigt die dispersive Durchmischung. Eine ausreichende Vermischung erfolgt u.U. erst nach längeren Fließwegen, die dann einen FICK'schen Ansatz für die hydrodynamische Dispersion rechtfertigen (NOVAKOWSKI et al 1985). Die Gültigkeit FICK'scher Dispersionsansätze ist daher für kleinräumige Transportwege umstritten (KOLDITZ 1997).

Die Prozesse der **Matrix-Diffusion** und der **Intrapartikeldiffusion** (Abb. 2-9) führen zu einer Ausbreitung der Stofffront quer zur Hauptfließrichtung in die Gesteinsmatrix bei steter Abnahme der Stoffkonzentration mit zunehmender Entfernung von der Kluft (Abb. 2-8).

Für die zeitliche Veränderung der **Konzentration einer Fluidkomponente in einer Kluft** infolge zweidimensionalen Transports in einem Zwei-Phasen-System (Fluidphase, Feststoffphase) unter Berücksichtigung von Advektion, Dispersion, Diffusion durch Kluftoberflächen, Retardation und Abbau gilt (SUDICKY & FRIND 1982; TANG ET AL. 1981):

$$\frac{\partial C_f}{\partial t} = \underbrace{D_L \frac{\partial^2 C_f}{\partial x^2} \frac{1}{R_f}}_{\text{Dispersion (long.)}} + \underbrace{D_T \frac{\partial^2 C_f}{\partial y^2} \frac{1}{R_f}}_{\text{Dispersion (trans.)}} - \underbrace{v_a \frac{\partial C_f}{\partial x} \frac{1}{R_f}}_{\text{Advektion}} \quad (2-19)$$

$$+ \underbrace{\frac{2 D_e}{w_f} \cdot \frac{1}{R_f} \cdot \frac{\partial C_p}{\partial z}}_{\text{Diffusion durch Kluftoberflächen}} \Bigg|_{z \cong \frac{1}{2} w_f} + \underbrace{\lambda \cdot C_f}_{\text{Abbau}}$$

mit:

$C_f$  = Konzentration in der Kluft [kg<sup>3</sup>/m<sup>3</sup>] (*concentr. in the fracture*)

$C_p$  = Konzentration in der Matrix [kg<sup>3</sup>/m<sup>3</sup>] (*concentr. in the matrix*)

$D_L$  = Longit. Dispersionskoeff. [m<sup>2</sup>/s] (*longit. dispersion coeff.*)

$D_T$  = Transv. Dispersionskoeff. [m<sup>2</sup>/s] (*transv. dispersion coeff.*)

$D_e$  = Effektiver Diffusionskoeff. [m<sup>2</sup>/s] (*effective diffusion coeff.*)

$R_f$  = Kluft-Retardationskoeffizient [-] (*fracture retardation coeff.*)

$v_a$  = Mittlere Fließgeschwindigkeit [m/s] (*mean transit velocity*)

$\lambda$  = Zerfalls-Konstante [-] (*decay constant*)

Der Retardationskoeffizient für die Kluft  $R_f$  bzw. für die Matrix  $R_p$  (Gl. 2-21) repräsentiert die Adsorption einer Stoffkomponente an die Kluftwandung bzw. im Porenraum der Matrix gemäß den Gleichungen (2-20) bzw. 2-22).

$$R_f = 1 + \frac{K_{D(f)}}{0,5 w_f} \quad (2-20)$$

$K_{D(f)}$  = Distributions-Koeff. d. Kluft [m] (*fracture distribution coeff.*)

$w_f$  = hydraul. Kluftöffnungsweite [m] (*hydraul. fracture aperture*)

Die Distributions-Koeffizienten (Verteilungskoeffizienten)  $K_{D(f)}$  bzw.  $K_{D(p)}$  beschreiben das Gleichgewichtsverhältnis zwischen der sorbierten Stoffmenge [kg] pro Oberfläche der Feststoffphase [m<sup>2</sup>] und der Stoffkonzentration im Fluid der Kluft bzw. der porösen Matrix [kg/m<sup>3</sup>].

Der **diffusive Stofftransport durch die Gesteinsmatrix** senkrecht zur Klusterstreckung kann durch folgende Gleichung beschrieben werden (SUDICKY & FRIND 1982; TANG ET AL. 1981):

$$\frac{\partial C_p}{\partial t} = \frac{1}{R_p} \cdot \frac{D_e}{n_p} \cdot \frac{\partial^2 C_p}{\partial y^2} - \lambda \cdot C_p \quad (2-21)$$

mit:

$D_e$  = Effekt. Diffusionskoeffizient [m<sup>2</sup>/s] (*effective diffusion coeff.*)

$D_p$  = Poren-Diffusionskoeffizient [m<sup>2</sup>/s] (*porous diffusion coeff.*)

$n_p$  = Matrix-Pososität [-] (*matrix porosity*)

$R_p$  = Matrix-Retardationskoeffizient [-] (*matrix retardation coeff.*)

wobei:

$$R_p = 1 + \frac{\rho \cdot K_{D(p)}}{n_p} \quad (2-22)$$

$K_{D(p)}$  = Distributions-Koeff. d. Matrix [m] (*matrix distribution coeff.*)

$n_p$  = Matrixporosität [-] (*matrix porosity*)

$\rho$  = Gesteinsdichte [-] (*matrix density*)



Der Matrix-Retardationskoeffizient ist also umgekehrt proportional zur Matrixporosität. Ohne Sorptionsprozesse (z.B. bei idealen Tracern) wird  $K_{D(p)} = 0$  und  $R_p = 1$ . Analoges gilt für diese Parameter in der Kluft.

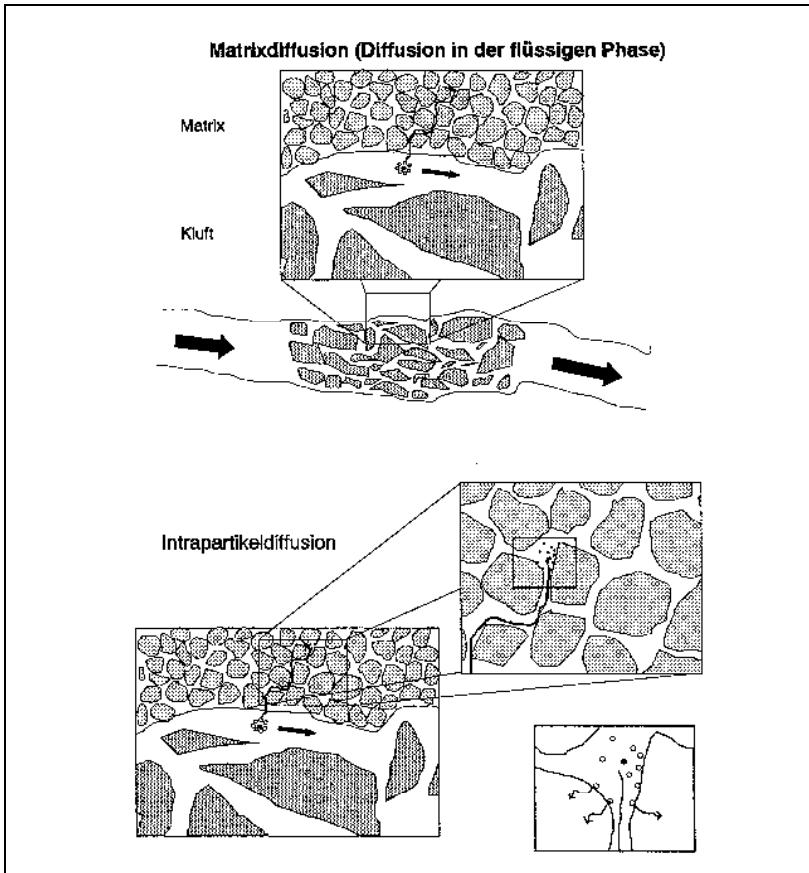


Abb. 2-9: Matrixdiffusion und Intrapartikeldiffusion im Kluft-Matrix-Übergangsbereich (KOLDITZ 1997)

Die **Matrixdiffusion** von der Kluft in die Gesteinsmatrix wird durch das Konzentrationsgefälle zwischen Kluftfluid und Porenfluid verursacht. Dadurch breitet sich das Fluid diffusiv in der Matrix aus, was eine Reduzierung der Stoffkonzentration und eine Verzögerung der Stoffausbreitung in der Kluft zur Folge hat.

Durch die Matrixdiffusion werden die inneren Oberflächen der Mineralphase zugänglich gemacht. Die anschließende Adsorption ermöglicht der Fluidkomponente durch **Intrapartikeldiffusion** in das Innere des Mineralkorns zu gelangen, wodurch eine starke Bindung an die Mineralphase erreicht wird (Abb. 2-9, unten). Die Intrapartikeldiffusion beschreibt also den diffusiven Transport in das Innere der Mineralphase (LEGE et al. 1996).

Unter Vernachlässigung von Abbau-, Diffusions- und Retardationsprozessen kann die zeitliche Veränderung der Stoffkonzentration im Kluffluid an einem definierten Beobachtungspunkt in einem Zwei-Phasen-System (Fluidphase und Feststoffphase), die allein durch Advektion und Dispersion in einem homogenen, isotropen Aquifer mit konstanter Mächtigkeit bei stationärer, isothermer, flächenparalleler Strömung verursacht wird, durch folgende 2D-Transportgleichung ausgedrückt werden (KOLDITZ 1997):

$$\frac{\partial C_f}{\partial t} = D_L \frac{\partial^2 C_f}{\partial x^2} + D_T \frac{\partial^2 C_f}{\partial y^2} - v_a \frac{\partial C_f}{\partial x} \quad (2-23)$$

mit:

$\partial C_f / \partial t$  = zeitliche Änderung der Stoffkonzentration

$D_L$  = longitudinaler Dispersionskoeffizient (=  $D_{xx}$ )

$D_T$  = transversaler Dispersionskoeffizient (=  $D_{yy}$ )

$x$  = Entfernung in Fließrichtung

$y$  = Entfernung quer zur Fließrichtung

$v_a$  = Mittlere Fließgeschwindigkeit in Fließrichtung

$\partial C_f / \partial x$  = Konzentrationsgradient in Fließrichtung

## 2.3 Analytische Verfahren und Modelllösungen

Analytische Verfahren sind Verfahren, die eine explizite, in geschlossener Form darstellbare Lösung eines mathematischen Modells liefern (BUSCH et al. 1993). Physikalische Prozesse wie der Transport von Fluiden durch ein geklüftet-poröses Gestein werden durch partielle Differentialgleichungen beschrieben, die nur bei Vorgabe bestimmter Randbedingungen und Anfangsbedingungen gelöst werden können. Die analytische Lösung eines Anfangs-Randwert-Problems liefert die

explizite Zeit- und Ortsabhängigkeit der gesuchten Feldgröße, z.B. die Konzentration eines Tracers an einem definierten Detektionspunkt über eine bestimmte Beobachtungszeit, im Rahmen der Genauigkeit des physikalischen Modells.

Die Identifizierung einer exakten Beziehung zwischen der durch die jeweilige Differentialgleichung beschriebenen *abhängigen Variable* und den *unabhängigen Variablen* kann durch vorwärts gerichtete (direkte) oder inverse Lösung der Aufgabenstellung erfolgen.

Durch die **Vorwärts-Modellierung** wird die *gesuchte abhängige Variable* bei gegebenen Anfangs- und Randbedingungen in Abhängigkeit von den *bekanntesten unabhängigen Variablen* berechnet (Beispiel: Berechnung der Grundwasserabsenkung in einem Beobachtungsbrunnen infolge einer Grundwasserentnahme in einem entfernten Brunnen bei bekannter Transmissivität und Speicherkoeffizienten).

Bei der **Invers-Modellierung** liegen zwar Informationen (meist Messwerte) über die abhängige Variable vor, die *unabhängigen Variablen* aber sind *nicht oder nur teilweise bekannt*. Deshalb werden die unabhängigen Variablen durch mathematische Lösungsverfahren berechnet, indem sie - ausgehend von eingegebenen Startwerten - iterativ so lange verändert werden, bis die mit dem Modell *berechneten Werte* der abhängigen Variable bestmöglich ("best fit") ihren *gemessenen Werten* angepasst sind (Beispiel: Bestimmung der Transportparameter aus einer zeitlichen Verteilung der Tracerkonzentration bei bekannter Eingabemasse und Fließrate).

Die Anwendbarkeit analytischer Lösungsverfahren auf Transportprobleme erfordert eine Reihe von **Modellvereinfachungen** (siehe Tab. 2-6) hinsichtlich der Modellgeometrien, der Anfangs- und Randbedingungen, der Strömungsbedingungen und der Transportprozesse, die in analytischen Transportmodellen berücksichtigt werden können.

Der Vorteil analytischer Modellansätze gegenüber numerischen Berechnungen liegt trotz notwendiger Vereinfachungen und der damit verbundenen Gefahr von Approximationsfehlern und zu starker Abstraktion der beschriebenen Prozesse in dem verhältnismäßig geringen Aufwand für Modellerstellung und Berechnung. Sie werden deshalb außer zur quantitativen Verifikation numerischer Modelle vor allem für folgende Anwendungsgebiete eingesetzt (LEGE et al 1996):

- zur Beschreibung prinzipieller Transportvorgänge in natürlichen Systemen;

- zur Parameterbestimmung durch Interpretation von Feldexperimenten;
- für Studien der Sensitivität des Systemverhaltens bei Parametervariationen.

Tab. 2-6: *Modellvereinfachungen für analytische Transportmodelle (verändert nach LEGE et al. 1996)*

### **Modellgeometrie**

<i>Transportmedium:</i>	homogen und nicht deformierbar Kluft und Matrix jeweils isotrop
<i>Symmetrie:</i>	bezüglich der Kluftachse

### **Anfangs- und Randbedingungen**

<i>Anfangsverteilung:</i>	homogen
<i>Konzentrationsvorgabe:</i>	im Unendlichen
<i>Quellen und Senken:</i>	punkt- oder linienförmig, mit konstanter Stärke

### **Strömung**

<i>Strömungsverhältnisse:</i>	laminar und stationär
<i>homogenes Fluid:</i>	konstante Dichte und Viskosität
<i>inkompressible Strömung:</i>	keine Beeinflussung durch Druck
<i>Hagen-Poiseuille Strömung:</i>	flächenparallele Kluftströmung Haftbedingung auf Kluftwandung
<i>Gesteinsmatrix:</i>	undurchlässig
<i>Schwerkraft:</i>	unberücksichtigt
<i>lokale Trägheitskräfte:</i>	vernachlässigbar

### **Transport**

<i>Gleichgewicht:</i>	chemisch & thermodynamisch
<i>Materialeigenschaften:</i>	konstant, d.h. ohne Druck- und Temperaturabhängigkeiten
<i>Konzentrationsverteilung:</i>	konstant über die Kluftweite
<i>Stoffstrom im Gestein:</i>	orthogonal zur Kluft

### 3 BAUMASSNAHME "TESTFELD PLIEZHAUSEN"

Das Kapitel 3 beschreibt in eigenen Unterkapiteln die maßgeblichen faziellen und tektonischen Rahmenbedingungen (*Projektplanung*), die Standortsuche und Ausweisung des Testfeldes (*Ausführungsplanung*) sowie Zuschnitt und Kapselung des Testfeldes (*Bauausführung*).

Das Festgestein-Testfeld Pliezhausen befindet sich auf etwa 358 m ü. NN in der Gemarkung Pliezhausen-Rübgarten in Randlage des Steinbruch Fauser (R 35 12 850 / H 53 79 675), in dem über Jahrzehnte der Abbau von Stubensandstein des oberen Mittelkeupers (km<sup>4</sup>) als Baumaterial für den Kölner Dom und andere historische Bauwerke betrieben wurde (KNACKE-LOY 1988). Der Steinbruch liegt im Landkreis Reutlingen unmittelbar an der Schnellstrasse B 27 zwischen Tübingen und Stuttgart, etwa 30 km südlich des Autobahn-Kreuzes Stuttgart-Degerloch (Abb. 3-1).

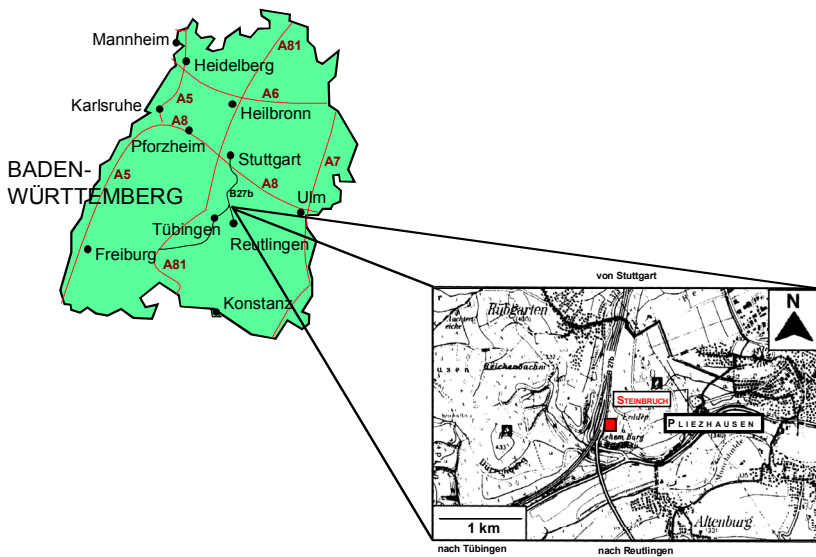


Abb. 3-1: Lage des Testfeld-Steinbruchs in Baden-Württemberg.

### 3.1 Projektplanung: Die Geologie

#### 3.1.1 Geologischer Rahmen

Morphologisch betrachtet befindet sich das Testfeld am Ostrand des Schönbuchs, der als Teil des Keuperberglandes den mittleren Teil des Südwestdeutschen Schichtstufenlands einnimmt (Abb. 3-2).

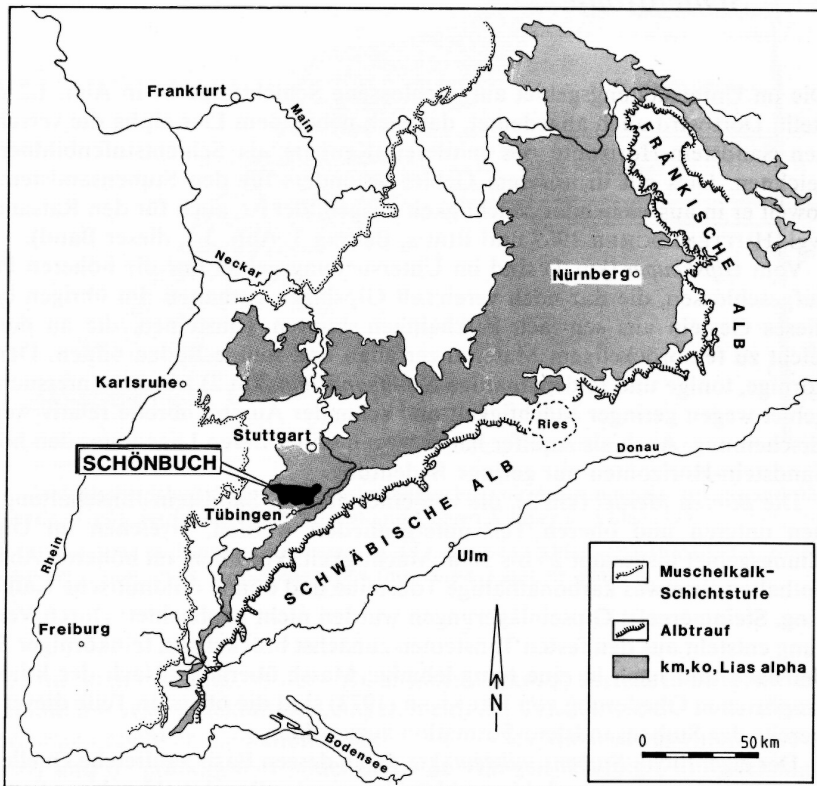


Abb. 3-2: Lage des Naturparks Schönbuch im Süddeutschen Schichtstufenland (EINSELE & AGSTER, 1986)

Im Bereich des Schönbuchs ist die gesamte Schichtenfolge des Mittleren Keupers vom Gipskeuper (km1) über Schilfsandstein (km2), Bunte Mergel (km3) und Stubensandstein (km4) bis zum Knollenmergel (km5) sowie der Obere Keuper in Form des Rätsandsteins (ko) und der abschließende Lias alpha aufgeschlossen. Dabei bilden neben dem Lias alpha insbesondere der Schilfsandstein und der Stubensandstein, bei ausreichender Mächtigkeit auch der Rätsandstein, ausgeprägte Schichtstufen (Abb. 3-3).

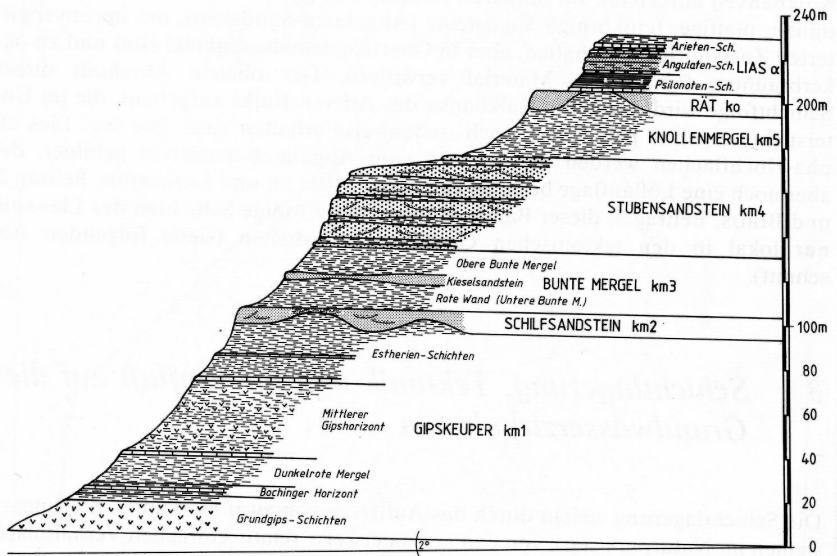


Abb. 3-3: Geologische Schichtenfolge im Bereich des Schönbuchs (EINSELE & AGSTER 1986)

Die stratigraphische Gliederung des Keupers erfolgt nach rein lithologischen Merkmalen, da Makrofossilien selten und deshalb zur stratigraphischen Zuordnung nicht geeignet sind. BRENNER (1973) wies erstmals auf den isochronen Leitwert bestimmter weit aushaltender Steinmergelbänke hin. Nach der darauf aufbauenden Chronostratigraphie für Südwestdeutschland kann die Schichtenfolge des für die hier vorgestellten Untersuchungen maßgeblichen Stubensandsteins in vier große Sandsteinkörper (km<sup>o</sup>4,1 bis km 4,4) gegliedert werden (BRENNER & VILLINGER 1981), die jeweils durch pelittische Lagen, sog. „Hangendletten“ voneinander getrennt sind (Abb. 3-4).





Der 2. Stubensandstein (km<sup>4</sup>2) wird im südwestlichen Baden-Württemberg in drei separate Sandsteinkörper unterteilt (BRENNER 1973, 1978), die in der traditionellen stratigraphischen Gliederung als sc1, sc2 und sc3 bezeichnet werden (STOLL 1929).

Die Sedimente des Stubensandsteins sind fluviatile Ablagerungen, die in der Oberen Trias (Karn, Nor) nach monsunartigen Regenfällen gebildet wurden (PARRISH 1993). Dementsprechend wechseln sich auf engem Raum verschiedene Strukturelemente fluviatiler Systeme wie Gleithang, Prallhang, Totarme, Überschwemmungsebenen und Abflußrinnen ab, die ihrer Natur entsprechend innerhalb weniger Meter einen raschen faziellen Wechsel von sandigen über siltigen zu tonigen Sedimenten bedingen (vgl. Kap. 3.1.3). Infolge der kleinräumigen Wechsel der Korngrößen war bei der lokalen Standortfindung eines für das Testfeld ausreichend mächtigen Sandsteinkörpers mit ebenso kleinräumigen Wechseln der Mächtigkeit des Sandsteinkörpers zu rechnen.

### 3.1.2 Regionales Spannungsfeld und Schichtlagerung

Der Sandsteinkeuper stellt aufgrund der Wechsellagerung von grundwasserleitenden Sandsteinen (einschließlich ihrer untergeordneten Steinmergel- bzw. Kalk- und Dolomitbänkchen) mit schlecht durchlässigen Mergel-, Ton- und Schluffsteinen einen schichtig gegliederten Grundwasserleiter dar, dessen Wasserführung vorwiegend entlang tektonischer Trennflächen und Schichtflächen erfolgt (UFRECHT 1987). Die faziell bedingten Inhomogenitäten des Sandsteinkeupers (vgl. Kap. 3.1.3) bewirken eine unterschiedlich intensive Zerklüftung in Abhängigkeit von der Mächtigkeit eines Sandsteinstranges und dem Wechsel kompetenter und inkompetenter Schichten.

Das ***Einfallen der Keuperschichten*** erfolgt im Allgemeinen mit geringer Neigung nach SE. Für den Bereich des Schönbuchs wurde im Rahmen der von der Deutschen Forschungsgemeinschaft geförderten Studie „Landschaftsökologisches Forschungsprojekt Naturpark Schönbuch“ nach einem Entwurf von AGSTER (1983) eine neue Schichtlagerungskarte bezogen auf die Schichtgrenze km3 zu km4 (Bunte Mergel / Stubensandstein) erstellt. Sie weist ein über mehrere Kilometer gemitteltes Schichteinfallen von NW nach SE von weniger als 2° aus. Dabei bilden die Schichten keine einheitlich geneigte Schichttafel, sondern flache Aufwölbungen und morphologische Mulden, so daß die Lagerungsverhältnisse lokal vom generellen Verhalten im Südwestdeutschen Schichtstufenland stark

abweichen können (EINSELE & AGSTER, 1986). In der Umgebung des Steinbruch Fauser konnte KNACKE-LOY (1988) ein Schichteneinfallen von etwa 2° feststellen.

Das **regionale Spannungsfeld** im Bereich des Schönbuch ist gekennzeichnet durch die tektonischen Großstrukturen des Hohenzollerngrabens und des Fildergrabens, die beide innerhalb einer Zone von etwa herzynisch streichenden Lineamenten (140° N) liegen (GÜNTHER 1977). Der Fildergraben wird im Süden durch den annähernd dem Schwäbischen Lineament in SW-NE Richtung folgenden Bebenhäuser Graben begrenzt (EINSELE & AGSTER, 1986). Dieser zieht mit einer Streichrichtung von etwa 60° von Hagelloch (nordwestlich von Tübingen) über Bebenhausen nach NE zum Höhenzug Eichenfirst, und von dort nördlich an Walddorf-Häslach (und damit nur etwa 3 km nördlich des Testfeld Pliezhausen) vorbei weiter in Richtung Wolfschlugen und die Filderhochfläche südlich von Stuttgart. Wenn gleich diese Strukturen im unmittelbaren Umfeld des Testfeldes und des Steinbruchs Fauser im Gelände nicht besonders in Erscheinung treten (MÜLLER 1996, RICHTER 2000), so zeigt der im wesentlichen parallel zum Bebenhäuser Graben angelegte Verlauf des Neckartales von Rottenburg über Tübingen und Kirchentellinsfurt bis Pliezhausen sowie erneut nordöstlich zwischen Neckartenzlingen und Nürtingen die Anlage dieser tektonischen Schwächezone auch südlich des Testfeld-Gebietes an.

### 3.1.3 Faziesgeologie und Gesteinsausbildung

Wie oben erwähnt, stellen die Ablagerungen des Mittleren Keuper die wichtigsten geologischen Einheiten im Bereich des Festgestein-Testfeldes Pliezhausen dar. Im Bereich des Oberen Mittelkeupers bildet der Stubensandstein-Horizont (km<sup>4</sup>) die mächtigste stratigraphische Einheit, wobei die Mächtigkeit großräumig betrachtet von Osten nach Westen abnimmt. Er wird unterlagert von vorwiegend tonigen Schichten der Oberen Bunten Mergel (km<sup>3o</sup>) und überlagert von rotvioletten Tonsteinen des Knollenmergels (km<sup>5</sup>).

Wie in Kap. 3.1.1 einleitend erwähnt, wurde die **Schichtenfolge des Stubensandstein** durch fluviatile, zum Teil nach monsunartigen Regenfällen sedimentierte Ablagerungen gebildet. Dies führte zu einem engräumigen Wechsel verschiedener Strukturelemente fluviatiler Systeme, die innerhalb weniger Meter einen raschen faziiellen Wechsel von sandigen über siltigen zu tonigen Sedimenten bedingen. Detaillierte Untersuchungen der Fazies- und Reservoirgeologie dieser

fluviatilen Abfolgen im Areal des Testfeld-Steinbruchs führte BENGELSDORF (1997) durch. Dabei wurden verschiedene Architektur-elemente im Sinne von MIALL (1985, 1988) sowie KELLER et. al (1990) bzw. PLATT & KELLER (1992) identifiziert und zur Korrelation von Steinbruch-Wandaufschlüssen mit umliegenden Bohrungen herangezogen. Das N-S-Profil aus den korrelierten Bohrungen und Wandaufschlüssen, das den Bereich des Testfeldes einschließt, ist in Abb. 3-5 wiedergegeben. Die Lage des Profilschnittes ist in Abb. 3-7 (Kap. 3.2.2 unten) angegeben.

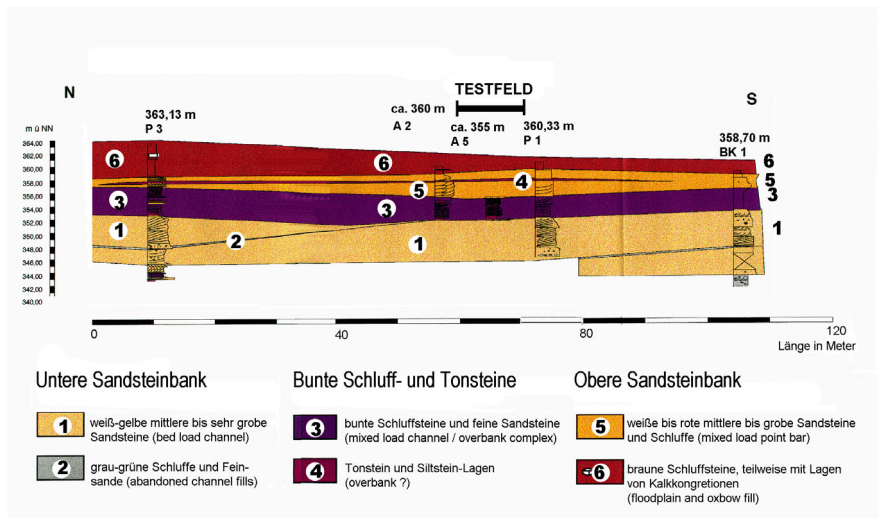


Abb. 3-5: Geologisches N-S-Profil durch den Testfeld-Steinbruch (aus BENGELSDORF 1997, leicht verändert)

Aus einer Serie von zweidimensionalen Profilen konnte BENGELSDORF (1997) dreidimensionale Faziesmodelle des Unteren, Mittleren und Oberen Stubensandsteins sowie der Gesamtsequenz erstellen. Abb. 3-6 zeigt das 3D-Fazies-Modell für den Oberen Stubensandstein.

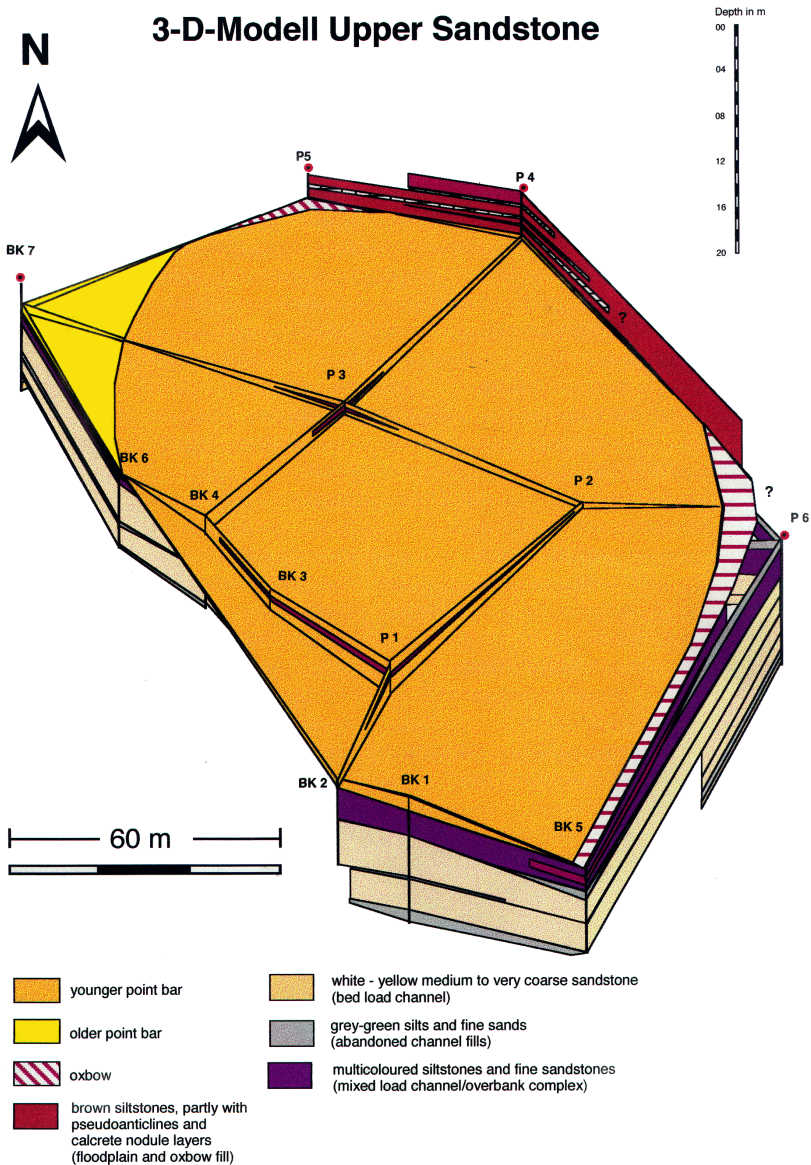


Abb. 3-6: 3D-Fazies-Modell Oberer Stubensandstein, Bereich Steinbruch Fauser (BENGELSDORF 1997).

Hinsichtlich seines Mineralbestandes hat KNACKE-LOY (1988) den Stubensandstein des (tieferen) Werkstein-Horizontes auf Grund seines Feldspatgehaltes zwischen 0,2 und 11,4 % gemäß der Sandstein-Nomenklatur von PETTIJOHN (1973) als Quarzarenit (< 5 % Feldspatanteil) oder Subarkose (5 – 25 % Feldspatanteil) klassifiziert.

Der für die Untersuchungen am Testfeld maßgebliche hangende Stubensandstein ist ein mittel- bis grobkörniger, gut sortierter, weißlicher bis gelblicher Sandstein mit überwiegend dolomitischem, bereichsweise kaolitisch-illitischem und kieseligem Bindemittel (GRIMM 1990; Gestein Nr. 107). Er zeichnet sich durch folgende Mineralbestandteile aus: Quarz 68 %, Gesteinsbruchstücke 27 %, Alkalifeldspat 5 %. Er wird als „schwach feldspatführender Sandstein mit vielen Gesteinsbruchstücken“ klassifiziert (GRIMM 1990).

### **3.2 Ausführungsplanung: Die Standortsuche**

Die Standortsuche zur Einrichtung des in-situ Testfeld Pliezhausen unterlag folgenden grundlegenden Kriterien. Sowohl aus geologischer als auch aus technischer Sicht waren die besten Voraussetzungen zur Einrichtung eines Festgestein-Testfeldes generell in einem noch aktiv betriebenen Steinbruch zu erwarten. Bei einem noch erfolgenden Gesteinsabbau war die Wahrscheinlichkeit am größten, daß auch ein für die Testfeld-Erstellung zur Verfügung gestellter ehemaliger Abbaubereich erst über kurze Zeiträume der Verwitterung und Auflockerung ausgesetzt war. Außerdem bietet ein Steinbruch, in dem noch ein Abbau erfolgt, aus rein praktischer Sicht die für Aufbau und Betrieb eines Testfeldes notwendigen Infrastrukturen wie, Strom, Wasser und Zufahrtswege.

Als Untersuchungsmedium wurde ein Gestein mit möglichst hoher Matrixporosität und möglichst gleichmäßig verteilten, engständigen Klüften und Trennflächen gesucht. Damit kamen die in Baden-Württemberg verbreiteten Sandsteine des Buntsandsteins und des Keupers in die engere Wahl.

Tab. 3-1 gibt einen Überblick über die aus der Literatur entnommenen physikalischen Eigenschaften der in Betracht gezogenen Sandsteine in ihrer unterschiedlichen Informationsdichte mit Quellenangabe (GRIMM 1990, KULKE 1967, UFRECHT 1987). Sie weist insbesondere die Schilfsandsteine des Kraichgaus sowie den Buntsandstein des südlichen Schwarzwalds (Raum Lahr) als Gesteine mit hoher Matrixporosität aus, während die Odenwälder Sandsteine und der Pliezhausener

Stubensandstein des liegenden „Werkstein“-Bereichs geringere Porositäten verzeichnen. Der Pliezhausener Stubensandstein der hangenden, sog. "Oberen Bank" weist dagegen nach einer Untersuchung von KNACKE-LOY (1988) mit über 20 Vol-% ein hohes Wasseraufnahmevermögen unter Vakuum auf.

Tab. 3-1: *Eigenschaften einiger Sandsteine Baden-Württembergs.*

Formation	Handelsname	Strat. Horiz.	Rein-Dichte [g/cm <sup>3</sup> ]	Roh-Dichte [g/cm <sup>3</sup> ]	Wasser-aufn. bei p <sub>atm</sub> [Gew-%]	Wasser-aufn. bei p <sub>atm</sub> [Vol.-%]	Wasser-aufn. bei Vak. [Gew-%]	Wasser-aufn. bei Vak. [Vol.-%]	Matrix-Poros. [Vol.-%]	Quelle
Bunt-sandstein	Lahrer Sandstein (Gestein Nr. 067)	su	2,64	2,16	<b>5,04</b>	10,9	<b>8,47</b>	18,29	18,29 <sup>(2)</sup>	GRIMM (1990)
Bunt-sandstein	Neckartäler, rot (Gestein Nr. 068)	su	2,65	2,25	<b>3,97</b>	8,9	<b>6,79</b>	15,28	15,23 <sup>(2)</sup>	GRIMM (1990)
Bunt-sandstein	Neckartäler, rotweiß (Gestein Nr. 068)	su	2,64	2,33	<b>3,62</b>	8,4	<b>5,08</b>	11,83	11,83 <sup>(2)</sup>	GRIMM (1990)
Schilf-sandstein	Maulbronner Sandstein	km <sub>2</sub>	2,61	2,19	<b>o.A.</b>	o.A.	<b>o.A.</b>	o.A.	15,3 +15,3 <sup>(1)</sup>	GRASSEGGER et al. (1990)
Schilf-sandstein	Pfaffenhofener Sandstein	km <sub>2</sub>	2,60	2,00	<b>o.A.</b>	o.A.	<b>o.A.</b>	o.A.	21,1 +23,3 <sup>(1)</sup>	GRASSEGGER et al. (1990)
Schilf-sandstein	Niederhofener Sandstein	km <sub>2</sub>	2,61	2,06	<b>o.A.</b>	o.A.	<b>o.A.</b>	o.A.	17,9 +23,8 <sup>(1)</sup>	GRASSEGGER et al. (1990)
Schilf-sandstein	Weiler Sandstein	km <sub>2</sub>	2,61	2,15	<b>o.A.</b>	o.A.	<b>o.A.</b>	o.A.	18,1 +19,9 <sup>(1)</sup>	GRASSEGGER et al. (1990)
Schilf-sandstein	Mühlbacher Sandstein	km <sub>2</sub>	2,61	2,15	<b>o.A.</b>	o.A.	<b>o.A.</b>	o.A.	15,9 +20,5 <sup>(1)</sup>	GRASSEGGER et al. (1990)
Stuben-sandstein	Pliezhausener Sdst. Gestein Nr. 107 (Werkstein-Horiz.)	km <sub>4</sub>	2,68	2,31	<b>3,22</b>	7,4	<b>5,97</b>	13,79	13,77	GRIMM (1990)
Stuben-sandstein	Stubensandstein, <i>weiße Varietät</i> , („Probe F 1, Werksteinblock“)	km <sub>4</sub>	o.A.	o.A.	<b>o.A.</b>	o.A.	<b>o.A.</b>	13,5	o.A.	KNACKE-LOY (1988)
Stuben-sandstein	Stubensandstein, <i>gelbe Varietät</i> , („Probe F 1, Werksteinblock“)	km <sub>4</sub>	o.A.	o.A.	<b>o.A.</b>	o.A.	<b>o.A.</b>	17,2	o.A.	KNACKE-LOY (1988)
Stuben-sandstein	Stubensandstein, („Probe FO 3, Obere Bank“)	km <sub>4</sub>	o.A.	o.A.	<b>o.A.</b>	o.A.	<b>o.A.</b>	20,6	o.A.	KNACKE-LOY (1988)

(1) Werte von zwei Porositäten aus Reindichte-Messungen

(2) Porositätsangaben entsprechen der „Wasseraufnahme bei Vakuum [Vol.-%]“

o.A. = ohne Angabe in der zitierten Literaturquelle

Angaben **in Fettdruck** = Originalangaben aus Literaturquellen

Werte in Normaldruck = nach Literaturquellen berechnete Werte

Die Begehung einzelner Abbaubetriebe im Rahmen einer Steinbruch-Recherche zeigte, daß die nach ihrer Matrixporosität favorisierbaren Kraichgau-Schilfsandsteine (Mühlbacher bzw. Weiler Sandstein) wie auch der Schwarzwälder Buntsandstein (Lahrer Sandstein) eine für die Projektziele ungeeignete weitständige oder dominante Klüftung aufwiesen (vgl. Kap. 3.2.1 / Steinbruch-Recherche).

Zur Auswahl eines geeigneten Standortes wurde eine Recherche über Steinbrüche in den genannten Gesteinsserien durchgeführt.

### **3.2.1 Steinbruch-Recherche in Baden-Württemberg**

Die Steinbruch-Recherche konzentrierte sich auf noch in Betrieb befindliche Sandstein-Steinbrüche in Baden-Württemberg, in denen die folgenden Kriterien eines geeigneten Steinbruchareals erfüllt waren:

- Aufschluß eines Festgesteins mit engständigen, möglichst homogen verteilten Klüften und Trennflächen sowie mit möglichst hoher Matrixporosität;
- Abwesenheit ausgeprägter, die Strömungs- und Transportprozesse stark dominierender Klüfte und Trennflächen;
- absehbare Verfügbarkeit des Standortes und seiner Infrastruktur über die voraussichtliche Gesamtdauer des Projektes;
- räumliche Gegebenheiten, einen frischen Anschnitt des Gesteinsverbandes anlegen zu können.

Zunächst wurden die in Baden-Württemberg noch aktiv betriebenen Sandsteinbrüche erfasst. BÖTTGER (1989) erhob auf der Basis von Angaben der Naturwerkstein-Industrie Baden-Württemberg noch insgesamt 22 Werkstein gewinnende Sandstein-Steinbrüche, die sich auf Buntsandstein (7 Steinbrüche), Schilfsandstein (11 Steinbrüche) sowie Stubensandstein und Rätsandstein (zusammen vier Steinbrüche) verteilten. Die Rohstoff-Datenbank des Geologischen Landesamtes Baden-Württemberg enthielt im Frühjahr 1995 noch 21 Betriebe mit insgesamt 26 aktiven Sandsteinbrüchen, davon 11 im Buntsandstein, 12 im Schilfsandstein (Mittlerer Keuper, km 2), und nur je einen Werkstein gewinnenden Steinbruch im Stubensandstein (Mittlerer Keuper, km 4), im Rätsandstein (Oberer Keuper, ko) und im Lettenkohlsandstein (Unterer Keuper, ku). Zusätzlich konnten durch Hinweise von regionalgeologisch versierten Geologen sowie aus der Fachliteratur weitere Steinbrüche auffindig gemacht werden. Hierzu zählten insbesondere auch Steinbrüche im Stubensandstein, die jedoch entweder

zur Gewinnung von Sand angelegt oder aber offen gelassen und teilweise rekultiviert waren.

Die Steinbruch-Recherche zeigte, daß die nach ihrer Matrixporosität favorisierbaren Kraichgau-Schilfsandsteine und der Schwarzwälder Buntsandstein eine für die Projektziele ungeeignete Klüftung aufwies. Sie trat entweder in zu großen Abständen (über 2 m) auf oder war durch weit klaffende Klüfte dominiert, so daß hier das Kriterium der engständigen, möglichst homogen verteilten Trennflächen für die in Aussicht genommene Feldversuchsblockgröße von etwa 10 m \* 10 m nicht erfüllt werden konnte. Dies gilt auch für den als Werkstein abgebauten Pliezhausener Stubensandstein der sog. "Unteren Bank". Der Stubensandstein der "Oberen Bank" hingegen zeigte an den damals aufgeschlossenen Wänden eine recht engständige Klüftung im Bereich zwischen einem halben und einem viertel Meter. Die später durchgeführten statistischen Auswertungen von Klufferhebungen (vgl. Kap. 5.2) bestätigten diese Werte.

Die intensivierete Recherche nach Stubensandstein-Brüchen wies den Steinbruch Fauser in der Gemarkung Pliezhausen-Rübgarten, Landkreis Reutlingen, als den einzigen, in Baden-Württemberg noch zur Werkstein-Gewinnung betriebenen Stubensandstein-Bruch aus. In anderen Brüchen zerfiel der Stubensandstein beim Anschnitt und wurde deshalb zur Sandgewinnung (Region Löwensteiner Berge / Mainharder Wald) bzw. zur Kalksandstein-Produktion genutzt (z.B. Steinbruch Bayer, Gemarkung Kernen bei Esslingen). Zahlreiche andere Steinbrüche wurden bereits im Zuge der Rekultivierung mit Erdaushub verfüllt.

Aufgrund der gegenüber den Kraichgauer Schilfsandsteinen und Schwarzwälder Buntsandsteinen günstigeren Aufschlussgegebenheiten (engständigere Klüftung) und guten Materialeigenschaften des Stubensandstein der "Oberen Bank" (zu erwartende Matrixporosität um 20 %) wurde bei einer gemeinsamen Begehung der möglichen Standorte durch die beiden experimentellen Gruppen des Verbundprojektes (LAG Tübingen, AGK Karlsruhe) der Steinbruch Fauser in Pliezhausen-Rübgarten als Standort für das Festgestein-Testfeld ausgewählt.



### 3.2.2 Ausweisen des Testfelds

Bei der Wahl und Festlegung des zur Einrichtung des Feldversuchsblocks geeigneten Testfeld-Areals waren folgende limitierenden Randbedingungen zu berücksichtigen und in Einklang zu bringen:

- begrenzte Mächtigkeit und Verbreitung der Sandsteinfazies des oberen Stubensandstein-Horizontes aufgrund kleinräumiger lithofazieller Wechsel im Stubensandstein-Horizont (s.u.),
- eingeschränkte Flächenverfügbarkeit durch die unmittelbar im Norden an den Steinbruch angrenzende Böschung der Deponie für Erdaushub und Bauschutt (Deponie Schindhau),
- geplante Steinbrucherweiterung nach Osten entsprechend den genehmigten Abbaufeldern mit Zufahrt im Südosten.

In dem am Testfeld gelegenen Steinbruch Fauser sind der 3. und 4. Stubensandstein (als Untere Bank mit „Werkstein“-Horizont und Obere Bank mit Testfeld -Horizont) aufgeschlossen. Darüber befindet sich noch eine z.T. über drei Meter mächtige Lage von tonigem Knollenmergel (km 5). Nur die Obere Bank des Stubensandsteinhorizonts besitzt die geforderte hohe Matrixporosität und engständige Klüftung, so daß sie als Testfeld-Horizont ausgewählt wurde.

Bei der Standortsuche für das geplante Festgestein-Testfeldes im gewählten Steinbruchareal wurde im frühen Projektstadium ein Felsporn neben dem sog. Biotop-See im Nordwestbereich des bestehenden Bruches in Betracht gezogen (vgl. Abb. 3-7). Dieser Felsporn stellte damals einen isolierten Sandsteinblock mit einer nur geringen Lockermaterial-Überdeckung von ca. 1,7 bis 2,9 Metern dar. Mittels Faziesanalyse (BENGELSDORF 1997) konnte dieser Bereich jedoch einer älteren Gleithangablagerung zugeordnet werden, die in ihrer petrographischen Ausbildung dem stratigraphisch tiefer liegenden sog. „Werkstein“-Horizont im 3. Stubensandstein entspricht (vgl. Kap. 3.1.3 oben). Dieser weist nicht die gewünschten Eigenschaften eines Festgesteins mit engständigen, möglichst homogen verteilten Trennflächen und hoher Matrixporosität auf.

Die Auswertung von Bohrkernen aus Erkundungsbohrungen, die im Rahmen des Steinbruchbetriebs durchgeführt worden waren, wiesen darauf hin, daß die größte Mächtigkeit des km 4,4-Sandstein-Horizonts mit rund 3 m früher in dem inzwischen ausgeräumten Abbaufeld des Steinbruchs angetroffen wurde. Aus der Mächtigkeitsverteilung der in den Bohrungen angetroffenen Oberen Bank und der Korrelation mit den aktuellen Wandaufschlüssen zwischen diesen Bohrungen konnte

in Verbindung mit der Faziesanalyse abgeleitet werden, daß die erforderlichen Mindestmächtigkeiten des Sandstein-Horizontes von rd. 2 m bis 3 m in Richtung der Nordostecke des damaligen Steinbruchs zu erwarten waren. Dieses Areal wird im Norden von der Deponie Schindhau, einer Deponie für Erdaushub und Bauschutt, begrenzt (Abb. 3-7).

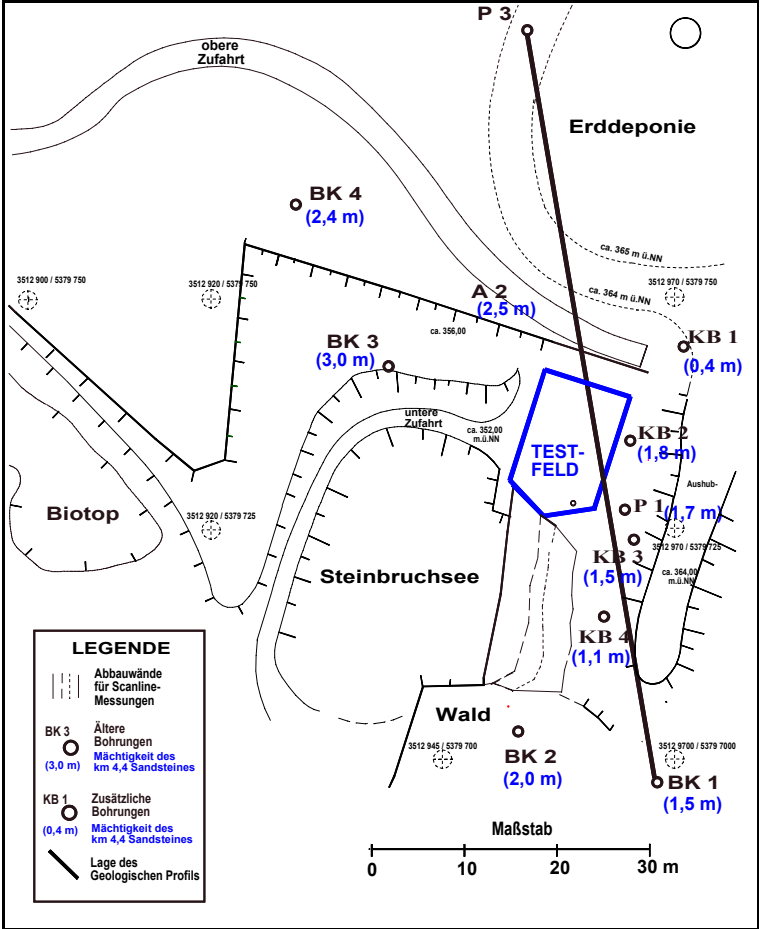


Abb. 3-7: Steinbruchareal mit Bohransatzpunkten, Lage des geologischen Profils und des Festgestein-Testfelds.

Eine Mächtigkeitsermittlung der Sandsteinfazies durch EMR-Messungen (Bodenradar) war aufgrund der über 3 m mächtigen tonig-schluffigen Überdeckung der Sandsteinfazies aus Knollenmergel (km5) mit Bodenbildung und der dadurch bedingten begrenzten Eindringtiefe der elektromagnetischen Wellen nicht möglich. Messungen, die unter günstigeren Randbedingungen in einem frühen Erkundungsstadium im weiter südlich gelegenen Steinbrucherweiterungsbereich bei Überlagerungsmächtigkeiten von nur 0,5 bis 1,5 m vorgenommen worden waren, erbrachten keine ausreichende Eindringtiefe.

Zur Erkundung von Tiefenlage und Mächtigkeit der "Oberen Bank" (km 4,4-Sandstein-Horizont) auf engstem Raum wurden daher im unmittelbaren Umfeld des projektierten Feldversuchsblock-Standortes in der Nordostecke des Steinbruchs vier Kernbohrungen DN 100 im Spülbohrverfahren im Bereich zwischen der früheren Bohrung P1 und der Deponie Schindhau niedergebracht (vgl. Abb. 3-7) und geologisch aufgenommen. Sie belegen nach Osten eine Sandstein-Mächtigkeit zwischen 1,8 m und 2,1 m, während sie in Richtung Deponie, also nach Nordosten rasch auf 0,4 m abnimmt. Die Überdeckung mit Knollenmergel beträgt hier mehr als 3 m.

### 3.2.3 Strukturgeologie des Oberen Stubensandsteins

Den gefügekundlichen Aufnahmen von UFRECHT (1987) an Aufschlüssen im Kieselsandstein und Stubensandstein in Mittel- und Ostwürttemberg zufolge ist für **inkompetente Ton- und Schluffsteine** eine engständige Klüftung mit schräg einfallenden Klufflächen typisch. Durch Überlagerung der in den Sandsteinen dominanten Hauptklüftungsrichtungen durch regional rasch wechselnde Kluffsysteme werden dort kleinstückige, polyedrische Kluffkörper gebildet. Engständige Klüftung wird unregelmäßig von Großklüften, die über Schichtflächen hinweggehen, durchzogen. Innerhalb der **kompetenten Sandsteine** ist eine Differenzierung des Gefüges aufgrund der Art des Bindemittels, dem Grad der Kornbindung und der Sandsteinmächtigkeit zu beobachten. Während mürbe Sandsteine oft nur schwach geklüftet sind, zeichnen sich Sandsteine mit kieseligem Bindemittel durch eine intensive Klüftung aus.

Die überwiegend steil bis senkrecht einfallenden Klüfte durchziehen meist nur einen Sandstrang. An der Schichtfläche setzen sie ab und durchtrennen die nächstfolgende Bank nach nur wenigen Zentimetern Versatz. Nach den Untersuchungen von UFRECHT (1987) zeichnet die

Keupersandsteine in Mittel- und Ostwürttemberg eine deutliche Großklüftung durch zwei orthogonale Hauptkluftrichtungen aus, die in allen untersuchten Aufschlüssen bei  $30^\circ$  bis  $40^\circ$  (k1-Richtung; SW-NE) und  $130^\circ$  bis  $140^\circ$  (k2-Richtung; SE-NW) eingemessen werden konnten. Daneben wurde in einigen Aufschlüssen ein untergeordnetes Orthogonalsystem identifiziert, das mit den Hauptkluftrichtungen einen Winkel von etwa  $45^\circ$  einschließt ( $0^\circ$  bis  $10^\circ$ ; k3-Richtung: N-S sowie  $90^\circ$  bis  $100^\circ$ ; k4-Richtung: W-E). Der Struktur des Sandsteins entsprechend wurden vor allem im grobkörnigen Sandstein rauhe und unebene Klufflächen beobachtet. Die Klüfte waren häufig mit Ton oder mit verschiedenkörnigem Sand sekundär verfüllt. Die Kluffabstände für die beiden Hauptkluftrichtungen verhielten sich proportional zur Mächtigkeit der Sandsteinlage. Für eine durchschnittliche Bankmächtigkeit von 0,5 m ergaben sich an den Aufschlüssen im Kieselsandstein und Stubensandstein in Mittel- und Ostwürttemberg Kluffabstände von 0,3 bis 0,4 m.

Erste Untersuchungen zur Kluffgeometrie im Steinbruch R. Fauser durch MÜLLER (1996) identifizierten für den 4. Stubensandsteinhorizont neben einer flach nach NE einfallenden Klüftung vier steil stehende Kluffscharen:  $50^\circ/80^\circ$  (K1);  $130\text{-}140^\circ/80\text{-}85^\circ$  (K2);  $210^\circ/90^\circ$  (K3) und  $340^\circ/85^\circ$  (K4). Die beiden ersten Klufforientierungen (K1 und K2) entsprechen dem Verlauf der tektonischen Großstrukturen Hohenzollerngraben und Fildergraben (vgl. Kap. 3.1.2). Sie konnten in späteren statistischen Kluffauswertungen auch als die Hauptklufforientierungen ausgewiesen werden (vgl. Kap. 5.1). Die statistische Analyse des Kluffnetzwerks (Kap. 4.2) lieferte die auf der Basis von Feldmessungen ermittelten statistischen Parameter für eine stochastische Kluffnetzgenerierung, die im Rahmen der diskreten numerischen Modellierung erfolgte (NEUNHÄUSERER et al. 2000). Die im Feld nur ungenau zu bestimmenden Öffnungsweitenverteilungen sowie die Rauigkeiten der Klüfte wurden dabei nicht berücksichtigt.

MÜLLER (1996) bestimmte mittlere Kluffabstände, die je nach Klufforientierung und Mächtigkeit des untersuchten Sandsteinhorizontes zwischen 0,1 m und 0,35 m betragen. Die an den Aufschlusswänden ermittelten Klufföffnungsweiten liegen zwischen 0,25 mm und 3,0 mm. Klüfte mit Öffnungsweiten über 0,5 mm sind meist mit rotbraunem Ton verfüllt.

### **3.3 Bauausführung: Das Erstellen des Testfelds**

#### **3.3.1 Anlegen des Rohblocks**

Der Rohblock des Feldversuchsblocks wurde im Zuge der Erweiterung des Steinbruchareals nach Osten durch vorsichtigen, schrittweisen Abtrag der umgebenden Gesteinsmassen mittels Bagger angelegt. Die ursprünglichen Erweiterungspläne des Steinbruchbetriebs sahen einen Durchbruch im Südosten des alten Steinbruchareals auf dem Niveau des Werksteinhorizontes vor. Damit war die südliche Begrenzung des Testfelds festgelegt. Die Nordgrenze bildet der Fuß der Deponie Schindhau. Hier wurde ein geringfügiger Rückbau unter Auflagen (Anlage einer Gabionenwand) zum Zweck der Anlage einer Zufahrtsrampe zum Feldversuchsblock von der Gemeinde Pliezhausen genehmigt. Diese obere Zufahrt wurde notwendig, um eine witterungsunabhängige, ständige Zufahrt zum Testfeld auch mit schweren Gerätschaften (z.B. Felssäge) zu gewährleisten, nachdem die untere Zufahrt infolge Aufstaus nach Regenfällen häufig unpassierbar wurde. Die westliche Begrenzung war durch den Abbaufortschritt des alten Abbaubetriebes gegeben. Die Ostgrenze ergab sich durch die Abnahme der Sandsteinmächtigkeit, die in den Kernbohrungen KB1 bis KB4 erkundet worden war.

Südlich des ausgewiesenen Testfeldbereiches wurde ein schrittweises Abtragen des obersten Stubensandsteins-Lagers (km 4,4) in mehreren Sequenzen veranlaßt, so daß zeitlich versetzt drei etwa parallel zueinander verlaufende Abbauwände von etwa 2 m Höhe und 15 m bis 20 m Länge sowie eine Querwand im Winkel von etwa 45° entstanden, die für Kluftrichtungen (Kap. 4.2) zur Verfügung standen.

#### **3.3.2 Zuschnitt des Feldversuchsblocks**

Der Rohblock des Feldversuchsblocks bildete ein an drei Seiten freigelegtes unregelmäßiges Vieleck, dessen Wandflächen im wesentlichen entsprechend der orthogonalen Hauptkluftrichtungen orientiert waren. Die Nordseite wurde erst nach erfolgtem Zuschnitt der übrigen Wände vom Gesteinsverband getrennt, um einen leichteren Zugang auch mit den schweren Felssägegerätschaften zu ermöglichen.

Der Zuschnitt des Feldversuchsblocks zu einem Fünfeck mit planaren Wänden erfolgte mittels Tauchsägetechnik. Alternative Techniken, wie Seilsägetechnik und Schwertsägetechnik, wurden im Vorfeld der Maßnahme auf ihre Einsatzmöglichkeit im Projekt geprüft und für nicht

praktikabel befunden. Beim Einsatz der Tauchsäge-technik werden mit Hilfe eines Hydraulikaggregats senkrechte Bohrungen niedergebracht und darin das Führungsgestänge einer Felssäge eingetaucht. Dabei schneidet sich das mit Diamanten besetzte und durch das Hydraulikaggregat angetriebene Sägeblatt, der lotrechten Bohrung folgend, in das Gestein ein (Abb. 3-8). Zum Einsatz kam die Tauchsägeanlage der Fa. HILTI vom Typ DS-PS 30 mit dem Hydraulikantriebskopf DD-750 HY und dem Hydraulikaggregat DLP 30 .

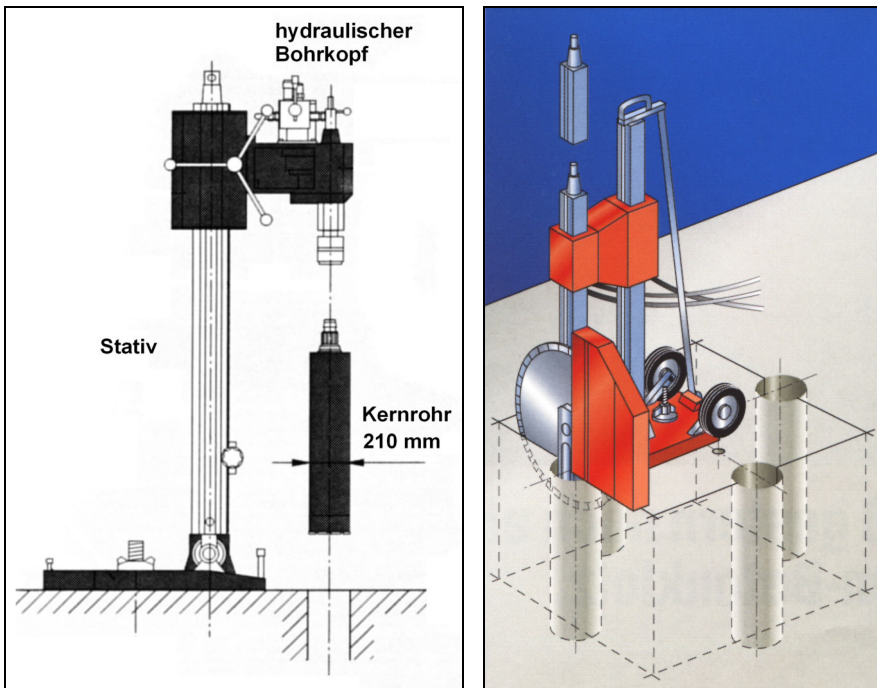


Abb. 3-8: *Hydraulisch getriebenes Bohrgerät und Tauchsäge (verändert nach HILTI Bedienungsanleitung)*

Zur Herstellung möglichst planarer Wandflächen ist eine seitliche Überlappung der Sägeschnitte notwendig. Der Bohrlochabstand richtet sich deshalb nach dem Durchmesser des größten einsetzbaren Sägeblattes. Bei einem maximalen Blattdurchmesser von 100 cm wurden die Bohrungen im Abstand von etwa 60 cm bis 80 cm angesetzt. Die

Kernbohrungen wurden im Spülbohrverfahren niedergebracht. Als Spülmedium wurde Wasser aus dem Steinbruchsee verwendet. Zur Räumung der Bohrlöcher und durchgehenden Gewinnung von Bohrkernen kamen Kernrohre ( $\varnothing$  210 mm) der Fa. COMDRILL, Heilbronn zum Einsatz, die als Sonderfertigung hergestellt wurden.

Zur Vermeidung von Sägestillstand und Materialschäden aufgrund hoher Reibungskräfte ist es erforderlich, daß die aufeinander folgenden Sägeschnitte exakt entlang der selben Schnittebene erfolgen, d.h. die Ausrichtung des Sägeblattes beim Umsetzen des Bohrgerätes weder in horizontaler noch in vertikaler Richtung verändert wird. Um dies auch bei der vorgegebenen unebenen Stubensandsteinoberfläche zu ermöglichen, wurde die zum Einsatz kommende Tauchsägeanlage mit einem von der Institutswerkstatt aus Doppel-T-Trägern konstruierten Strang paralleler Schienen einschließlich Montageplattform ausgestattet. Diese Konstruktion wurde auf der unruhigen Gesteinsoberfläche mit Felsdübeln so verankert, daß die Montageplattform weitestgehend horizontal ausgerichtet war. Dies erlaubte entsprechend der Gesamtlänge der Schienenkonstruktion ein Verschieben der Bohr- und Sägeanlage ohne Umsetzen über eine Länge von etwa 3 m. Anschließend wurde der gesamte Schienenstrang jeweils versetzt und neu verankert. (siehe Anhang A-2).

Trotz dieser deutlichen Verbesserung der Tauchsägeanlage lösten sich bei spitzwinkeligem Anschnitt von Klüften mit der Felssäge oft entsprechend spitzwinkelige Gesteinsbruchstücke heraus und verkeilten sich zwischen Sägeblatt und Gestein. Dies führte zu einer Verlangsamung des Sägefortschritts, häufig sogar zu einer so starken Verlagerung der Schnittebene, daß der zu hohe Reibungswiderstand zum zeitweiligen Stillstand der Säge führte.

Nach erfolgtem Zuschnitt des Testfelds als Fünfeck wurden die Sägeschlitzte in Zusammenarbeit mit der Fa. KORFMANN, Herten mittels Hydrodruckkissen aufgeweitet und die abgetrennten Gesteinsmassen vom Feldversuchsblock gelöst. Anschließend wurden die gelösten Gesteinsblöcke mit einem Bagger entfernt und zu einer den Feldversuchsblock in Höhe der Sandsteinbasis umgebenden begehbaren Arbeitsfläche eingeebnet. Damit existierte ein rundum zugängliches in situ Festgestein-Testfeld, auf dessen planaren Seitenwänden sich die vorhandenen Kluftausbisse als Kluftspuren deutlich abzeichneten (Abb. 3-9).

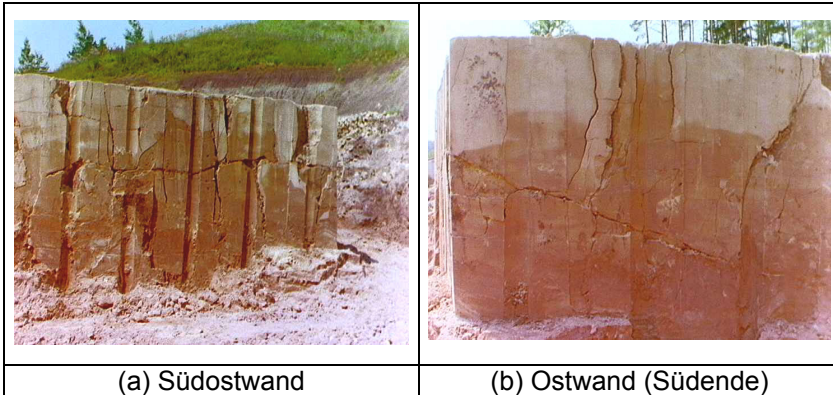


Abb. 3-9: Kluftspuren und Bohrlochspuren auf den Wänden des Festgestein-Testfelds (Feldversuchsblock)

Von den Bohrungen blieb der etwa 5 cm tiefe Teil sichtbar, der von der Felssäge nicht abgetrennt wurde. Diese Bohrspuren dienen später einer groben Orientierung am Feldversuchsblock. Zur genauen Lokalisierung der Klüfte am undurchsichtig gekapselten Feldversuchsblock wurden alle Wandflächen stereophotogrammetrisch aufgenommen und geodätisch vermessen. Die Fotos der Wandschnitte sind in Anhang A-2 wiedergegeben.

### 3.3.3 Vermessen des Feldversuchsblocks

Vor der Kapselung des Feldversuchsblocks mit undurchsichtigem Kunststoffharz wurden alle Wandflächen mittels Stereokamera fotografiert und die Lage der Kluftspuren stereofotogrammetrisch vermessen (vgl. Kap. 4.2 unten). Zuvor in die Wandflächen und die Oberfläche eingesetzte Bolzen dienen der späteren exakten Lokalisierung der fotografisch fixierten Kluftspuren am Feldversuchsblock. Auf der Oberfläche des Feldversuchsblocks wurde eine Meßmarke geodätisch vermessen. Damit können alle Strukturen, die stereophotogrammetrisch erfaßt wurden, auch nach der Einkapselung lagemäßig genau zugeordnet werden.

### 3.3.4 Kapseln des Feldversuchsblocks

Zum Kapseln des Feldversuchsblocks wurde ein 2-Komponenten-Epoxydharz-System des Typs APOFLEX der Fa. PCI Augsburg GmbH verwendet. Dieses hatte sich in vorausgegangenen Haftungs-Tests an



Bruchstücken des abzudichtenden Stubensandsteins als das am besten geeignete System erwiesen. Eine wesentliche Voraussetzung für die erfolgreiche Anwendung des Epoxydharzes war die Aufbringung auf trockene Oberflächen. Deshalb konnte die Einkapselung nur an absolut niederschlagsfreien Tagen vorgenommen werden. Sie erfolgte im Zeitraum von Juli bis September 1998 in vier grundlegenden Arbeitsschritten.

Zunächst wurden alle losen Gesteinsbruchstücke beseitigt und die Feldversuchsblock-Oberflächen intensiv sandgestrahlt (siehe Fotos im Anhang). Dieser Arbeitsgang diente der Beseitigung allen lockeren Gesteinsmaterials des überaus abrasiven Stubensandsteins. Dies war eine weitere unabdingbare Voraussetzung für eine gute Haftung des zur Abdichtung verwendeten Epoxydharz-Systems.



In einem zweiten Schritt wurden alle Flächen mit Epoxydgrundierung als Haftbasis für das Epoxydharz grundiert. Anschließend wurden die größeren Kluftausbisse und Ausbruchstellen sowie scharfe Kanten mit Trasszement verfüllt, der sich durch eine ähnliche Druckfestigkeit auszeichnet wie Sandstein. Kleinere Kluftausbisse und Ausbruchstellen wurden mit einem Mörtel aus Bauharz und Quarzsand verschlossen (Abb. 3-10).

*Abb. 3-10: Mit Trasszement verschlossene Kluftausbisse an der SE-Wand des Feldversuchsblocks*

Im letzten Arbeitsgang wurden die derart vorbereiteten Flächen mit mindestens zwei Lagen aus 2-Komponenten-Epoxydharz überzogen. Dieser vierstufige Arbeitsplan kam zunächst an der Oberfläche des Feldversuchsblocks zur Ausführung und wiederholte sich anschließend für jede der Seitenwände.

Abb. 3-11 zeigt den gesamten Feldversuchsblock in der Ansicht von Südosten im Stadium der vollständig verschlossenen Kluftausbisse.



*Abb. 3-11: Mit Trasszement verschlossene Kluftausbisse am Feldversuchsblock (Südost-Ansicht).*

Abb. 3-12 zeigt die komplett gekapselten Seitenwände des Feldversuchsblocks aus der selben Sicht.



*Abb. 3-12: Vollständig eingeharzte Seitenwände des Feldversuchsblocks (Südost-Ansicht).*

### 3.4 Installationen: Ausbau und Instrumentierung

Nach erfolgter Einharzung des Sandsteinkörpers wurde eine umschließende Ringdrainage angelegt, die vor allem das sich an der NE-Ecke des Feldversuchsblocks sammelnde Niederschlagswasser entgegen dem natürlichen, nach NE gerichteten Gefälle der Sedimentationsfolge zum südlich gelegenen Steinbruchsee abführte und den Feldversuchsblock ringsum begehbar machte.

Nach intensiver Schlechtwetterperiode im Frühjahr 1999 war die Abdichtung des Feldversuchsblocks dennoch im Sockelbereich im Frühsommer 1999 so stark in Mitleidenschaft gezogen, daß eine Rundum-**Sanierung** bereichsweise bis zur halben Testfeldhöhe mit einem Verputz aus Trasszement sowie erneuter Einharzung notwendig wurde. Diese Arbeiten waren Ende Juli 1999 abgeschlossen.

Zur **Sicherung** des Feldversuchsblocks und Gewährleistung seiner Standsicherheit wurden die freigelegten, ca. 3,5 Meter mächtigen tonig-feinsandigen Schluffsteine im Liegenden des Feldversuchsblock-Sandsteins mit einer Neigung von 1:1,5 abgebösch. Hierdurch wurde ein Nachbrechen von Teilen des überlagernden Sandsteins sowie ein Unterspülen der Böschung bei Wasserstandsfluktuationen in dem angrenzenden Steinbruchsee verhindert.

Während der Tracertests im Spätsommer 1999 bis Winter 1999 / 2000 konnten Entnahmeraten eingestellt werden, die deutlich höher lagen als die sich passiv einstellenden Nachströmraten. Dies lies auf Undichtigkeiten des Systems schließen, die trotz Abdichten einzelner Risse in der Harzummantelung nicht beseitigt werden konnten. Um das Einsaugen von Umgebungsluft über mögliche Risse in der Tonmergl-Basis, deren Entstehung durch Austrocknung gefördert würde, zu reduzieren, wurde der Fuß des Feldversuchsblocks zum Frühjahr 2000 durch Aufstau komplett bis ca. 30 cm über die Basis des Sandsteins unter Wasser gesetzt. Der Aufstau wurde so installiert, daß ein Ablassen und Drainieren der Basis vor jedem Winter möglich ist, um eventuelle Frostsprengung zu vermeiden. Die Messung des Wasserstandes innerhalb des Testfeldes ist durch die 5,4 m tiefe Bohrung B1 im Südteil möglich (Abb. 3-13).

Zur Durchführung von tomographischen Tracertests wurden außer der bestehenden Bohrung B1 weitere 15 Bohrungen auf der Oberfläche des Feldversuchsblocks geplant. Davon liegen 10 entlang der Seitenwände jeweils in einem Abstand von etwa 0,5 m vom Rand. Die

anderen fünf Bohrungen bilden ein großes "X" im Zentrum des Feldversuchsblocks. Von diesen geplanten Bohrungen wurden zunächst über den Block verteilt ausschließlich Bohrungen im Randbereich abgeteuft, um Beeinträchtigungen der Gasströmung im Innern des Testfeldes im ersten Teststadium zu vermeiden. Es handelt sich um die fünf Bohrungen B 11, B 12, B 21, B 31 und B 41. Die Nummerierung erfolgte mit Zuordnung zu den Seitenwänden, die im Norden beginnend im Uhrzeigersinn nummeriert wurden. So erhielten Bohrungen entlang der Nordseite 10er Nummern, entlang der Ostseite 20er Nummern, entlang der Südostseite 30er Nummern etc.

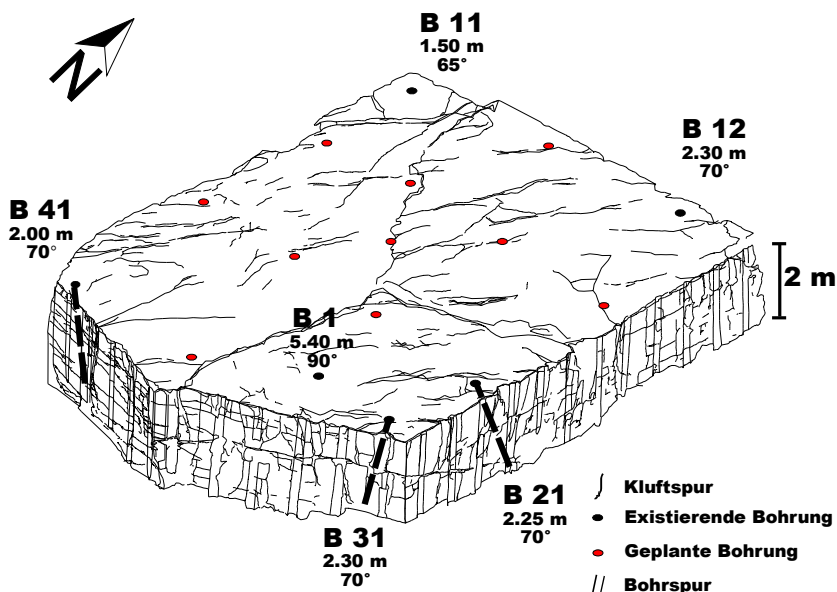


Abb. 3-13: Feldversuchsblocks mit geplanten und existierenden Bohrungen (3D-Ansicht von Südost).

Die Bohrungen wurden mit einem tragbaren Elektrobohrgerät der Fa. HILTI mit einem Bohrdurchmesser von 46 mm im Spülbohrverfahren niedergebracht. Zur Spülung wurde Wasser aus dem Steinbruchsee gefördert. Die Bohrungen wurden mit leichter Neigung so abgeteuft, daß sie, je nach Lage der Bohrung, nicht nur flach lagernde sondern auch steil stehende Klufflächen durchhören und eine gute hydraulische bzw. pneumatische Anbindung an das Kluftsystem ermöglichen. Zur Lokalisierung der zu erwartenden Lage der Klüfte wurden die

zweidimensionalen Abbildungen der Kluftspuren aus den stereophotogrammetrischen Kluftaufnahmen herangezogen (Kap. 4.2 und 5.1).

Die Bohrungen durchörtern i.d.R. den Sandstein in seiner gesamten Mächtigkeit und binden wenige Zentimeter in den unterlagernden Tonmergel ein. Eine Ausnahme bildet Bohrung B11, die mit einer Neigung von  $65^\circ$  nur 1,50 tief angelegt wurde und im Sandstein endet. Die Bohrungen blieben unverrohrt und wurden mit maßgefertigten Bohrlochköpfen mit Schraubkappen aus Polyethylen gasdicht mit Epoxydharz in die Testfeld-Oberfläche eingebunden. Abb. 3-14 zeigt den gekapselten Feldversuchsblock in der Ansicht von Südwest.



Abb. 3-14: Der gekapselte Feldversuchsblocks (FVB) mit Messzelt – Gesamtansicht von Südwest.



## 4 METHODEN

Nachfolgend werden die Methoden, die zur Charakterisierung des ungesättigten Festgesteins hinsichtlich seines Transportverhaltens ausgewählt wurden, zunächst im Überblick vorgestellt und anschließend im Detail erläutert. Da die Strömungs- und Transportprozesse in natürlichen geklüfteten, porösen Festgesteinen sowohl durch die Klüfte und anderen Trennflächen (dominante Transportwege) als auch durch die Gesteinsmatrix (untergeordneter Transport und Speicher) kontrolliert werden, galt es zum einen, die Klüfte nach Raumlage, Häufigkeit und Ausbildung zu erfassen, zum anderen den Porenraum als wichtigste Transport relevante Einheit der Gesteinsmatrix zu charakterisieren.

### 4.1 Überblick

Die **ERMITTLUNG VON KLUFTPARAMETERN** hat zum Ziel, statistische Parameter für die Beschreibung des Kluffinventars zu gewinnen. Sie basiert auf zwei verschiedenen Verfahren zur Erhebung von Kluffdaten an Wandaufschlüssen, die die Ermittlung statistischer skalarer und vektorieller Kluffparameter ermöglichen: die Stereophotogrammetrie und die Scanline-Technik.

Aus den mittels Scanline-Technik im Gelände gemessenen Kluffparametern können die Orientierung von Hauptkluffrichtungen in Belegungsdiagrammen ermittelt sowie der mittlere Kluffabstand aus Kluffabstandsverteilungen und die mittlere Klufflänge aus Klufflängenverteilungen bestimmt werden. Damit ist bei ausreichender Datendichte eine statistische Analyse und Beschreibung des Kluffinventars möglich. Durch Stereophotogrammetrie von Klüften an mindestens drei, möglichst orthogonal zueinander stehenden Aufschlusswänden ist es möglich, auch an sonst schwer zugängliche Flächen Kluffdaten zu erheben. Nach photogrammetrischer Auswertung dieser Stereophotos mittels Analytischem Plotter stehen somit zusätzliche Datensätze von Kluffflächen mit Orientierung und Raumlage zur Auswertung mittels Trennflächenanalyse zur Verfügung.

Die Auswertung am Analytischen Plotter ermöglicht außerdem, die aufgenommenen Klüfte mit ihrer generellen Raumlage in einem physischen 3D-Modell des Testfelds und seiner Kluffspuren lagegetreu perspektivisch darzustellen. Damit existiert ein Instrumentarium zur Lokalisierung von Klüften innerhalb eines dreidimensionalen Raumes,

das u.a. zur gezielten Abteufung von Bohrungen in bestimmte Kluffbereiche verwendet werden kann.

Ziel der **EMR-MESSUNGEN** (Elektromagnetische Reflexion, Bodenradar) ist zum einen die Verdichtung der aus Stereophotogrammetrie, statistischer Trennflächenanalyse und Faziesuntersuchung gewonnenen Kenntnis der Struktur des Testfeld-Sandsteins, zum anderen die Ermittlung des weiteren Verlaufs der an den Oberflächen detektierten Trennflächen- und Sedimentstrukturen ins Innere des Testfeldes. Diese initiale Erhebung der Basisdaten muss während der Testfelderstellung erfolgen und stellt eine Datenbasis für die Konstruktion eines physischen 3D-Modells in einer späteren Projektphase dar.

Die **GASTRACERTESTS** werden mit dem Ziel durchgeführt, die Transportwege im Festgestein zu charakterisieren und Näherungswerte der maßgeblichen Transportparameter zu ermitteln. Hierzu wurden am Feldversuchsblock steilstehende Bohrungen mit gasdichten Bohrköpfen installiert, die als Tracerinjektions- und Tracerdetektions-Bohrungen benutzt werden können. Zwischen ihnen werden künstliche Fließfelder eingestellt, indem Luft aus einer Detektions-Bohrung abgesaugt wird. Der passive Nachstrom von Atmosphärenluft in das System über eine geöffnete Injektions-Bohrung dient als Trägergasstrom zur drucklosen Eingabe der Tracergase Helium ( $\text{He}$ ) und Schwefelhexafluorid ( $\text{SF}_6$ ). Während der Tracertests wurden als wichtige Einflussfaktoren die Temperatur und die Feuchte des Fließsystems bestimmt.

Die **PORENRAUM-ANALYSE** dient vor allem der Charakterisierung der wesentlichsten transport relevanten Eigenschaft der Gesteinsmatrix : seiner Porosität und Porenradien-Verteilung. Sie bestimmen maßgeblich das Retentionsverhalten des Gesteins und seinen Einfluss auf Diffusionsprozesse in geklüftet-porösen Festgesteinssystemen.

Die **TONMINERAL-ANALYSE** hat eine Charakterisierung der am Feldversuchsblock vorhandenen tonigen Sedimente zum Ziel. Sie werden sowohl als Basisschicht des Stubensandsteins als auch als dessen Deckschicht angetroffen. Außerdem konnten an den Wandaufschlüssen und in den Sägebohrungen am Testfeldrand häufig Klufffüllungen aus meist rotem, tonigem Material beobachtet werden. Das Hauptinteresse galt hier der Abschätzung des Anteils quellfähiger Tonminerale und der Identifizierung der Tonmineralspezies, da dies zu bedeutsamen Veränderungen des Systems bei unterschiedlichen Feuchtegehalten insbesondere bei einer Aufsättigung des Feldversuchsblocks führen können.



## 4.2 Ermittlung von Kluffparametern

### 4.2.1 Grundlagen und Logistik

Die Ermittlung der Kluffparameter erfolgte mit zwei verschiedenen Erhebungsverfahren, der Stereophotogrammetrie und der Scanline-Technik. Sowohl Scanline-Messungen als auch photogrammetrische Aufnahmen von Klüften erlauben die Erhebung von Kluffdaten, aus denen durch Trennflächenanalyse statistische Kluffparameter ermittelt werden können. Sowohl die Methodik der Datenerhebung als auch die Vorgehensweise bei der Trennflächenanalyse werden ausführlich von WITTHÜSER (1996) beschrieben.

Um eine statistisch relevante Anzahl von Kluffdaten erheben zu können, wurde die bautechnischen Anlage des Feldversuchsblocks im Sommer 1996 so koordiniert, dass das Ausräumen des Gesteins südlich des Testfeldbereichs mittels schwerem Baugerät in Höhe des 4. Stubensandstein-Horizontes in einzelnen Sequenzen erfolgte.

Dadurch standen innerhalb weniger Tage im Juli drei nahezu parallele etwa NNE-SSW verlaufende Aufschlusswände im Abstand von rund 1,5 m bis 3,0 m sowie eine quer hierzu orientierte, etwa NW-SE streichende Abbauwand an der Südwestflanke des zukünftigen Testfeldes für Kluffaufnahmen zur Verfügung (s. Abb. 3-7). Die jeweilige Länge der NNE-SSW verlaufenden Wände betrug rund 20 m, die Höhe rund 1,50 m. Die maximale Länge der NW-SE streichenden Abbauwand belief sich auf etwa 10 m. An diesen (mit schwerem Baugerät im Juli 1996 angelegten) parallelen Aufschlusswänden wurden zum einen manuelle Kluffmessungen mit Gefügekompass entlang zuvor festgelegter Messlinien (Scanline-Messungen) durchgeführt. Zum anderen wurden die Aufschlusswände durch multi-temporale Stereophotogrammetrie erfaßt.

Die **manuellen Kluffmessungen** mit Gefügekompass erfolgten nach der Scanline-Technik [PRIEST 1993] entlang von orthogonal zueinander ausgerichteten Sets paralleler horizontaler und paralleler vertikaler Markierungslinien, die im Abstand von 0,5 m (horizontal) bzw. 1 m (vertikal) an die nahezu planaren Aufschlusswände angebracht wurden. Die Scanline-Technik beinhaltet die Erhebung vektorieller und skalarer Parameter für sämtliche Klüfte, die diese Linien (*scanlines*) schneiden (WITTHÜSER & HIMMELSBACH 1998). Vektorielle Größen sind Fallrichtung und Fallwert. Sie legen die Klufforientierung fest. Skalare Größen sind Klufflänge, Kluffabstand

und Klufföffnungsweite. Im Gelände wurden folgende Parameter aufgenommen:

- Intersektionsdistanz (Abstand zweier Klüfte auf einer Scanline),
- Räumliche Orientierung (Fallrichtung und Fallwert),
- Länge der Kluffspur,
- Art der Kluffterminierung (querende Kluff; Gesteinsverband; Aufschlussbegrenzung),
- Kluffbelag bzw. Klufffüllung
- Art der Trennfläche (Klufffläche, Schichtfläche)

Die **multitemporale Stereophotogrammetrie** der Aufschlusswände erfolgte in Zusammenarbeit mit dem Institut für Photogrammetrie und Fernerkundung (IPF) der Universität Karlsruhe. Für Fernaufnahmen kam hierbei eine Kamera P31 der Fa. WILD / LEICA zum Einsatz, die jenseits des Steinbruchsees im Westen in ca. 30 m Entfernung positioniert wurde (vgl. Abb. 3-7). Die drei neu angelegten Aufschlusswände wurden mit jeweils 6 Stereomodellen auf einer Länge von rund 15 bis 20 m erfasst. Zusätzlich wurden Nahaufnahmen der geklüfteten Aufschlusswände auf den jeweiligen Abbauflächen mittels Stereomeßkamera SMK 120 der Fa. ZEISS durchgeführt.



Für die Nahaufnahmen am Feldversuchsblock kam ausschließlich die Stereomeßkamera SMK 120 zum Einsatz. Zur Aufnahme der Testfeld-Oberfläche war es notwendig, die Stereomeßkamera SMK 120 mit etwa 5 m Abstand von der Oberfläche auf einem fahrbaren Gerüst zu installieren, um eine möglichst große Grundfläche abzudecken und eine ausreichende Detailauflösung der Stereophotos zu gewährleisten (Abb. 4-1).

*Abb. 4-1: Stereophotogrammetrische Aufnahme der Kluffsignaturen auf der Feldversuchsblock-Oberfläche*

Nach beendetem Zuschnitt des Feldversuchsblocks ergab sich zusätzlich aufgrund der guten Zugänglichkeit die Möglichkeit, alle an den

Schnittwänden sowie der Oberfläche des Feldversuchsblocks beobachteten Klüfte in ihrer Raumlage durch photogrammetrische Kartierung zu erfassen. Die hierzu notwendigen Geländearbeiten erfolgten im Sommer 1998 erneut in Zusammenarbeit mit dem IPF der Universität Karlsruhe.

Die photogrammetrische Auswertung der Stereophotos erfolgte mittels eines Analytischen Plotters vom Typ DSR-11 der Fa. Kern / Leica. Diese Auswertung resultiert in Datensätzen von Kluffflächen, die nach Richtung und Raumlage in ein Weltkoordinatensystem eingeordnet werden können. Sie stehen somit zur Auswertung mittels statistischer Trennflächenanalyse (s.u.) zur Verfügung.

#### **4.2.2 Statistische Trennflächen-Analyse**

An allen Aufschlusswänden im Bereich des Testfelds zusammen wurden insgesamt rd. 950 Trennflächen eingemessen, 650 durch Stereophotogrammetrie und 300 durch Scanline-Technik. Die mittels Scanline-Technik und stereophotogrammetrischer Erhebungstechnik gewonnenen vektoriellen Kluffdaten wurden von WITTHÜSER (siehe BÄUMLE et al. 1998a) einer statistischen Trennflächen-Analyse unterzogen.

##### **Orientierung der Trennflächencluster**

Die Orientierungen werden als Polpunkte und konturierte Belegungsdichten in der unteren Lagenhalbkugel dargestellt. Die Zentren räumlich bevorzugter Klufforientierungen (Cluster) werden optisch bestimmt und alle Kluffnormalen, welche einen Selektionswinkel zu diesem Zentrum nicht überschreiten, selektiert.

Für die Streuung der Polpunkte in jedem Cluster werden sphärische Normalverteilungen unterstellt und deren Schwerpunktrichtungen sowie Streuungsparameter (sphärische Varianz) vektoriell berechnet (WALLBRECHER 1986).

##### **Klufflängen-Verteilung**

Aus der Literatur ist bekannt, daß Messungen der Klufflängen an einer zweidimensionalen Aufschlußwand zu verschiedenen Erhebungsfehlern, dem Längen-, Abschneide- und dem Zensurfehler führen (KULATILAKE et al. 1993; LAPOINTE & HUDSON 1985; BAECHER & LANNEY 1978). Der Abschneidefehler ist aufgrund der geringen Zahl (< 1%) abgeschnittener, d.h. nicht vollständig im Aufschluß sichtbarer Spurlängen vernachlässigbar. Der Zensurfehler wurde durch Vorgabe

einer kleinsten zu messenden Kluftlänge von einem Zentimeter minimiert. Klüfte mit einer geringeren Länge besitzen nur einen marginalen Einfluß auf das hydraulische Verhalten des Gesteinskörpers und werden vernachlässigt.

Der Längenfehler beruht auf der Proportionalität der von einer Scanline angeschnittenen Trennflächenanzahl zu ihrer Länge bzw. Längenverteilung und muss statistisch korrigiert werden. Für eine unterstellte unbeeinflusste Verteilungsfunktion (Exponential-Verteilung) ist es möglich, die erwartete, fehlerbehaftete Verteilungsfunktion der Scanline-Messungen (Erlang-2-Verteilung) theoretisch abzuleiten. Durch Anpassen dieser Verteilungsfunktion an die empirischen Längenverteilungen können die Parameter der unbeeinflussten Verteilung bestimmt werden.

### **Kluftabstands-Verteilung**

Die mittels Scanline-Messungen bestimmten Kluftabstände werden durch eine Exponentialverteilung angepaßt, welche für eine räumlich zufällige Anordnung von Klüften theoretisch abgeleitet werden kann (PRIEST & HUDSON 1976). Zur weiteren Überprüfung einer eventuell vorhandenen räumlichen Korrelation werden die Variogramme der Kluftdichte nach CHILÈS & DE MARSILY (1993) berechnet.

### **4.2.3 3D-Darstellung der Kluftspuren am Testfeld**

Die stereophotogrammetrisch am Feldversuchsblock vermessenen Kluftspuren wurden mit Hilfe des genannten analytischen Plotters ausgewertet und ihre Raumlagen in Weltkoordinaten umgerechnet. Ihre grafische Umsetzung resultiert zunächst in der zweidimensionalen Darstellung der Kluftspuren für jede Wandfläche sowie die Oberfläche des Feldversuchsblocks (vgl. *Abb. 5-5*). Sämtliche Flächen wurden entsprechend ihrer Raumlage zu einer 3-D Darstellung des Feldversuchsblocks mit seinen an Oberfläche und Seitenwänden vor der Einkapselung sichtbaren Kluftspuren zusammengefügt (vgl. *Abb. 5-6*).

Die entsprechenden AutoCAD-Dateien beinhalten alle Daten (Kluftspuren und Geometrie des Feldversuchsblocks) in Weltkoordinaten. Sie wurden im Rahmen des Verbundprojekts zum Aufbau eines numerischen Modells sowie zur Konditionierung der mit einem stochastischen Kluftgenerator erzeugten Klüfte verwendet (HEMMINGER et al. 1998).

### 4.3 EMR-Messungen (Bodenradar)

Das Verfahren der **Elektromagnetischen Reflexion (EMR)** wird auch als Bodenradar oder Georadar bezeichnet. Es ist ein geophysikalisches Verfahren, das sich die Reflexion hochfrequenter elektromagnetischer Wellen mit Frequenzen zwischen 10 MHz und 4000 MHz (4 GHz) an Materialgrenzen mit unterschiedlichen dielektrischen Eigenschaften zu Nutzen macht (VOGELANG, 1991; MILITZER et al. 1986). Grundsätzlich werden mit diesem Verfahren Inhomogenitäten physikalischer Parameter im Untergrund bestimmt. Die beiden wichtigsten Parameter sind die elektrische Leitfähigkeit [S/m] und die dimensionslose relative Dielektrizitätskonstante.

Die **elektrische Leitfähigkeit** bzw. sein Reziprok, der elektrische Widerstand, des untersuchten Mediums bestimmen die Eindringtiefe der elektromagnetischen Welle. Die Abschwächung des Radarsignals und somit die maximale Eindringtiefe sind umgekehrt proportional zur elektrischen Leitfähigkeit. Wasser in Porenräumen und Klüften sowie Tonminerale können die elektrische Leitfähigkeit stark erhöhen und somit die Eindringtiefe stark reduzieren.

Die dimensionslose **relative Dielektrizitätskonstante** bestimmt die Ausbreitungsgeschwindigkeit der emittierten und reflektierten Welle und die Höhe der reflektierten Energie. Der Wert dieses Parameters liegt für natürliche Materialien zwischen 1 (für Luft) und 81 (für Wasser). So zeichnet sich trockener Sand durch eine relative Dielektrizitätskonstante von 3 bis 5 aus.

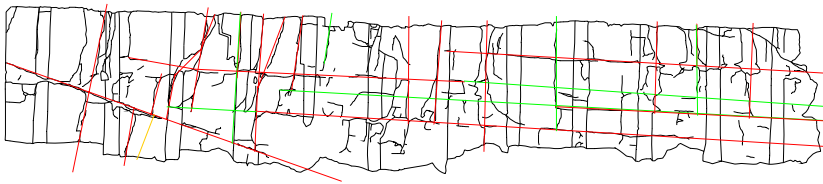
Material unabhängig nimmt mit steigender Frequenz der elektromagnetischen Welle die Wellenlänge ab und das Auflösungsvermögen zu. Im Gegensatz dazu nimmt jedoch die Eindringtiefe mit steigender Frequenz ab.

Diesen Sachverhalt berücksichtigend muss die Wahl der einzusetzenden Frequenzbereiche zwischen gewünschtem Auflösungsvermögen und notwendiger Eindringtiefe abgewogen werden. EMR-Messungen sollten deshalb nach Möglichkeit mit mindestens zwei unterschiedlichen Frequenzen durchgeführt werden. Welche Frequenzen zum Einsatz kommen, hängt außer von der Verfügbarkeit der Messapparatur von den zu erkundenden Untergrundverhältnissen und zu detektierenden Strukturen ab.

Am Feldversuchsblok wurden die ersten EMR-Messungen in Zusammenarbeit mit dem Geophysikalischen Institut der Universität Karlsruhe im September 1997 durchgeführt. Nach einer Reparatur

bedingten Unterbrechung wurden diese Arbeiten im Frühjahr 1998 fortgesetzt. Die Messungen erfolgten mit einer SIR-3-Apparatur mit 900 MHz-Antenne und 500 MHz-Antenne.

Da die Messungen **vor** dem Zuschnitts am "Roh-Testfeld" durchgeführt werden konnten, war es möglich, auch entlang von zwei orthogonal zueinander stehenden späteren Zuschnittlinien (Ostwand und Nordwand) Radargramme aufzuzeichnen, die **nach** dem dort erfolgten Zuschnitt mit den so geschaffenen planaren Aufschlusswänden im Sinne einer quantifizierbaren geologischen Interpretation abgeglichen werden konnten (Abb. 4-2).



*Abb. 4-2: Markierte Kluftlagen nach Abgleich der sichtbaren Kluftspuren mit dem EMR-Radargramm*

Nach erfolgtem Zuschnitt wurde der gesamte Feldversuchsblocks auf seiner Oberfläche mittels EMR-Messungen auf die Lage von Trennflächen und Sedimentstrukturen in seinem Innern untersucht. Die Messungen erfolgten in Zusammenarbeit mit der Fa. GUS Geophysikalische Dienstleistungen, Karlsruhe in einer dreitägigen Meßkampagne im März 1999. Die nachfolgenden Spezifikationen entstammen zum überwiegenden Teil dem Bericht der Fa. GUS, die die Aufbereitung der Daten und Berichtslegung vornahm (GUS, 1999).

Auf der Oberfläche des Feldversuchsblock wurde auf gekreuzten Profilen im Abstand von 25 cm (900 MHz-Antenne) und 100 cm (500 MHz-Antenne) gemessen. Auf den Seitenwänden wurden die EMR-Messungen entlang paralleler Bahnen im Abstand von 50 cm (900 MHz-Antenne) durchgeführt.

Die Radargramme wurden digital erfaßt und gespeichert. Die Dipolrichtung der Antennen lag jeweils senkrecht zur Profilrichtung. Die Radargramme wurden in einem Zeitfenster von 40 ns (900 Mhz-Antenne) bzw. 60 ns (500 Mhz-Antenne) mit jeweils 512 Werten je

Spur aufgenommen. Vor der Auswertung wurden sie in mehreren Arbeitsschritten gefiltert und migriert.

Für die Ortung starker bzw. ausgedehnter Reflektoren wurden Zeitscheiben aus den bearbeiteten Radargrammen durch Mittelwertbildung der absoluten Amplituden in einem Zeit- und Entfernungsintervall berechnet. Die Amplituden einer Zeitscheibe sind ein Maß für die relative Stärke der Reflexionen im entsprechenden Tiefen- bzw. Entfernungsbereich.

Das Zeitintervall wurde für die 900 Mhz-Aufnahmen so gewählt, daß es einem Tiefenintervall von 5 cm entspricht. Insgesamt wurden 30 Zeitscheiben für diesen Frequenz-Bereich (5 cm Intervall, 0 – 150 cm Tiefe) und 20 Zeitscheiben für die 500 Mhz-Aufnahmen (10 cm Intervall, 0 - 200 cm Tiefe) berechnet.

Als Koordinaten-Nullpunkt wurde ein geodätisch eingemessener Punkt an der SE-Ecke der Feldversuchsblock-Oberfläche (Punkt 1040) gewählt. Die Koordinaten derjenigen auf wenigstens zwei benachbarten Messprofilen identifizierbaren Reflektoren, die sich über mindestens 1 m erstreckten, wurden in einer separaten Datei festgehalten. Reflektoren geringerer Ausdehnung wurden zur Vermeidung von Fehlinterpretationen nur dann festgehalten, wenn sie sich weniger als 1 m von den Seitenflächen des Feldversuchsblockes entfernt befanden.

Die Stärke der Reflexionen wird durch den Abstand vom Messprofil, die Kluffüllung, der Wassersättigung, der Klufform sowie der Öffnungsweite bestimmt. Generell sind die Reflexionen an Wasser- und/oder Ton gefüllten, glatten Klüften stärker als an Luft gefüllten, offenen rauen Klüften. Die Klufform sollte für eine Detektion 1 mm nicht wesentlich unterschreiten.

## **4.4 Gastracertests**

### **4.4.1 Einleitung**

Tracertests unter Anwendung aquatischer Tracer werden in Grundwassersystemen sowohl im Lockergestein als auch im Festgestein seit vielen Jahren zur Ermittlung von Transportparametern eingesetzt. Gasförmige Tracer dienen in ungesättigten Systemen bisher meist der Optimierung von Bodenluftabsauganlagen bei der Sanierung der ungesättigten Bodenzone in Lockergesteinen (RICHARDSON et al. 1996).

In der vorliegenden Arbeit wurde der Ansatz verfolgt, Tracertests im ungesättigten Festgestein unter Einsatz von Gasen als Tracer so durchzuführen, daß sie zur Charakterisierung der Transportwege sowie zur Ermittlung der maßgeblichen Transportparameter im ungesättigten System herangezogen werden können.

#### **4.4.2 Methodik**

Die Gastracertests erfolgten an steilstehenden Bohrungen, die zur gezielten Durchörterung und Anbindung von Kluffzonen an die Bohrungen entgegen dem Einfallen der Klüfte mit einer Neigung zwischen rd. 60° und 70° gegenüber der Horizontalen abgeteuft wurden.

Zur Durchführung eines Tracertests wurde ein stationäres Fließfeld eingestellt, indem ein konstanter Volumenstrom aus der jeweiligen Entnahmebohrung entnommen und abgeleitet wurde. Dabei wurde lediglich die jeweilige Tracer-Injektionsbohrung geöffnet und ermöglichte – je nach Testtyp - entweder über die gesamte Bohrlochtiefe oder über einzelne abgepackte Testintervalle einen Zustrom von Atmosphärenluft in das Fließfeld. Die übrigen Bohrungen blieben gasdicht verschlossen. Dadurch stellte sich an der Injektionsbohrung ein Unterdruck ein, der einen passiven Zustrom von Luft in diese Bohrung bewirkte. Die Tracereingabe erfolgte nach Erreichen einer stationären Strömung, die durch konstante Volumenströme bei konstanten Unterdrücken sowohl an der Entnahme- als auch an der Eingabebohrung angezeigt wurde.

#### **4.4.3 Injektionstechnik**

Ein wichtiges Kriterium bei der Entwicklung einer geeigneten Injektionstechnik war die drucklose Eingabe des Tracergases, um eine Komprimierung an der Eingabestelle und spätere Dekomprimierung im Feldversuchsblock zu vermeiden. Sie ist eine wesentliche Voraussetzung für die analytische Auswertung der Gastracertests unter der Annahme nicht-kompressibler Strömung (vgl. Tab. 2-6 in Kap. 2.3).

Ein weiteres wichtiges Kriterium war das Einstellen einer nicht turbulenten, möglichst laminaren Strömung. Die hierzu erforderlichen geringen Abstandsgeschwindigkeiten können durch Anlegen eines möglichst geringen Druckpotentialgefälles erzielt werden. Limitiert wird diese Vorgehensweise am Feldversuchsblock allerdings durch die bei niedrigen Potentialdifferenzen entsprechend niedrigen Einsaugraten



an der Einspeisebohrung, die eine geringe Einspeisung an Tracermenge zur Folge hat.

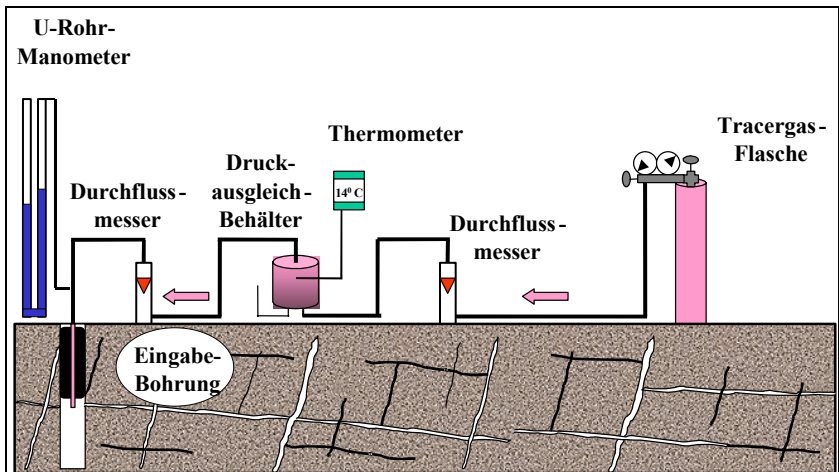


Abb. 4-3: Versuchsaufbau Gastracer-Eingabe am Testfeld

Die Zugabe des Tracergases über eine Bypass-Anordnung, wie sie üblicherweise bei aquatischen Tracertests zur Anwendung kommt, hat sich für den Feldversuchsblock nicht bewährt, da die hierbei in das System eingegebenen Tracermassen oft nicht für ein deutliches Signal am Detektionsbrunnen ausreichen.

Die Tracereingabe erfolgte deshalb als direkter Impuls aus der Tracergasflasche. Dabei wurde zur Gewährleistung einer drucklosen Eingabe ein entsprechender Druckausgleichsbehälter, in dem gleichzeitig die Temperatur des eingespeisten Gases bestimmt werden konnte, zwischengeschaltet (Abb. 4-3). Durch Einstellen eines gegenüber der passiven Zustromrate erhöhten Volumenzustroms an Tracergas über den Druckausgleichsbehälter in die Bohrung wurde die Zufuhr unverdünnten Tracergases in das System gewährleistet.

Die Ermittlung der eingegebenen Tracermasse erfolgte aus der Volumenstromrate und der Einspeisedauer. Diese Vorgehensweise ist streng genommen nur für inkompressible Newton'sche Fluide korrekt, da sie von der Gültigkeit der Kontinuitätsbeziehung auf der Basis des *Volumens* ausgeht (vgl. Kap. 2.1.1). Dies ist z.B. für das inkompressible Fluid Wasser gegeben, für kompressible Gase (Trärgas Luft bzw. Tracergase) dagegen nicht explizit. Unter der Voraussetzung einer durch den entsprechenden Versuchsaufbau gegebenen druck-

losen Eingabe und einer über die Versuchsdauer konstanten Temperatur kann diese Messtechnik jedoch unter der Annahme einer über die Versuchsdauer nicht-kompressiblen Strömung von Luft konstanter Dichte als hinreichend genau betrachtet werden.

Die Erfassung der *Volumenströme* anstelle der für Gase exakteren *Massenströme* wurde zwingend, da die für den Feldversuchsblock unbekannt und nicht ausreichend genau abschätzbaren Massen- bzw. Volumenströme den sehr begrenzten Messbereichen der auf dem Markt verfügbaren Massendurchfluß-Messgeräten gegenüber standen. Aufgrund des gehobenen Preisgefüges wäre der Zugriff auf eine Vielzahl von Massendurchfluß-Messgeräten, die einen entsprechend weiten Messbereich abdecken, unverhältnismäßig teuer gewesen ohne Gewähr für den tatsächlich benötigten Messbereich zu geben. Volumendurchfluß-Messer zeichnen sich dagegen durch erheblich niedrigere Stückpreise und größere Messbereiche aus.

Aus diesem Grund wurden sowohl die eingegebenen Tracermengen als auch die Zustrom- und Entnahmeraten zunächst ausschließlich, in späteren Tests überwiegend über Volumendurchfluß-Messer erfasst. An ausgewählten Teststrecken wurden später zur Erfassung der Tracer-Eingabemengen Massendurchfluß-Messgeräte eingesetzt.

Die Messung der Unterdrücke an den Bohrungen erfolgte stets mittels U-Rohr-Manometer mit einer Ablesegenauigkeit von 0,5 bis 1,0 mm WS (entsprechend ca. 5 bis 10 Pa). Die Felsfeuchte wurde mittels TDR-Packersonden punktuell in den Bohrungen erfasst.

#### **4.4.4 Meßtechnik**

Die Detektion des jeweiligen Tracergases erfolgt direkt aus dem Absaugstrom an der Entnahmebohrung durch ein on-line Messsystem (Abb. 4-4).

Für die Bestimmung von Helium kam ein sog. HELITEST-Gasdetektor der Fa. Varian zum Einsatz. Bei kontinuierlicher Beprobung und Analyse des Tracergases erfolgte die Speicherung der gemessenen Konzentrationen je nach Vorgabe durch das Steuerungsprogramm im Abstand von einer oder mehrerer Sekunden. Der Meßbereich liegt zwischen 1 ppm und 10.000 ppm.

Die Detektion von Schwefelhexafluorid ( $\text{SF}_6$ ) erfolgte mittels eines Feldtauglichen Gaschromatographen mit Elektroneneinfangdetektor (GC-ECD), Typ AUTOTRAC 101 der Fa. TRACERTECH. Bei automatischem Probenahmebetrieb beträgt das minimale Beprobungsintervall 120 s.

Hierbei handelt es sich um die Zeit, welche für die automatische Spülung von Meßkammer und Probennahmeleitungen mit Inertgas erforderlich ist.

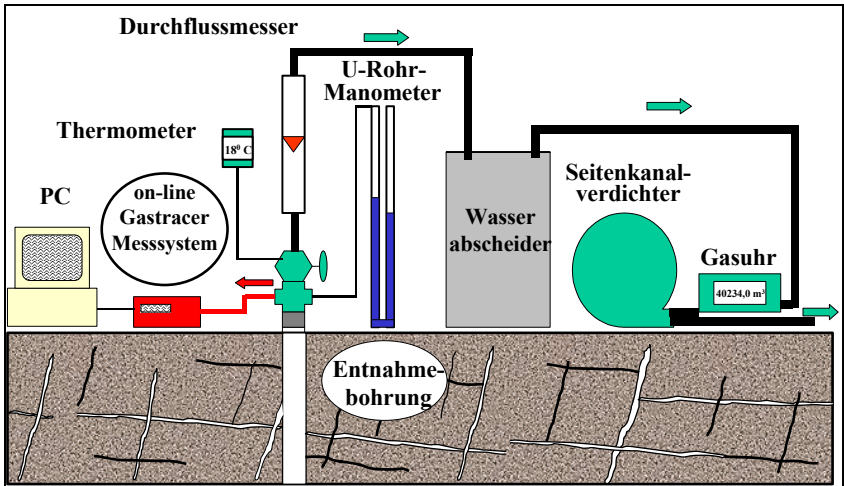


Abb. 4-4: Versuchsaufbau Gastracer-Detektion am Testfeld

Zur detaillierteren Auflösung des Tracerdurchbruchs erfolgte an der Entnahmebohrung zusätzlich zur automatischen Aufzeichnung eine manuelle Beprobung im Abstand von 20 Sekunden. Der übliche Messbereich liegt zwischen 0,02 und 20 ppb.

#### 4.4.5 Analytische Modellierung

Die aus den Gastracertests gewonnenen Daten wurden zur Ermittlung von Näherungswerten der maßgeblichen Transportparameter verwendet. Hierzu wurden eindimensionale Lösungen der Transportgleichung herangezogen.

Die eindimensionale Betrachtungsweise setzt folgende Vereinfachung der Anfangs- und Randbedingungen voraus:

- **die Gasströmung ist primär an wenige Klüfte gebunden:** bei dem hier gewählten Versuchsaufbau (Entnahme und Nachstrom des Trägergases über einzelne Bohrungen; vgl. Kap. 4.4.2) und dem vorhandenen orthogonalen Klüftnetzwerk (vgl. Kap. 5.2.1) kann dies als erfüllt betrachtet werden;

- **die transversale Dispersion ist vernachlässigbar klein:** die Tracereingabe erfolgt direkt in den sich zwischen Eingabe- und Entnahmebohrung passiv einstellenden Hauptstrom, so dass der Effekt der transversalen Dispersion insbesondere an der Tracer-Detektionsbohrung versuchsbedingt weitestgehend aufgehoben wird;
- **der Tracer liegt bei Testbeginn gleichmäßige verteilt als tiefengemittelte Tracereingabe über die gesamte Mantelfläche der Bohrung vor:** diese Anfangsbedingung wurde angenommen, konnte aber im Rahmen dieser Arbeit aufgrund des nicht etablierten Monitorings der Tracereingabekonzentration über die Zeit bzw. über den Einspeiseraum nicht verifiziert werden (siehe Empfehlungen in Kap. 6).

Die am Feldversuchsblock Pliezhausen durchgeführten Gastracertests wurden nach der Methode der besten Anpassung der kleinsten Fehlerquadrate (least squares best-fit) unter Verwendung des Advektion-Dispersion-Modells nach LENDA & ZUBER (1974) sowie unter Anwendung des Single Fissure Dispersion Model nach MALOSZEWSKI & Zuber (1985, 1990) ausgewertet. Für beide Modelle stand ein einfacher Rechencode in der Programmiersprache C++ zur Verfügung.

#### 4.4.5.1 Advektions-Dispersions-Modell (ADM)

Unter der Annahme eines rein advektiv-dispersiven Transports kann Gleichung (2-23) zu der nachfolgenden 1D-Transportgleichung, die für die eindimensionale Auswertung der Tracertests zugrunde gelegt wird, reduziert werden:

$$\frac{\partial C}{\partial t} = D_L \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} - v \frac{\partial C}{\partial x} \quad (4-1)$$

mit:

$M$	= Tracer-Konzentration	[g/m <sup>3</sup> ]	<i>concentration of tracer</i>
$t$	= Zeit	[s]	<i>time</i>
$x$	= Entfernung Fließrichtung	[m]	<i>distance flow direction</i>
$D_L$	= longitud. Dispers.-Koeff.	[m <sup>2</sup> /s]	<i>long. dispersion coeff.</i>
$D_L$	= longitud. Dispers.-Koeff.	[m <sup>2</sup> /s]	<i>long. dispersion coeff.</i>
$\frac{\partial C}{\partial x}$	= Konzentrationsgradient	[-]	<i>concentration gradient</i>

Die Momentaneingabe des Tracers wird als Randbedingung über die Dirac-Funktion  $\delta(t)$  mathematisch definiert:

$$C(x=0, t=0) = \frac{M}{Q} \delta(t) \quad (4-2)$$

mit:

$$\begin{aligned} M &= \text{injizierte Tracermasse} \quad [\text{mg}] && \text{tracer mass injected} \\ Q &= \text{Durchflußrate im System} \quad [\text{m}^3/\text{s}] && \text{volume flow rate} \end{aligned}$$

Die analytische Lösung der Transportgleichung für die Momentaneingabe lautet nach LENDA & ZUBER (1974):

$$C(x,t) = \frac{M}{Q} \frac{x}{\sqrt{4\pi D_L t^3}} \exp\left(-\frac{(x - v_a t)^2}{4 D_L t}\right) \quad (4-3)$$

Dabei können die unbekannt Parameter der Funktion,  $D_L$  und  $v_a$ , wie folgt definiert werden:

$$D_L = \frac{v_a x}{Pe} \quad (4-4) \qquad v_a = \frac{x}{t_o} \quad (4-5)$$

mit:

$$\begin{aligned} t_o &= \text{mittlere Verweilzeit} \quad [\text{s}] && \text{mean transit time} \\ x &= \text{Entfernung Fließrichtung} \quad [\text{m}] && \text{distance in flow direction} \\ v_a &= \text{mittlere Abstandsgeschw.} \quad [\text{m/s}] && \text{average distance velocity} \\ Pe &= \text{Peclet-Zahl} \quad [-] && \text{Peclet number} \end{aligned}$$

Nach Substitution von Gl. (4-4) und Gl. (4-5) in Gl. (4-3) gilt dann für die Berechnung der zeitabhängigen Konzentration:

$$C(t) = \frac{M}{Q t_o} \frac{1}{\sqrt{\frac{4\pi}{Pe} \left(\frac{t}{t_o}\right)^3}} \exp\left(-\frac{\left(1 - \frac{t}{t_o}\right)^2}{\frac{4}{Pe} \frac{t}{t_o}}\right) \quad (4-6)$$

Die Peclet-Zahl  $Pe$  und die mittlere Verweilzeit  $t_o$  können als Anpassparameter aus der Tracerdurchgangskurve (Konzentrations-Zeit-Verteilung) und der Rückgewinnungskurve nach verschiedenen Methoden, z.B. Methode der kleinsten Quadrate, Summenkurvenmethode, Momentenmethode und für unterschiedliche Modellansätze ermittelt werden (FRIED 1975, KLOTZ et al. 1988, MALOSZEWSKI 1991). Die übrigen Parameter sind für den jeweiligen Versuch bekannte Messgrößen dar.

#### 4.4.5.2 Single-Fissure-Dispersion-Modell (SFDM)

Eine analytische Lösung der Transportgleichung unter Berücksichtigung der Dispersion, der Diffusion und der Sorption stellt das SFDM (Single Fissure Dispersion Model) von MALOSZEWSKI & ZUBER (1985, 1990) dar. Die zeitabhängige Konzentration am Beobachtungsbrunnen wird für einen nicht-sorbierenden ( $R_f = R_p = 1$ ) Tracer ohne Abbau ( $\lambda = 0$ ) (vgl. Gl. (2-19) beschrieben durch (MALOSZEWSKI & ZUBER 1990):

$$C(t) = \frac{a M}{2\pi Q} \sqrt{Pe t_o} \int_0^t \exp\left(-\frac{Pe(t_o-u)^2}{4 t_o u} - \frac{a^2 u^2}{t-u}\right) \frac{du}{\sqrt{u(t-u)}} \quad (4-7)$$

mit: $M$	= injizierte Tracermasse	[mg]	<i>tracer mass injected</i>
$Q$	= Durchflußrate im System	[m <sup>3</sup> /s]	<i>volume flow rate</i>
$Pe$	= Peclet-Zahl	[-]	<i>Peclet number</i>
$t_o$	= mittlere Verweilzeit	[s]	<i>mean transit time</i>
$a$	= Diffusionsparameter	[m]	<i>diffusion parameter</i>
$u$	= Integrationsvariable	[-]	<i>integrative variable</i>

Dabei gilt:

$$a = \frac{n_p}{w_f} \sqrt{D_p} \quad (4-8)$$

$n_p$	= Matrixporosität	[-]	<i>matrix porosity</i>
$w_f$	= mittl. hydraul. Kluftöffn.-Weite	[m]	<i>hydraulic aperture</i>
$D_p$	= Porendiffusionskoeffizient	[m <sup>2</sup> /s]	<i>porous diffusion coeff.</i>

Bei Kenntnis des Porendiffusionskoeffizienten und der Matrixporosität kann die hydraulische Klufthöhenweite  $w_f$  aus dem durch Kurvenanpassung ermittelten Diffusionsparameter abgeschätzt werden. Gleichung (4-8) ermöglicht nach Umstellung die Berechnung von  $w_f$  gemäß:

$$w_f = \frac{n_p}{a} \sqrt{D_p} \quad (4-9)$$

## 4.5 Porenraum-Analyse

Die Porenraum-Analyse des Stubensandsteins erfolgte mittels Quecksilberporosimetrie im Instituts eigenen Labor am Quecksilberporosimeter *AutoPore III* der Fa. MICROMERITICS INSTRUMENTS CORPORATION.

Die Quecksilberporosimetrie ist eine etablierte, bequeme und schnelle Methode, um die Porengröße und die Porengrößenverteilung von trockenen Proben vor allem im Makro- und Mesoporenbereich zu ermitteln. Ein wesentlicher Vorteil dieser Methode liegt in der raschen und unkomplizierten Durchführung der Messung über ein weites Porenspektrum. Die Anwendungen der Quecksilberporosimetrie ist in international anerkannten Standardmethoden festgehalten (DIN 66133, ASTM). Die Methode wird heute zur Charakterisierung einer Vielzahl poröser Medien benutzt, so etwa Keramik, Beton, Katalysatoren sowie Boden- und Gesteinsproben.

Nachfolgend werden die wichtigsten physikalischen Beziehungen kurz dargestellt. Eine ausführliche Diskussion der Herleitungen sowie der Entwicklungsgeschichte der Quecksilberporosimetrie findet sich bei KRAUSS (2000).

WASHBURN (1941) zeigte, daß Quecksilber als eine **nicht benetzende Flüssigkeit** nur durch eine von außen angebrachte Kraft in Poren eindringen kann (Abb. 4-5). Aufgrund der hohen Oberflächenspannung (485 dyne/cm, 0,48 N/m) und des hohen Kontaktwinkels  $\theta$  des Quecksilbers ist der Druck  $P$ , der zum Einpressen des Quecksilbers in eine Pore notwendig ist, direkt proportional zum Durchmesser  $D$  der Pore. Dies beschrieb WASHBURN in der nach ihm benannten Gleichung:

$$D = \frac{-4\gamma \cdot \cos\theta}{P} \quad (4-10)$$

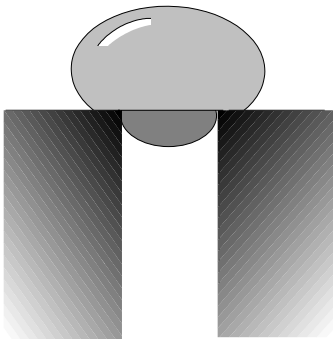
mit:

$D$  = Porendurchmesser

$\gamma$  = Oberflächenspannung (485 dyne /cm)

$\theta$  = Kontaktwinkel des Quecksilbers zur Oberfläche

$P$  = Druck



Die Gleichung beschreibt das Verhalten einer Flüssigkeit, die im Kontakt mit einer Kapillare steht. Für **benetzende Flüssigkeiten** ( $\theta < 90^\circ$ ) gilt  $\Delta P = P_{\text{Flüss}} - P_{\text{Gas}} < 0$ . Diese Flüssigkeiten dringen in die Kapillare ein und bilden eine Säule, deren Säulendruck die Druckdifferenz kompensiert. Quecksilber als **nicht-benetzende Flüssigkeit** ( $90^\circ < \theta < 180^\circ$ ) dagegen muss durch eine äußere Kraft zum Eindringen in die Kapillare gezwungen werden.

Abb. 4-5: Quecksilbertropfen im Kontakt mit einer zylindrischen Porenöffnung (aus: KRAUSS, 2000).

Die nur für zylindrische Porenformen gültige WASHBURN-Gleichung (Gl. (4-11)) leitet sich aus folgender Überlegung ab. Steht Quecksilber in Kontakt mit einer zylindrischen Porenöffnung, so widersteht die Oberflächenspannung des Quecksilbers  $\gamma$  dem Eindringen in die Pore mit der Kraft  $F_R = -\pi D \cos \theta$ . Für alle  $\theta > 90^\circ$  ist das Vorzeichen positiv. Folglich lautet das Gleichgewicht zwischen der Widerstandskraft  $F_R$  des Quecksilbers und dem von außen wirkenden Druck:

$$-\pi D \gamma \cos \theta = \frac{\pi D^2}{4} P \quad (4-11)$$

Für den **Porendurchmesser  $D$**  gilt dann ( $\gamma = 0,48 \text{ N/m}$ ;  $\theta = 140^\circ$ ):

$$D = \frac{1470}{P} \quad (4-12)$$

Somit wird der Porenraum einer Probe als Bündel von Kapillaren mit unterschiedlichen Durchmessern behandelt.



Nachfolgende Gleichungen ermöglichen die Bestimmung des Porenvolumens, der Porenlänge bzw. Porenfläche, der Dichte, der Korndichte und der Porosität mittels Quecksilberporosimetrie:

$$\text{Porenvolumen} \quad V = \frac{D \cdot A}{4} \quad (4-13)$$

$$\text{Porenlänge/-fläche} \quad L = \frac{A}{D \cdot \pi} \quad (4-14)$$

$$\text{Dichte} \quad \rho_{\text{Pr}} = \frac{M_{\text{Pr}}}{V_{\text{Pen}(\text{leer})} - V_{\text{Hg}}} \quad (4-15)$$

$$\text{Korndichte} \quad \rho_K = \frac{M_{\text{Pr}}}{V_{\text{Pr}} - V_{\text{Hg}(\text{Pen})}} \quad (4-16)$$

$M_{\text{Pr}}$  = Masse der Probe

$\rho_{\text{Pr}}$  = Dichte der Probe

$\rho_K$  = Korndichte

$V_{\text{Hg}}$  = Hg-Volumen die Probe umschließend

$V_{\text{Hg}(\text{Pen})}$  = Hg-Volumen des Penetrometers nach Hochdruckstufe

$V_{\text{Pr}}$  = Volumen der Probe

$V_{\text{Pen}(\text{leer})}$  = Penetrometer-Volumen (leer)

## 4.6 Tonmineral-Analyse

Die am Feldversuchsblock entnommenen Proben wurden zur Vorbereitung der Tonmineral-Analyse bei 60 °C getrocknet und in einer Achatmühle gemahlen. Der qualitative Mineralbestand wurde durch Röntgen-Diffraktometrie an Pulverpräparaten unter Verwendung der JCPDS-Datei (ICDD 1980) ermittelt. Bei diesem Verfahren werden die auf die Präparate treffenden, monochromatischen Röntgenstrahlen an den Netzebenen der Kristalle gebeugt und mit einem Detektor registriert. Aus dem Winkel, bei dem ein Beugungsmaximum auftritt, kann über die BRAGG'sche Gleichung der Netzebenenabstand (Basisabstand  $d_{001}$ ) bestimmt werden. Die verschiedenen, im Raumgitter ange-

ordneten Netzebenenabstände sind für jedes Mineral charakteristisch. Durch Vergleich mit der JCPDS-Datei (ICDD 1980) kann das vorhandene Mineralspektrum analysiert und identifiziert werden.

Einen Überblick über den vorhandenen Mineralbestand ermöglichte die röntgen-diffraktometrische Untersuchung möglichst texturarmer *Pulverpräparate* der zuvor auf Partikelgrößen < 125 µm pulverisierten Proben im Winkelbereich von 0° bis 63°. Die genauere Identifizierung der Tonminerale erfolgte anhand von luftgetrockneten Texturpräparaten, sog. *LUBOS* (Luft getrocknet Bevorzugt Orientiert). Hierzu wurde jeweils 1g der pulverisierten Probe < 125 µm in 100 ml aqua dest. unter Zugabe von Natriumpyrophosphat aufgeschlämmt und im Ultraschallbad 10 min dispergiert. Nach Abtrennen der Kornfraktion < 2 µm durch Zentrifugieren wurde die überstehende Probensuspension auf Glasträger pipettiert. Durch die langsame Trocknung an der Luft regeln sich die Tonmineralplättchen überwiegend horizontal ein und ermöglichen damit eine wesentliche Verstärkung der Basisreflexionen (Messreihentyp LN = LUBO, Normal behandelt). Weitere Messungen erfolgten im Anschluss an die folgenden üblichen tonmineralogischen Verfahrensschritte (JASMUND & LAGALY 1993, WILSON 1987).

Zur Identifizierung der quellfähigen Tonminerale wurden die Texturpräparate nach dem ersten Messdurchgang im Exsikkator bei 60 °C über 96 Stunden im Trockenofen mit Ethylenglykol bedampft (Messreihentyp LE = LUBO, Ethylenglykol-bedampft). Durch die damit erreichte Glykolsättigung tritt bei quellfähigen Tonmineralen eine Verschiebung der Basisreflexionen auf, die ihre Unterscheidung von nicht quellfähigen Spezies ermöglicht.

Zur Unterscheidung von Kaolinit und Chlorit wurden die Texturpräparate zwei Stunden bei 550 °C im Muffelofen gebrannt und anschließend erneut röntgen-diffraktometrisch untersucht (Messreihentyp LB = LUBO, nach Brennen). Das Kaolinitgitter wird dabei vollständig zerstört, während ein von Chlorit verursachter Peak bestehen bleibt.

Für die Messungen stand ein Röntgen-Diffraktometer vom Typ SIEMENS D-500 mit CuK<sub>α</sub>-Röhre zur Verfügung. Zur tonmineralogischen Auswertung der Texturpräparat-Diffraktogramme wurden die Standardwerke von THOREZ (1975, 1976) herangezogen. Der Anteil quellfähiger Tonminerale wurde mit Hilfe der Methylenblau-Adsorption nach HOFMANN et al. (1967) ermittelt. Bei diesem Verfahren kann der Gehalt an quellfähigen Tonmineralen über einen Eichwert, der mit einem Standard (Wyoming-Bentonit mit 84 Gew.-% Smektit) ermittelt wurde, aus der Aufnahme an Methylenblau berechnet werden.

## 5 ERGEBNISSE UND DISKUSSION

### 5.1 Überblick

Der zugeschnittene Feldversuchsblock wurde räumlich auf sein Kluffinventar untersucht und die erhobenen Daten statistisch ausgewertet. Es wurden vier Hauptkluffrichtungen angetroffen, von denen drei statistisch relevant auftreten: eine söhliche Schichtfuge mit  $5^\circ$  Einfallen nach NE und zwei mit ca.  $85^\circ$  sehr steil stehende Kluffscharen in NW-SE- und NE-SW-Streichen. Die aus den Gebirgsspannungskräften resultierende Richtung mit N-S-Streichen konnte deterministisch erkannt werden, war aber statistisch unterrepräsentiert. Die steil stehenden Klüfte enden bevorzugt an Sedimentationsgrenzen. Der mittlere Kluffabstand wurde mit 0,23 m bestimmt, die Klufflängenverteilung wies 95% aller Klüfte als  $\leq 1$  m aus sowie ca.  $70\% \leq 0,5$  m.

Die auf allen Oberflächen austretenden Kluffspuren wurden zu einem 3D-Strukturmodell zusammengefügt, das u.a. als Grundlage zur Lokalisierung von Klüften nach erfolgter Einkapselung mit undurchsichtigem Epoxydharz dient. Durch EMR-Messungen konnten bei einer Eindringtiefe zwischen 1,2 und 1,5 m eine flach lagernde Sedimentationsstruktur über nahezu den gesamten Versuchsblock verfolgt werden, die die Durchgängigkeit der söhlichen Schichtfuge belegte.

Durch Gastracertests mit Helium und Schwefelhexafluorid konnte ein überwiegend von Klüften dominierter Transport, starke Retardationsprozesse für Helium bei sommerlichen Temperaturen sowie eine gute Stabilität von  $\text{SF}_6$  gegenüber Temperatur und Feuchtigkeit bedingten Retardationstendenzen festgestellt werden. Die punktuell in den Bohrungen erfasste Felsfeuchte lag zwischen 15 und 20 Vol%.

### 5.2 Kluffkörper-Charakteristik des Stubensandsteins

Die Charakterisierung des Kluffkörpers erfolgt über die Erhebung von Kluffdaten mittels Stereophotogrammetrie und Scanline-Technik an zwei senkrecht zueinander stehenden, naturbelassenen Wänden des Festgestein-Testfelds, drei nahezu parallelen, sequentiellen Abbauwänden in SSW-NNE-Richtung sowie einer NW-SE verlaufenden Querwand. Die beiden Erhebungsverfahren werden in Kapitel 4.2 eingehend beschrieben. Ihre statistische Analyse, die keine Eigenleistung des Autors darstellt, liefert für den Bereich des in-situ Testfeld

Pliezhausen repräsentative Angaben zur Trennflächen-Orientierung sowie ihrer Längen- und Abstandsverteilung (BÄUMLE et al. 1998 a).

### 5.2.1 Orientierung der Trennflächencluster

In dem Belegungsdichtediagramm der Trennflächen-Normalen können drei Schwerpunktrichtungen identifiziert werden (Abb. 5-1; Tab. 5-1), eine nahezu söhliche Schichtung (Cluster I) sowie zwei steilstehende Klufscharen (Cluster II und III).

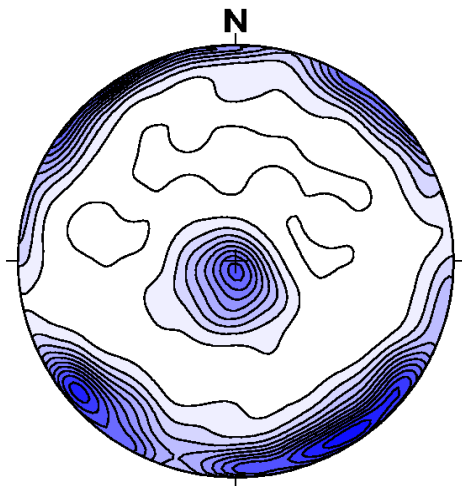


Abb. 5-1: Belegungsdichtediagramm der Trennflächenmessungen im Bereich des FVB Pliezhausen.

Eine nach den Aufnahme- bzw. Scanlinerichtungen differenzierte Betrachtung der Belegungsdichtediagramme zeigt deutlich die „blind zones“ (TERZAGHI 1965) der jeweiligen Messung. Erst die Datenerhebung in drei Raumrichtungen mittels Scanlinemessungen und Stereophotogrammetrie ermöglichte eine realitätsnahe statistische Beschreibung der Trennflächenorientierungen.

Tab. 5-1: Statistische Parameter der Trennflächenmessungen im Bereich des FVB Pliezhausen.

Cluster	Trennflächen	Fallrichtung	Fallwinkel	Sphär. Öffnungsgrad
I	Schichtung	201°	5°	11,22°
II	Kluftschar 1	146°	83°	12,05°
III	Kluftschar 2	229°	82°	10,20°

## 5.2.2 Kluftlängen-Verteilung

Die Anpassung der horizontalen ( $F_h$ ) und vertikalen ( $F_v$ ) empirischen Spurlängenverteilungen durch Erlang-2-Verteilungen zeigen hohe statistische Signifikanzen (Abb. 5-2).

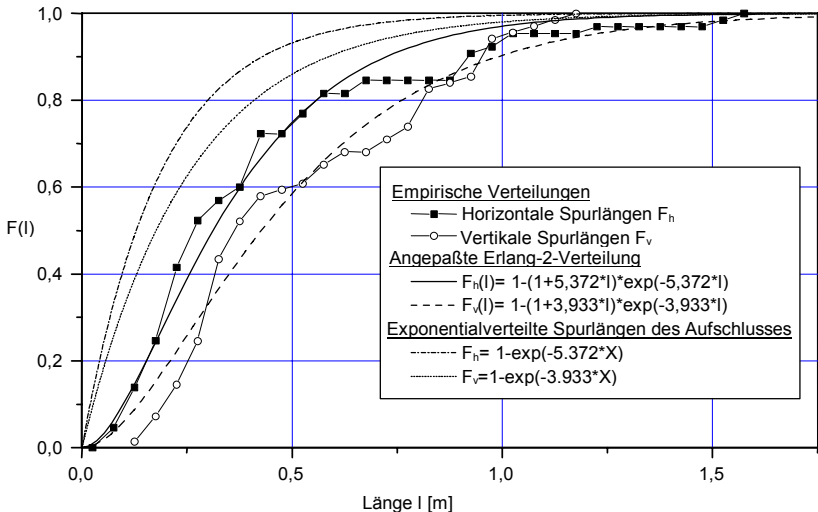


Abb. 5-2: Trennflächen-Spurlängen-Verteilungen  $F(l)$  der Scanline-Messungen, FVB Pliezhäuser (BÄUMLE, HÖTZL, THÜRINGER & WITTHÜSER 1998a).

Zusätzlich sind die bezüglich des Längenfehlers korrigierten exponentiellen Verteilungsfunktionen der gesamten Aufschlußwand dargestellt. Für die Geometrien der Klüfte werden unregelmäßige Vierecke unterstellt und ein mittleres Seitenverhältnis der Längen von 1 : 0,8 abgeleitet. Eine nach der Clusterzugehörigkeit differenzierte Beschreibung der Kluftlängen zeigt keine signifikanten Unterschiede der Verteilungsparameter. Die Klüfte enden bevorzugt an Sedimentationsgrenzen, so daß sich bei zwei steilstehenden Kluftscharen und einer nahezu söhlig Schichtlagerung eine gemeinsame Längenverteilung unterstellen läßt.

Die Kluftlängenverteilung weist etwa 95% aller Klüfte als  $\leq 1$  m aus sowie ca. 70%  $\leq 0,5$  m.

### 5.2.3 Kluffabstands-Verteilung

Die mittels Scanline-Messungen bestimmten Kluffabstände werden durch eine Exponentialverteilung angepaßt, welche für eine räumlich zufällige Anordnung von Klüften theoretisch abgeleitet werden kann (PRIEST & HUDSON 1976). Die empirische Abstandsverteilung der Scanline-Messungen (Abb. 5-3) kann hochsignifikant durch eine Exponentialverteilung angepaßt werden.

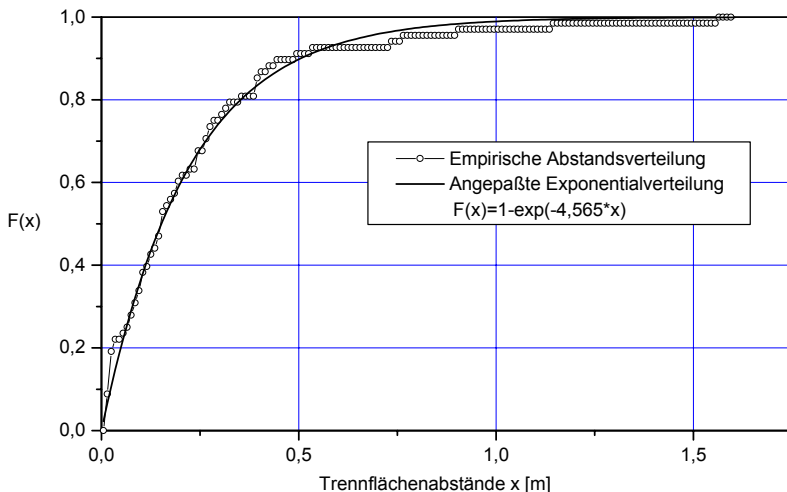


Abb. 5-3: Trennflächen-Abstandsverteilungen  $F(x)$  der Scanline-Messungen, FVB (BÄUMLE, HÖTZL, THÜRINGER & WITTHÜSER 1998a).

Der aus allen Scanlinemessungen berechnete mittlere Kluffabstand beträgt 0,23 m.

Zur weiteren Überprüfung einer eventuell vorhandenen räumlichen Korrelation werden die Variogramme der Kluffdichte nach CHILÈS & DE MARSILY (1993) berechnet. Auch die Semivariogramme  $\gamma(\mathbf{h})$  der Kluffdichte zeigen keine räumliche Korrelation der Trennflächenintersektionen mit einer Scanline an (Abb. 5-4).

Die hochsignifikante Anpassung der für räumlich zufällig angeordnete Klüfte erwarteten Exponentialverteilung und die reinen Zufallsvariogramme der Kluffdichten bestätigen eine zufällige Verteilung der Klüfte

im Raum, wobei die mittlere Kluftdichte nach CHILÈS & DE MARSILY (1993) etwa  $11,3 \text{ m}^2/\text{m}^3$  beträgt.

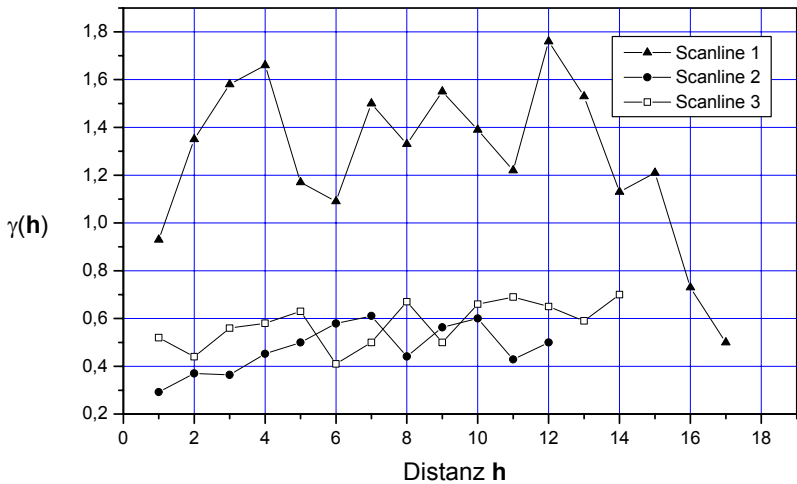


Abb. 5-4: Semivariogramme  $\gamma(h)$  der Kluftdichte verschiedener Scanlines (BÄUMLE, HÖTZL, THÜRINGER & WITTHÜSER 1998a).

### 5.2.4 Räumliche Darstellung der Kluftspuren

Für jede Wandfläche und für die Oberfläche des Feldversuchsblocks wurden die Kluftspuren in der Fläche dargestellt (Abb. 5-5).

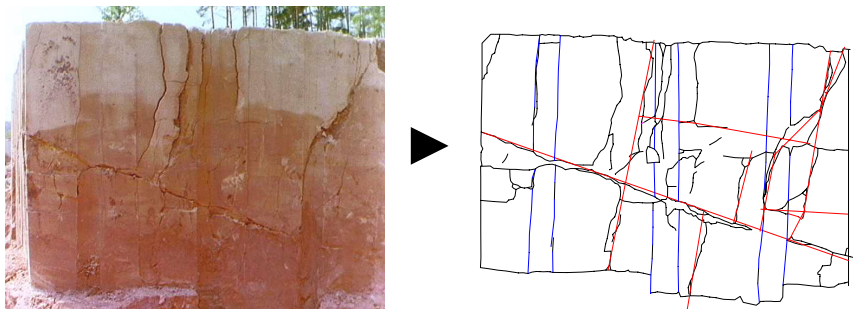


Abb. 5-5: Kluftspuren im Foto und im Digitalplot (Ostwand)

Sämtliche Flächen wurden entsprechend ihrer Raumlagen zu einer dreidimensionalen Darstellung des Feldversuchsblocks mit seinen vor der Einkapselung sichtbaren Klufspuren zusammgefügt (Abb. 5-6).

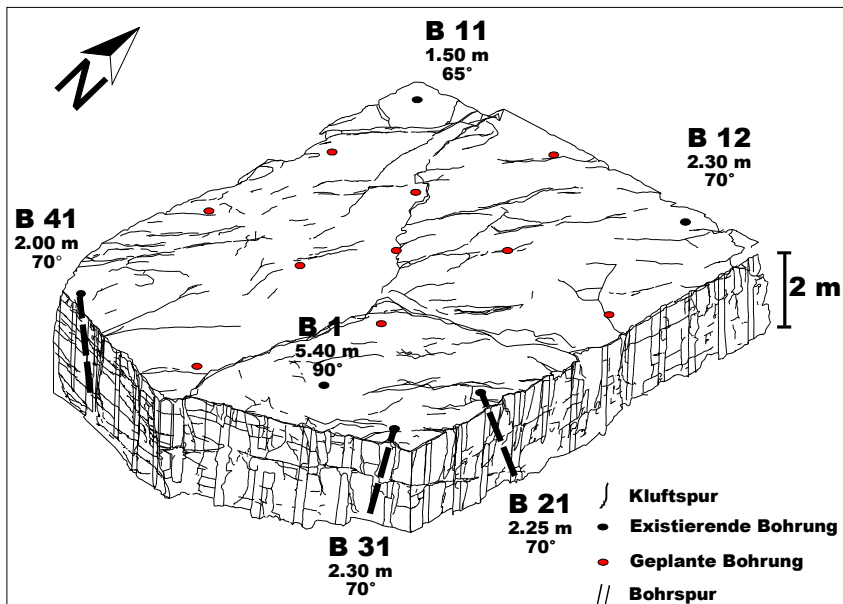


Abb. 5-6: Räumliche Darstellung der Klufspuren (SE-Sicht)



### 5.3 EMR-Reflektoren

Deutliche Reflexionen in den Radargrammen vom März 1999 können gemäß den EMR-Messungen vom Frühjahr 1998 entlang der Schnittlinien des noch "rohen", nicht zugeschnittenen Feldversuchsblockes als Klüfte interpretiert werden.

Das Auflösungsvermögen ist gekoppelt an die dominierenden Frequenzen. Sie liegen bei 500 Mhz für die 900 Mhz-Antenne, entsprechend einer Wellenlänge von ca. 20 cm. Bei Einsatz der 500 Mhz-Antenne dominieren Frequenzen um 300 Mhz, entsprechend einer Wellenlänge von ca. 35 cm. Das **vertikale Auflösungsvermögen** in den Radargrammen der EMR-Messungen liegt zwischen  $\frac{1}{4}$  und 1 Wellenlänge der jeweiligen registrierten Frequenzen. Dies entspricht 5 – 20 cm für die 900 Mhz-Antenne und ca. 9 – 35 cm für die 500 Mhz-Antenne. Reflektoren mit einem geringeren Abstand voneinander können nicht separiert werden. Die **Eindringtiefe** der Messungen beträgt für die 900 Mhz-Antenne ca. 1,2 m und für die 500 Mhz-Antenne ca. 1,5 m.

Die Geschwindigkeit der elektromagnetischen Wellen  $V_{em}$  im Testfeld wurde durch Messungen der Laufzeiten zwischen der Testfeld-Oberfläche und fünf metallischen Dübeln bekannter Lage in den Seitenwänden bestimmt. Der Mittelwert betrug ca. 0,105 m/ns.

*Tab. 5-2: Geschwindigkeiten elektromagnetischer Wellen  $V_{em}$  am Testfeld Pliezhausen*

Meßpunkt	Lage	$V_{em}$ [m/ns]
1	E-Wand	0,105
2	SE-Wand	0,102
3	SE-Wand	0,102
4	SE-Wand	0,104
5	N-Wand	0,110
Mittelwert		0,105

Der Grundwasserflurabstand im Testfeld lag zum Zeitpunkt der EMR-Messungen bei ca. 5 m. Der Feldversuchsblock hatte somit einen trockenen Fuß ohne Aufstau in den rd. 2 m mächtigen Sandstein.

In den berechneten Zeitscheiben (Kap. 4.3) wie auch in den Radargrammen selbst konnte zahlreiche Reflektoren identifiziert sowie ihre Lage bzw. ihr vermutlicher Umriss digital abgespeichert werden. Die dominantesten, in etwa waagrecht ausgerichteten Reflektoren, die

durch Messungen auf der Oberfläche des Feldversuchsblocks erfasst werden konnten, sind:

- Reflektor im Bereich  $x = [2,0 \text{ bis } 3,5 \text{ m}]$ ,  $y = [3,5 \text{ bis } 5,2 \text{ m}]$ ,  $z = 0,85 \text{ bis } 1,05 \text{ m u. GOK}$  mit Einfallen nach Nord-Nordost.
- Reflektor in einer Tiefe  $z = 0,90 \text{ bis } 1,10 \text{ m}$ , der sich nahezu über den gesamten Feldversuchsblock hinzieht.

In Abb. 5-7 sind beide Reflektoren dargestellt. Für den Tiefenbereich zwischen 0,95 bis 1,0 m u. GOK Feldversuchsblock ist das NW-SE orientierte Reflexionsband (Norden liegt in Abb 5-7 unten) zu sehen, das die Lage des tonig-schluffigen Zwischenhorizontes zwischen der oberen und der unteren Sandsteinlage wiedergibt.

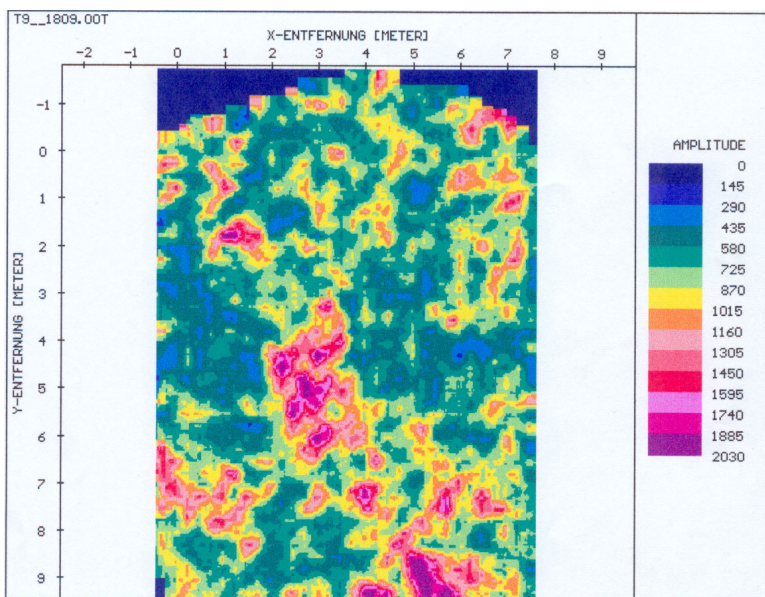


Abb. 5-7: Zeitscheibe für den Tiefenbereich 0,95 bis 1,0 m, berechnet aus unmigrierten Radargrammen mit 900 Mhz Antenne

Etwa im Zentrum der Abbildung ist außerdem als Teil dieses Reflexionsbandes der ca. 20 cm mächtige zweite dominante Reflektor zu erkennen, der vermutlich einem Feinkorn-Sedimentationspool innerhalb der Stubensandstein Ablagerung zuzuordnen ist.

## 5.4 Analyse und Interpretation der Gastracertests

### 5.4.1 Einleitung

Der bei Durchbruchskurven in heterogenen klüftig-porösen Gesteinen oft zu beobachtende sehr rasche Anstieg und langsame Abfall der Konzentration kann auf sehr unterschiedliche Retardationsprozesse zurückgeführt werden. Sie können sowohl dispersiver als auch diffusiver Natur sein. Selbst bei mathematisch korrekter Berücksichtigung der Diffusionsprozesse im Modell bleibt das Problem der eindeutigen kausalen Zuordnung der ermittelten Diffusionsanteile bestehen. So kann nicht unmittelbar entschieden werden, ob eine Matrix bedingte Diffusion oder eine durch die Eingabekonditionen bedingte Diffusion aufgrund von Bohrloch-Mischungseffekten vorliegt (siehe Kap. 5.4.3). Der Einfluss derartiger Mischungseffekte konnte im Stadium der hier durchgeführten Gastracertests nicht näher quantifiziert werden. Dazu wäre es erforderlich, die zeitliche Entwicklung der Konzentrationsverteilung in der Tracereingabestelle aufzuzeichnen.

Die in Kapitel 4.4.5 beschriebenen analytischen Ansätze zur Auswertung von Tracertests wurden ursprünglich zur Anwendung auf aquatische Tracer entwickelt. Gastracer zeichnen sich im Vergleich zu aquatischen Markierungsstoffen unter anderem aber dadurch aus, dass ihre Diffusionskoeffizienten generell ungefähr um den Faktor  $10^{+4}$  höher liegen (FRICK 1993). Dies begrenzt die Interpretationsmöglichkeiten der Transportparameter, die bei analytischer Modellierung von Gastracertestdaten gewonnen werden, in stärkerem Maße als dies für aquatische Systeme der Fall ist.

Da sämtliche für die Tracertests verwendeten Bohrungen gezielt im Randbereich des Feldversuchsblocks angelegt wurden, um mit Rücksicht auf spätere Untersuchungen eine Störung der Strömungsverhältnisse im Zentralbereich durch Kurzschluss von Klüften über weitere Bohrungen zu verhindern, muss außerdem das Auftreten von Randeffekte durch die Einhausung in Betracht gezogen werden.

Anhand ausgewählter Beispiele werden in den folgenden Kapiteln die Einsatzmöglichkeiten und Grenzen der Analyse von Gastracertests unter Aspekten wie der möglichen Trennung dispersiver und diffusiver Anteile am Transportgeschehen sowie des Einflusses der Temperatur zum Ausführungszeitpunkt dargelegt.

### 5.4.2 Fließfeld-Einstellungen

Die im Kapitel 4.4 beschriebene Gastracertechnik gewährleistete eine stationäre Luftströmung im Feldversuchsblock von der Eingabebohrung zu der jeweiligen Entnahmebohrung, die durch die aktive konstante Entnahme (Absaugen) an der Extraktionsbohrung und dem passiven Nachströmen (Einsaugen) eines konstanten Volumestromes an der Injektionsbohrung gekennzeichnet ist. Die Entnahmerate lag dabei bei allen Fließfeld-Einstellungen deutlich über der Nachströmrates. Auch ein Absaugen über mehrere Tage bei unveränderten Randbedingungen erbrachte in keinem Fließfeld ein ausgeglichenes Verhältnis zwischen Entnahme- und Nachströmrates, wie es für ein geschlossenes System zu erwarten wäre. Obwohl bei Beginn der Tracertests jeweils die Volumenströme und Unterdrücke an beide Bohrungen konstant waren und von stationären Strömungsverhältnissen ausgegangen werden konnte, betrug die Entnahmerate stets ein Vielfaches der Nachströmrates. Das untersuchte System stellte daher kein vollständig geschlossenes System dar.

Verschiedene technische Maßnahmen wie der *Wasseraufstau* im gesamten Sockelbereich (vgl. Kap. 3.4) führten zu einer anteiligen Reduzierung des Missverhältnisses zwischen Entnahme- und Nachströmrates. Sie wiesen damit auf Gasundichtigkeiten in der Tonmergel-Basis hin, die durch die Durchnässung des Unterlagers zumindest teilweise beseitigt wurden. Die umfassende Durchfeuchtung der Testfeldbasis gleicht den von der durchströmenden trockenen Luft verursachten Feuchtigkeitsentzug, der letztlich zu einer Austrocknung der Tonmergel führen kann, teilweise aus.

An Aufschlüssen, die während der Bauphase des Feldversuchsblocks bestanden, neigten ausgetrocknete Basisschichten zu extremer Stichfestigkeit, Sprödigkeit und Rissbildung. Durchfeuchtete Basisschichten dagegen verhielten sich insbesondere aufgrund der hydratisierten, aufweitbaren Tonminerale (vgl. Kap. 5.5) plastisch und Wasser stauend. Eine Austrocknung der Basismergel birgt das Risiko der Rissbildung und somit der Ausbildung bevorzugter Fließwege für Umgebungsluft, die dem gekapselten Feldversuchsblock aufgrund des darin befindlichen Unterdrucks über die undichte Basis von außen zuströmen kann. Modellstudien entlang eines 2D-Ausschnittes des Feldversuchsblocks zwischen den Bohrungen B°21 und B°31 zeigten den deutlichen Einfluss des Gaszustroms über die Basis bei direktem Kontakt des Sandsteins mit der Tonmergel-Basis über hochdurchflusswirksame Klüfte (NEUNHÄUSERER et al. 2000).

### 5.4.3 Transportanteile

Der bei Durchbruchkurven in heterogenen klüftig-porösen Gesteinen oft zu beobachtende sehr rasche Anstieg und langsame Abfall der Konzentration kann auf die Wirkung unterschiedlicher Mechanismen zurückgeführt werden, wie in Kapitel 2.2 detailliert ausgeführt wurde.

Zum einen kann der advective Rückstrom von Tracermenge, die bei der Eingabe in den Oberstrom des Fließsystems gedrückt wurde, eine mögliche Ursache sein (GUVANASEN & GUVANASEN 1987). Zum anderen kann Tracer, der während der Eingabe in stagnierende Bereiche mit vernachlässigbar niedriger Advektion gelangte, zu ähnlichen Effekten führen. Des weiteren kann es durch zeitlich verzögerte Tracereinspeisung in das Fließsystem infolge Bohrlochdurchmischung (*borehole dilution*) zu einer Spreizung des Konzentrationsverlaufs kommen (NOWAKOWSKI 1992). Basierend auf numerischen Parameterstudien für geklüftete Medien wies TSANG (1995) darauf hin, dass je nach Testanordnung die Dispersion infolge unterschiedlich langer Fließwege und die Retardation durch Matrixdiffusion sehr ähnliche Durchbruchkurven entstehen lassen.

Verschiedene Autoren haben auf eine Möglichkeit verwiesen, den Einfluss der Matrix-Diffusion in einem aquatischen 1-Phasen-System zu identifizieren (LEVER & BRADBURY 1985, TSANG 1995). Demnach folgt der Konzentrationsabfall eines durch Matrix-Diffusion beeinflussten Tracerdurchgangs in einer doppelt logarithmischen Grafik einer Geraden mit der negativen Steigung von  $-3/2$ . Diese Steigung ist in der asymptotischen  $t^{-3/2}$ -Abhängigkeit in der analytischen Lösung für den Stofftransport im Doppelkontinuum begründet (KONOSAVSKY et al. 1993). Während WITTHÜSER (2000) diesen Ansatz erfolgreich für aquatische Tracertests in Graniten des Schwarzwaldes anwenden konnte, steht seine nachweisliche Übertragbarkeit auf Gastracer noch aus.

Die Anwendung auf die hier durchgeführten Gastracertests erbrachte allein für die Teststrecke B 31→B 1 den Nachweis einer Gradensteigerung im Konzentrationsabfall, die dem Matrixdiffusionskriterium entspricht. Die doppeltlogarithmische Darstellung des Tailings für Helium zeigt Abb. 5-8. Die entsprechende Grafik für den SF<sub>6</sub>-Tracertest gibt Abb. 5-9 wieder.

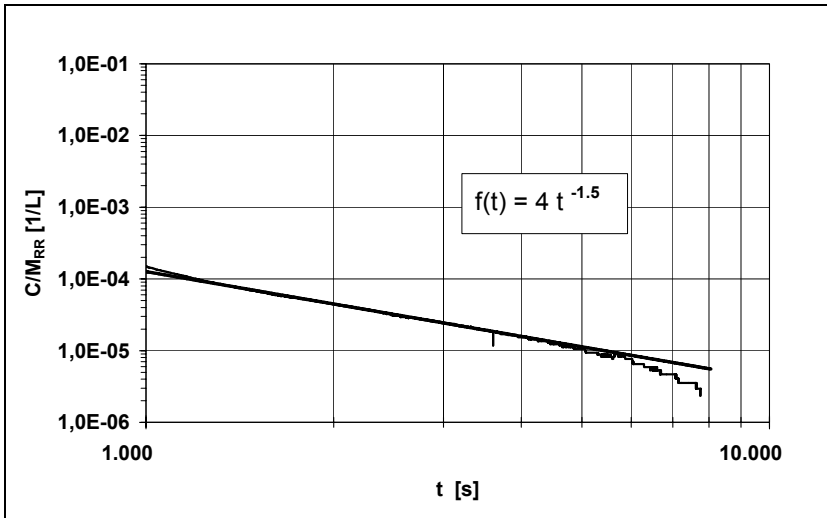


Abb. 5-8: Analyse des Tailing-Verhaltens bei He (Test B31 → B1)

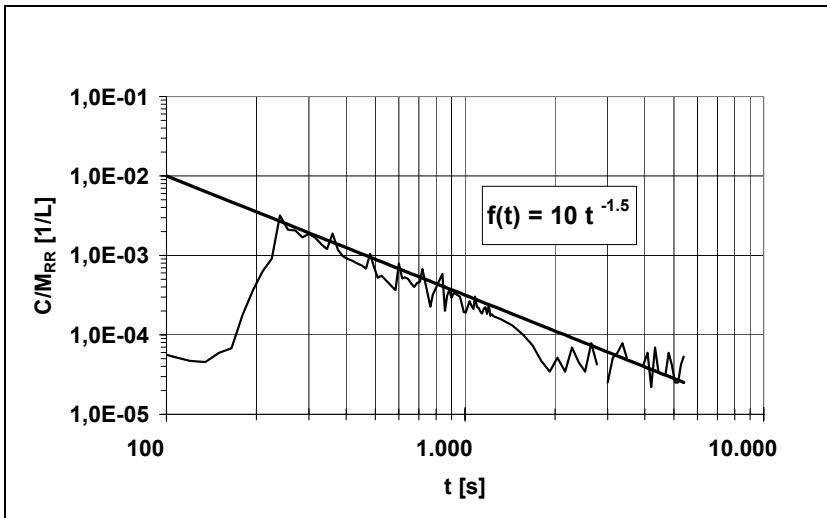


Abb. 5-9: Analyse des Tailing-Verhaltens bei SF<sub>6</sub> (Test B31 → B1)

Bei beiden Tracergasen folgt das Tailing einer Geraden mit der Steigung  $-3/2$ . Inwieweit dies ein Beleg für die Anwendbarkeit des Kriteriums auch für Gas erfüllte Kluftsysteme ist, wird die zukünftige Überprüfung durch eine statistisch relevante Anzahl von Gastracer-tests mit weiterentwickelter Messtechnik ergeben (vgl. Kap. 6).

#### 5.4.4 Transportparameter

Die nach der beschriebenen Injektions- und Detektionstechnik (vgl. Kap. 4.4.3 und 4.4.4) gewonnenen Tracer-Durchbruchkurven wurden an die in Kap. 4.4.5 dargestellten Modellfunktionen angepasst.

In den meisten Fällen konnten die Helium-Durchbruchkurven im Anstieg und im Peakbereich durch das Advektions-Dispersions-Modell (ADM) recht gut nachgebildet werden. Der Konzentrationsabfall dagegen wurde durch das Single-Fissure-Dispersion-Modell (SFDM) oft deutlich besser wiedergegeben. Dies gilt besonders für Tracerdurchgänge mit ausgeprägtem Tailing.

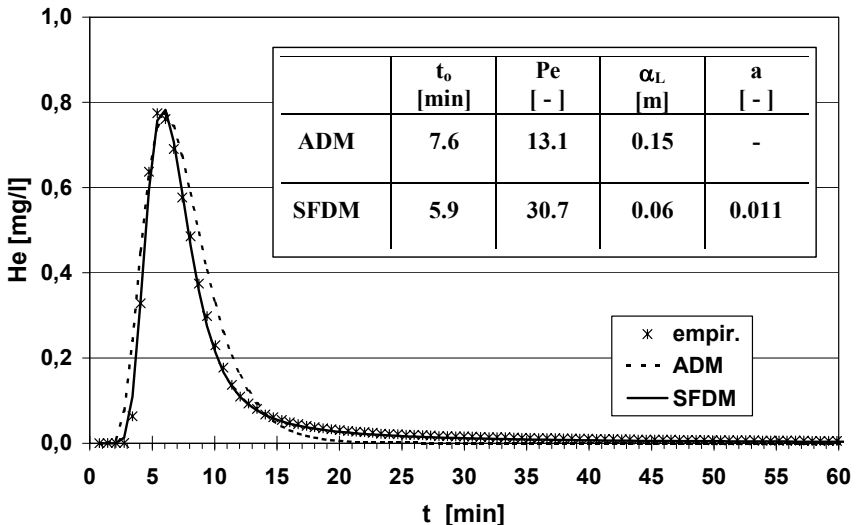


Abb. 5-10: Kurvenanpassung und Fit-Parameter: Test B31  $\rightarrow$  B1 (He)

Die Kurvenanpassung mittels least square fitting Algorithmus liefert als Anpassparameter jeweils Werte für die mittlere Verweilzeit  $t_0$  und die Peclet-Zahl  $Pe$ . Durch die zusätzliche Berücksichtigung einer diffusiven Komponente über den Diffusionsparameter  $a$  bei der Simulation des Transportprozesses mit dem SFDM (vgl. Gl. (4-7) ) wird der berechnete advektive Transport im Rahmen der Anpassung an die selben empirischen Werte zwangsläufig schneller und die mittlere Verweilzeit wird damit kleiner.

Die beobachtete Spreizung der Tracer-Konzentration wird nicht mehr allein durch Dispersion, sondern anteilig auch durch diffusive Prozesse beschrieben. Damit verringert sich in der Modellierung der Dispersionsanteil, und die Peclet-Zahl als Reziprok des (longitudinalen) Diffusions-Koeffizienten vergrößert sich im Vergleich zur Modellierung des rein advektiven Transports mittels ADM. Somit können die Differenzen der durch SFDM- und ADM-Anpassung für den jeweiligen Test ermittelten Mittleren Verweilzeiten und Peclet-Zahlen - nach erfolgtem Nachweis der Beteiligung von Diffusionsprozessen am untersuchten Transportweg (vgl. Kap. 5.4.3 ) – als Indikatoren für den Anteil der Diffusion an der Spreizung der Konzentration verstanden werden. Die Differenzen sind um so größer, je größer der Anteil der Diffusion und somit der Diffusionsparameter  $a$  ist.

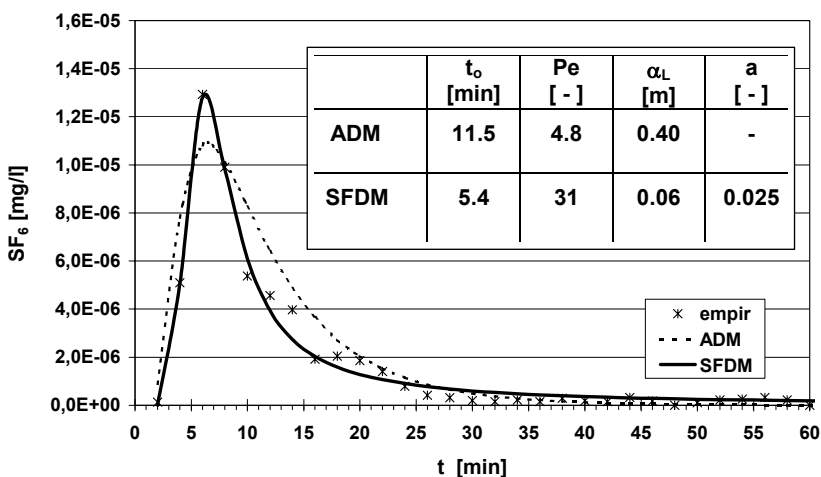


Abb. 5-11: Kurvenanpassung und Fit-Parameter: Test B31 → B1 (SF<sub>6</sub>)



Die in Abb. 5-10 und Abb. 5-11 wiedergegebenen Zahlenwerte der Anpassparameter verdeutlichen das Gesagte beispielhaft, wenn gleich hier auch die unzureichende ADM-Anpassung im SF<sub>6</sub>-Test zu Buche schlägt. Im Falle des *Helium*-Tracertests fällt die Änderung der Anpassparameter  $t_0$  und  $Pe$  von der ADM-Modellierung zur SFDM-Modellierung deutlich niedriger aus als im Fall des SF<sub>6</sub>-Tracertests. Mit dieser Beobachtung konsistent ist der durch SF<sub>6</sub> mit 0,025 etwa um den Faktor 2 größere binäre Diffusionskoeffizient gegenüber dem mit Helium genannten Wert von 0,011.

Beim Einsatz von *Schwefelhexafluorid* kann der Tracerdurchgang auf der Teststrecke "**B31** → **B1**" in keinem Bereich der Durchbruchkurve durch einen rein advektiven Transport (ADM-Anpassung) befriedigend nachgebildet werden. (Abb. 5-11). Weder die Peakhöhe noch die steile Anstiegsphase können näherungsweise angepasst werden. Auch im Bereich des Konzentrationsabfalls liegt die Kurve der ADM-Anpassung wesentlich höher als die empirischen Messwerte.

Mit Hilfe des SFDM dagegen wird eine sehr gute Anpassung des Anstiegbereichs und des Peaks ermöglicht. Der Konzentrationsabfall kann im Trend recht gut wiedergegeben werden, wenngleich die Tailing-Konzentration im Modell etwas überbewertet wird. Nicht angepasst werden die zwischen  $t = 10$  min und  $t = 25$  min zu beobachtenden leichten Konzentrationsanstiege, die bei zeitlich engerer Auflösung als das Autosample-Intervall von 120 Sekunden (vgl. Kap. 4.4.4) vermutlich als Peaks eines Gastransports über längere, präferentielle Fließwege in Erscheinung treten würden. Darauf lassen weitere Peaks im Konzentrationsabfall der SF<sub>6</sub>-Durchbruchkurve mit manueller Probenahme (Probenahme-Intervall 30 Sek.) desselben Tests, die in Abb. 5-12 der He-Durchbruchkurve gegenübergestellt wird, schließen. Eine Modell-Anpassung unter zusätzlicher Verwendung der Konzentrationen der manuellen Proben war mit den gegebenen analytischen Modellcodes nicht möglich.

#### 5.4.5 Tracer spezifische Einflüsse

Der vergleichende Einsatz von Helium und Schwefelhexafluorid bei identischen Fließfeldkonditionen zielt auf die Identifizierung von Tracer spezifischen Einflüsse auf Testergebnisse und Parameterermittlung ab. Hierzu wurden die Versuche bei identischen Fließfeldeinstellungen und Teststrecken unmittelbar nacheinander, d.h. nahezu zeitgleich durchgeführt. Auf Multitracertests wurde im Interesse der Vermeidung einer gegenseitigen Beeinflussung der unterschiedlichen Tracergase

gezielt verzichtet. Am Beispiel der Teststrecke B31→B1 werden die Möglichkeiten der Identifizierung Tracer spezifischer Einflüsse für die beide Tracergase He und SF<sub>6</sub> erläutert. Zur Veranschaulichung des unterschiedlichen Verhaltens der Tracer wird auf Abb. 5-12 verwiesen.

### Erstankunftszeit

Auffallend ist die deutlich frühere Erstankunft von Helium im Vergleich zu Schwefelhexafluorid. Die Ursache hierfür wird in den großen Dichteunterschieden der beiden Tracergase untereinander sowie insbesondere im Vergleich zum Trägermedium Luft gesehen (vgl. Tab. 2-5). Während Helium mit 0,1785 kg/m<sup>3</sup> einen um den Faktor 7,25 niedrigere Dichte als Luft besitzt, ist Schwefelhexafluorid mit 6,602 kg/m<sup>3</sup> um den Faktor 5 dichter als Luft. Dies führt im Gas erfüllten System zu einem deutlich schnelleren advektiven Transport des leichteren Helium gegenüber dem schwereren Schwefelhexafluorid. In Abwesenheit einer Gasströmung würde das schwere SF<sub>6</sub> in ruhender Luft absinken (Sinkergas), während sich Helium aufgrund seines geringeren spezifischen Gewichts im Kopfraum konzentrieren würde (Floater-Gas). Angesichts der im Vergleich zu aquatischen Tracertests sehr kurzer Ansprechzeiten und Laufzeiten von Gastracertests ist eine etwas spätere Erstankunftszeit vorteilhaft.

### Spreizung der Konzentration

Bei nahezu gleichen Werten für die Mittlere Verweilzeit ( $t_0 = 5,9$  bzw. 5,4 min) und die Dispersivität ( $\alpha_L = 6,2$  bzw. 6,1 cm) als Ergebnis der Modellierung mit dem Single Fissure Dispersion Model zeigt der zeitliche Verlauf der SF<sub>6</sub>-Konzentration eine wesentlich stärkere Spreizung als sie für Helium beobachtet wird. Während der Helium-Durchgang bereits nach 7 Minuten (480 Sek) vollständig abgeschlossen ist, liegt die SF<sub>6</sub>-Konzentration selbst nach 30 Minuten (1800 Sek) noch geringfügig über dem Ausgangswert (vgl. Abb. 5-10 mit Abb. 5-11).

Eine schlüssige Zuordnung dieses unterschiedlichen Verhaltens zu den Diffusionseigenschaften von Helium und SF<sub>6</sub> scheint nicht gerechtfertigt. Aus der SFDM-Modellanpassung wird der Diffusions-Parameter  $a$  aus dem He-Tracertest mit 0,011 etwa **halb so groß** eingeschätzt wie bei Auswertung des SF<sub>6</sub>-Tracertests (0,025). Dies lässt angesichts identischer Fließfeldeinstellungen und Testbedingungen zwar auf Tracer spezifische Einflüsse schließen, jedoch differieren die binären Diffusions-Koeffizienten beider Tracer in Luft

(Tab. 2-4, Kap. 2.2.4.1 oben) voneinander im **umgekehrten Verhältnis** zu den ermittelten Diffusions-Parametern: Helium besitzt mit  $5,80 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$  ( $20^\circ\text{C}$ ) einen etwa **sieben mal höheren** Diffusions-Koeffizienten in Luft als  $\text{SF}_6$  ( $0,83 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$ ).

Die beobachteten unterschiedlichen Gesamtzeiträume für den jeweiligen Tracerdurchgang werden vielmehr zum einen der Überlagerung verschiedener chemisch-physikalischer Prozesse zugeordnet, die als Folge des nicht ausschließlich in der Gasphase sondern auch in der wässrigen Phase erfolgenden Stofftransportes (Mehrphasentransport) ablaufen, z.B. die Lösung der Tracergase im Porenwasser des von der Mergel-Basis her durchfeuchteten Sandsteinkörpers. Dabei wird Helium dem System Gas aufgrund seiner hohen Löslichkeit in Wasser (6000 mg/l) wesentlich schneller und in stärkerem Maße entzogen als Schwefelhexafluorid mit nur 41 mg/l. Entsprechend schneller nimmt die Konzentration von Helium ab. Die Irreversibilität der Gaslösung in Porenwasser, die zumindest über den Beobachtungszeitraum gegeben sein muss, zeigt auch der im Vergleich zu  $\text{SF}_6$  sehr viel niedrigere Rückerhalt von Helium (s.u.).

Des weiteren werden die sehr unterschiedlichen Dichten der Tracergase, die in Tab. 2-5 dokumentiert sind, dafür verantwortlich gemacht, dass sich aufgrund von Dichteunterschieden zwischen dem im System vorhandenen Trägergas (Luft) und den eingesetzten Tracergasen sehr unterschiedlich wirksame Dichteströmungen ausbilden, die in der Konsequenz zu einem unterschiedlichen Erscheinungsbild der fallenden Kurvenabschnitte führen können. Während Helium eine um den Faktor 7,25 *niedrigere* Dichte als Luft besitzt, weist  $\text{SF}_6$  eine etwa fünffach *höhere* Dichte auf.

### **Relativer Rückerhalt**

Der im Vergleich zu Schwefelhexafluorid sehr viel geringere relative Rückerhalt von Helium (vgl. Abb. 5-12) wird durch die sehr viel höhere Löslichkeit von gasförmigem Helium in Wasser erklärt (Tab. 2-5). Helium löst sich mit 6000 mg/l rund 150 mal stärker in Wasser als Schwefelhexafluorid (41 mg/l). Das im Porenwasser gelöste Helium wird dem Gastransport dadurch in wesentlich stärkerem Maße entzogen als Schwefelhexafluorid, was sich in einem gegenüber  $\text{SF}_6$  um etwa eine Zehnerpotenz niedrigeren Rückerhalt nieder schlägt.

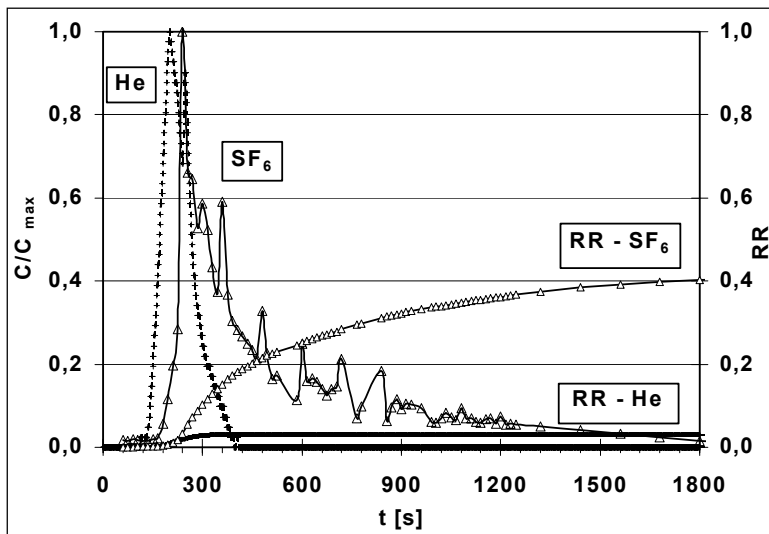


Abb. 5-12: Tracerdurchgang ( $C/C_{max}$ ) und Wiedererhalt (RR) für die Teststrecke B31  $\rightarrow$  B1 (He & SF<sub>6</sub>)

#### 5.4.6 Temperatur-Einflüsse

Der Einfluss der Systemtemperatur auf das Transportverhalten der Tracergase wurde exemplarisch durch Vergleich der im Winter und im Sommer durchgeführten Helium-Tracertests untersucht.

Der offensichtlichste Unterschied zeigte sich bereits im Gelände während der Durchführung der Sommer-Tracertests mit Helium: der Nachweis von Tracergas an den Entnahmebohrungen gestaltete sich schwierig, da die Konzentrationen deutlich unter denen der Wintertests zurückblieben. Erwartungsgemäß lag der **relative Rückerhalt** der eingegebenen Tracermenge dann auch deutlich niedriger als in den vergleichbaren Tests im strengen Winter zuvor. Im Sommer betrug er für Helium generell weniger als 20 %, meistens sogar weniger als 10 % im Bereich zwischen 1 % und 5 %. Im Winter durchgeführte Helium-Tracertests erreichten dagegen meistens Rückgewinnungsraten von 40 % bis 80 %, häufig im Bereich um 60 - 70 %. Bei Temperaturen unter dem Gefrierpunkt durchgeführte Helium-Tracertests erreichten nicht selten Rückgewinnungsraten bis zu 90 %.

In Abb. 5-13 sind beispielhaft die Durchbruchkurven für Helium-Tests von B 31 → B 1 von Sommer und Winter einander gegenüber gestellt. Aufgrund der Messung der Helium-Konzentrationen im Sekundenabstand ist eine Darstellung einzelner Messwerte nicht möglich, was zu der sehr ruhigen, gleichmäßigen Kurvenform beiträgt.

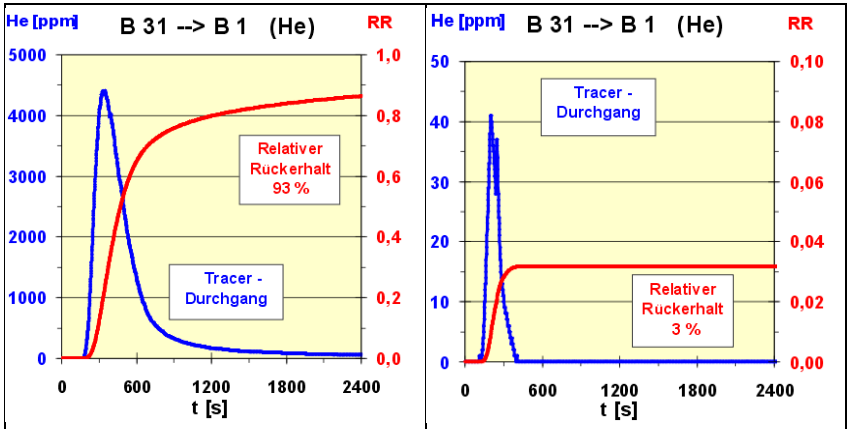


Abb. 5-13: He-Tracerdurchbruchkurven mit relativem Ruckerhalt für B 31 → B 1 im Winter (links) und im Sommer (rechts)

Die **Temperaturen** an der Detektionsbohrung B 1 lagen während des Wintertests bei  $-2,1\text{ °C}$ , im Sommer bei  $19,5\text{ °C}$ . Auffallende Unterschiede bestehen zunächst in den **Konzentrationsbereichen** des Tracernachweises im Winter (linke Grafik) und im Sommer (rechte Grafik). Im Winter liegt das Maximum ( $C_{max}$ ) bei knapp 4500 ppm, im Sommer dagegen um den Faktor 100 niedriger (42 ppm).

Dies hat seine Ursache zum Teil in dem deutlich höheren Druckgefälle zwischen Absaugstelle B 1 ( $p_{out} = -550\text{ Pa}$ ) und Tracereingabestelle B 31 ( $p_{in} = 120\text{ Pa}$ ) im Winter und der dadurch bedingten rund 10-fach höheren Tracermenge  $M$  von 327 mg He (28,7 mg He im Sommer), die bei etwa gleich hoher Absaugrate  $Q$  passiv in das System eingesaugt wurde.

Die **Erstankunftszeiten** ( $t_1$ ) unterscheiden sich nicht wesentlich voneinander (Tab. 5-3), sie liegen für die Heliumtests bei 160 Sek. im Winter und etwa 25% niedriger (124 Sek.) im Sommer. Demgegenüber trifft das erste  $\text{SF}_6$  auch im Sommer erst 180 Sekunden nach Tracereingabe an der Bohrung B 1 ein. Wintertests mit  $\text{SF}_6$  wurden an dieser Strecke noch nicht durchgeführt.

Tab. 5-3: Gegenüberstellung der Testdaten für die Strecke B 31 → B 1

Testtyp	T [°C]	p <sub>out</sub> [Pa]	p <sub>in</sub> [Pa]	Q [l/sek]	M [mg]	t <sub>1</sub> [sek]	C <sub>max</sub> [ppm]	RR [%]
He /Winter	-2,1	-550	120	1,05	327,0	160	4500	92,9
He /Sommer	19,5	-560	40	1,13	28,7	124	42	3,2
SF <sub>6</sub> /Sommer	16,5	-540	30	1,13	8,7·10 <sup>-3</sup>	180	2·10 <sup>-3</sup>	48,0

Auch die **Peakform und -anzahl** der Helium-Tracertests unterscheiden sich auf der Strecke B 31 → B 1 auffallend von einander in Abhängigkeit von der Jahreszeit der Messung. Während im Winter ein klar definierter scharfer Helium-Einzelpeak detektiert wurde, werden im Sommer sowohl mit Helium (Abb. 5-13) als auch mit SF<sub>6</sub> (Abb. 5-14) deutlich zwei Peaks aufgezeichnet.

Der im Winter identifizierbare *Einzelpeak* zeigt nach einem raschen Anstieg ein zwar relativ kurzes, aber doch deutlich ausgebildetes Tailing, was sich auch im kontinuierlichen Anstieg der Rückerhaltsrate bis zum Ende des Beobachtungszeitraums von 100 Minuten (6000 Sek.) nach Tracereingabe auf 93 % nieder schlägt. Demgegenüber erfolgt der Konzentrationsanstieg zum ersten der beiden *Doppelpeaks* im Sommer sehr abrupt und fällt nach einem zweiten kleineren Peak fast ebenso schnell wieder ab. Der Verlauf der Rückerhaltskurve verdeutlicht, dass die gesamte rückgewinnbare Tracermenge von nur ca. 3 % bereits mit dem abrupten Ende des Zweitpeaks ca. 7 Minuten (ca. 410 Sekunden) nach Tracereingabe vollständig zurückgewonnen wurde.

Zum Vergleich zeigt auch der ebenfalls im Sommer bei ca. +20°C aufgenommene SF<sub>6</sub>-Tracerdurchbruch (Abb. 5-14) mindestens zwei eindeutige Peaks, wobei - ähnlich wie für den Helium-Tracertest im Winter - ein deutliches Tailing beobachtet werden kann. Die gespreizte Zeitachse in Abb. 5-15 verdeutlicht den Mehrfachpeak im Zeitraum um 5 Minuten (300 Sek.) nach Tracereinspeisung. Die Rückgewinnungskurve steigt kontinuierlich bis zum Ende des Beobachtungszeitraums von 90 Minuten (5400 Sekunden) nach Tracereingabe auf rund 48 % an. Ohne eine Vergleichsmöglichkeit mit einem SF<sub>6</sub>-Tracertest im Winter zu haben, scheint SF<sub>6</sub> als Gastracer auch bei höheren Temperaturen ähnlich gute Wiedererhaltsraten zu gewährleisten wie Helium bei sehr niederen Temperaturen nahe 0 °C.

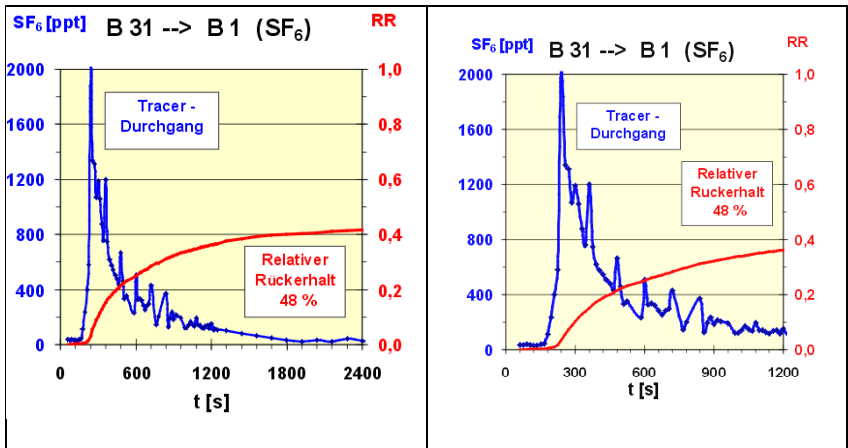


Abb. 5-14: SF<sub>6</sub>-Tracerdurchbruch mit rel. Ruckerhalt      Abb. 5-15: SF<sub>6</sub>-Tracerdurchbruch (gespreizte Zeitachse)

Der Nachweis eines Doppelpeaks sowohl durch Helium als auch durch SF<sub>6</sub> bei sommerlichen Temperaturen auf derselben Teststrecke, auf der im Winter mit Helium lediglich ein Einzelpeak nachzuweisen war, eröffnet einen interessanten Aspekt über die Detektion verschiedener Fließwege. Sämtliche der hier vorgestellten Tracerdurchbruchskurven für den Bereich von B 31 nach B 1 weisen, wie oben aufgezeigt, Charakteristika für einen durch Klüfte dominierten Transport auf. Der **Doppelpeak im "Sommer-Testfeld"** legt den Schluss nahe, dass zwei verschiedene Klüfte bzw. Klüftzonen den Transport ermöglichen. Da einer der beiden Fließwege im Winter bei Tagesmittags-Temperaturen unter dem Gefrierpunkt (-2°C) offenbar als Transportweg nicht zur Verfügung stand, kann berechtigt angenommen werden, dass dieser zweite Klüftweg als Folge der langen Frostperiode mit tiefem Nachtfrost durch expandiertes gefrorenes Wasser verschlossen war. Dies aber würde bedeuten, dass mit hoher Wahrscheinlichkeit auch das Porenwasser in der Gesteinsmatrix gefroren war, und somit weder das Porenwasser für Lösungsprozesse, noch der Porenraum für Gasdiffusion zur Verfügung standen (vgl. Kap. 2.2.4 und 2.2.5).

*Damit bieten Gastracertests in tiefgründig gefrorenem Gestein die einzigartige Chance der Ermittlung von Transportparametern unter weitest gehendem Ausschluss der Diffusionsprozesse und der Gaslösung im Haftwasser von Poren und Klüftbelägen.*

In Abb. 5-16 sind die normierten Tracerdurchbruchskurven der exemplarischen Helium-Tracertests der Strecke B 31 → B 1 vom Sommer und vom Winter einander gegenüber gestellt. Die an der Detektionsbohrung B 1 für jeden Messzeitpunkt aus der gemessenen Konzentrationen berechnete Tracermenge wurde dabei mit der Entnahmerate  $Q$  und der mittleren Verweilzeit  $t_0$  multipliziert und gegen die Summe der wiedergewonnenen Tracermenge normiert.

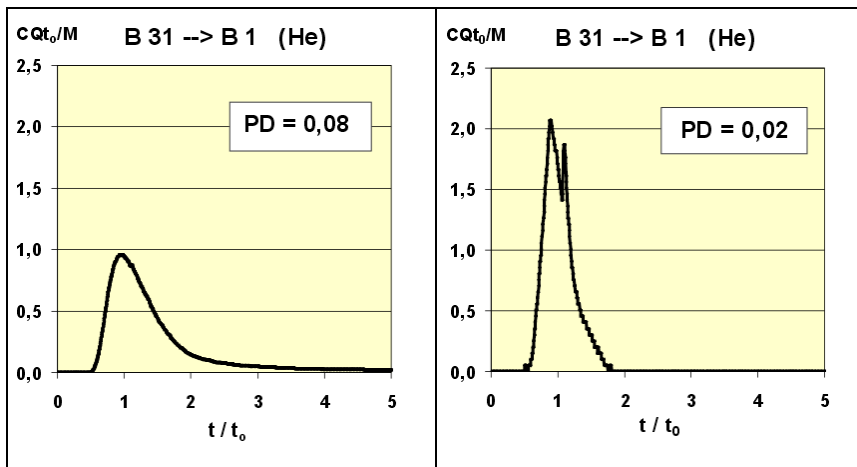


Abb. 5-16: Normierte Tracerdurchbruchskurven für Helium-Tracertests im Winter (links) und Sommer (rechts) für B 31 → B 1

Tab. 5-4 fasst die Ergebnisse der Tracertests nach Auswertung mittels analytischer Modellierung zusammen.

Tab. 5-4: Testergebnisse für die Strecke B 31 → B 1 (Helium & SF<sub>6</sub>)

Testtyp	T [°C]	RR [%]	M [mg]	C <sub>max</sub> [ppm]	t <sub>0</sub> [s]	Pe [-]	P <sub>D</sub> [-]	a [m]
He/Winter	-2,1	92,9	327,0	4500	354	31	0,08	0,011
He/Sommer	19,5	3,2	28,7	42	226	47	0,02	-----
SF <sub>6</sub> /Sommer	16,5	48,0	8,7·10 <sup>-3</sup>	2·10 <sup>-3</sup>	325	31	0,08	0,025

Auffallend ist die Übereinstimmung der bestimmten Parameter durch Helium-Wintertest und SF<sub>6</sub>-Sommertest. Dies legt die verlässliche Einsatzmöglichkeit von SF<sub>6</sub> auch bei Testbedingungen, die die Möglichkeit zur Gaslösung in Porenwasser und Diffusionsverluste einschließen (Sommer), nahe.



## 5.5 Tonmineralogische Zusammensetzung

Die im Zuge der Freilegung des Feldversuchsblocks angeschnittenen *Klüfte* wiesen häufig eine Füllung oder einen Belag aus meist rotem Ton auf. Ein roter bis rot-violetter Ton trat ebenfalls als *Überlagerung* des Testfeld-Stubensandstein-Horizontes sowie auch als sein *Unterlager* auf. Daneben existierte als Überlagerung auch ein entfärbter grauer Ton. Zur Identifizierung und zum Vergleich der tonmineralogischen Zusammensetzungen wurden daher exemplarisch Tonproben aus Klüften, von der Oberfläche des Feldversuchsblocks sowie von der unterlagernden Basisschicht entnommen und mittels Röntgendiffraktometrie untersucht (Kap. 4.6). In den folgenden Kapiteln werden Diffraktogramme in den primär interessierenden Beugungswinkelbereichen von  $0^\circ$  bis  $30^\circ$  wiedergegeben und die dadurch nachzuweisenden Tonminerale abgeleitet. Die Kurven wurden mit Kurzbezeichnungen folgender Bedeutung versehen:

Pulver	= <i>Pulverpräparat</i>
Lubo	= <i>Texturpräparat, Luft getrocknet bevorzugt orientiert</i>
LN	= <i>Lubo, normal behandelt</i>
LE	= <i>Lubo, Ethylenglykol bedampft</i>
LB	= <i>Lubo, nach Brennen</i>

### 5.5.1 Klufffüllung

Die aus einer Wand des Rohstestfeldes vor dem Zuschnitt entnommene Klufffüllung (Abb. 5-17) sowie die aus der Sägebohrung SB 46 in etwa 1,0 m Tiefe entnommene Klufffüllung (Abb. 5-18) weisen in den Röntgendiffraktogrammen der Pulverpräparate im Bereich von  $1^\circ$  bis ca.  $9^\circ$  deutliche Gehalte an quellfähigen Mixed-layer-Tonmineralen mit Basisabständen von  $10 \text{ \AA}$  bis  $18 \text{ \AA}$  aus (Illite, Chlorite, Smectite, Vermikulite). Der Anteil an quellfähigen Tonmineralen wurde mittels Methylenverbrauch halbquantitative auf etwa 30–40 % bestimmt.

Der Anteil an Kaolinit wird in der Wandprobe (Abb. 5-17) aufgrund der Peakfläche bei  $12,4^\circ$  auf unter 5 % geschätzt. Durch das Brennen der Normal-Lubo-Probe verschwand der  $12,4^\circ$ -Peak (Basisabstand  $7 \text{ \AA}$ ) vollständig. Das Auftreten von Chlorit in dieser Probe kann somit ausgeschlossen werden. Auch Halloysit, dessen Basisabstand sich durch Brennen von  $10 \text{ \AA}$  (Nachweis bei  $8,8^\circ$ ) auf  $7 \text{ \AA}$  verkleinert, tritt offenbar nicht auf, da ein entsprechender Peak im Pulverpräparat bei  $8,8^\circ$  nicht zu beobachten ist.

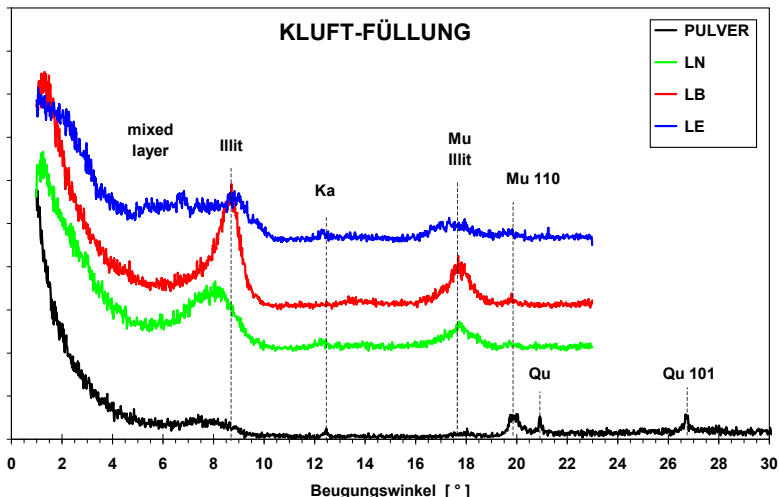


Abb. 5-17: Röntgen-Diffraktogramm der Kluffüllung aus der Wand

Quarz wurde bei  $20,9^\circ$  (Basisabstand  $4,26 \text{ \AA}$ ) sowie  $26,7^\circ$  ( $3,34 \text{ \AA}$ ) in geringen Mengen nachgewiesen, die allerdings deutlich über dem Kaolinit-Gehalt liegen. Der Kaolinit-Anteil und der Feldspat-Anteil werden jeweils auf unter 5 %, der Quarz-Anteil auf unter 10 % geschätzt. Der Glühverlust ist mit 4 % recht hoch. Der Calciumkarbonat-Gehalt ist mit 0,7 % sehr niedrig.

Illit wird bei einem Beugungswinkel von  $8,8^\circ$  (Basisabstand  $10 \text{ \AA}$ ) in den Lubo-Präparaten in hohen Gehalten nachgewiesen. Er tritt nochmals bei  $17,7^\circ$  ( $5 \text{ \AA}$ ) zusammen mit dem bei  $19,95^\circ$  ( $4,47 \text{ \AA}$ ) in geringen Mengen nachgewiesenen Muskovit auf.

Die aus der Sägebohrung SB 46 entnommene Kluffüllung (Abb. 5-18) zeichnet sich gegenüber der Wandprobe durch einen höheren Quarzanteil von ca. 30% aus, worin sich der höhere Sandgehalt dieser Kluffüllung widerspiegelt. Auch in dieser Probe treten Mixed-layer-Tonminerale auf, wobei der überwiegende Teil von Illit gebildet wird.

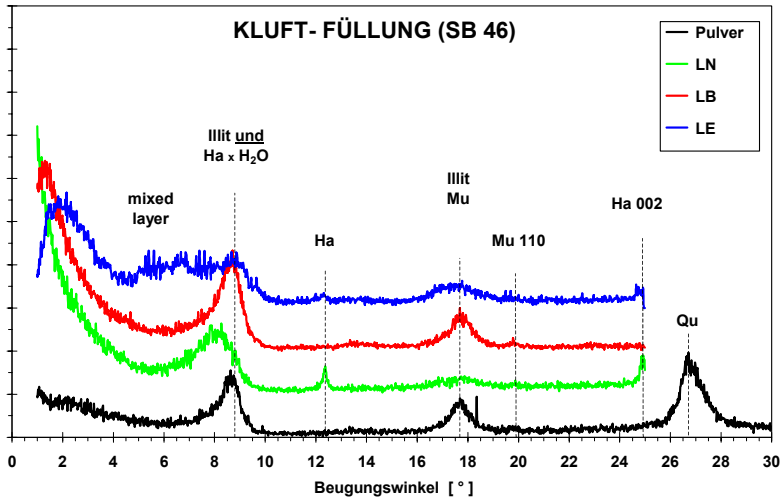


Abb. 5-18: Röntgen-Diffraktogramm der Kluffüllung aus SB 46

Der im Pulverpräparat bei  $8,8^\circ$  (Basisabstand  $10 \text{ \AA}$ ) gemessene Peak wird nicht allein auf Illite zurückgeführt, sondern wird auch mit der Existenz von hydratisiertem Halloysit ( $\text{Ha} \cdot \text{H}_2\text{O}$ ) erklärt. Dies wird durch den Peak bei  $12,4^\circ$  in der normalen, luftgetrockneten Probe (LN) deutlich, der angesichts des im Pulverpräparat an dieser Stelle fehlenden  $7 \text{ \AA}$ -Signals nicht durch Kaolinit begründet sein kann. Vielmehr wird hierdurch der dehydrierte Halloysit identifiziert, dessen Basisabstand sich durch Verlust des Zwischenschichtwassers infolge Trocknung von  $10 \text{ \AA}$  (Beugung bei  $8,8^\circ$ ) auf  $7 \text{ \AA}$  (Beugung bei  $12,4^\circ$ ) verringert (SCHACHTSCHABEL et al. 1992).

Das Auftreten von Montmorillonit wird durch unscharfe Konzentrationsanstiege im Bereich um  $5^\circ$  in den Ethylenglykol bedampften Proben der Kluffüllungen angedeutet. Das Ausbleiben ausgeprägter Einzelpeaks wird als Hinweis dafür gewertet, dass vermutlich kein reiner Montmorillonit vorliegt, sondern eher ein Gemenge von verschiedenen Smectiten und Mixed-layer-Mineralen. Der Anteil an quellfähigen Tonmineralphasen wird anhand der Diffraktogramme auf etwa 15 % geschätzt.

### 5.5.2 Deckschicht

Von der Deckschicht wurden eine rote Materialprobe (Probe A) und eine graue Materialprobe (Probe B) am Rohstofffeld entnommen und untersucht. Sie ähneln sich in der Zusammensetzung der Tonminerale, unterscheiden sich aber teilweise in ihren Gehalten.

Beide Deckschichten weisen ähnlich hohe Quarzanteile auf. Sie werden in beiden Proben durch auffallend scharfe Peaks bei  $26,7^\circ$  sowie bei  $20,9^\circ$  belegt.

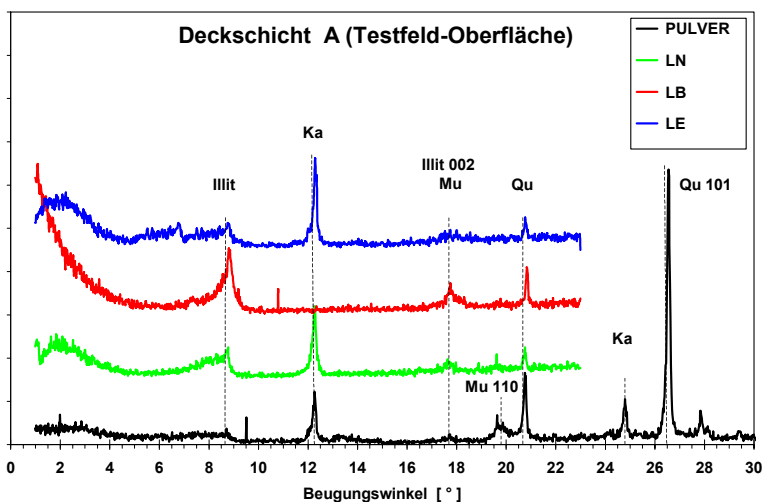


Abb. 5-19: Röntgen-Diffraktogramm der Deckschicht, Probe A (rot)

Unterschiede zwischen der grauen und der roten Deckschicht zeigen sich vor allem in der Bedeutung der Peaks bei  $12,4^\circ$ , die Minerale mit einem Basisabstand von  $7 \text{ \AA}$  identifizieren. In der roten Materialprobe A (Abb. 5-19) lassen die Größenverhältnisse zwischen den  $12,4^\circ$ -Peaks der einzelnen Präparate sowie das Ausbleiben eines Peaks im gebrannten Präparat darauf schließen, dass hier nahezu ausschließlich Kaolinit vorliegt. Die graue Materialprobe (Abb. 5-20) dagegen weist nur einen untergeordneten Anteil an Kaolinit im Pulverpräparat auf, der die in den übrigen Präparaten angezeigten hohen Gehalte an  $7 \text{ \AA}$ -Mineralen nicht erklären kann. Auch belegt das Auftreten eines Peaks im gebrannten Lubo-Präparat den Anteil eines anderen Tonminerals als Kaolin. Hierfür kommen vor allem Chlorite in Frage.

In der roten Deckschicht (Abb. 5-19) weist die deutliche Erhöhung der Basislinie bei einem Beugungswinkel von etwa  $55^\circ$  erwartungsgemäß Eisenhydroxid-Verbindungen aus, die in der grauen Probe kaum in Erscheinung treten. Auch der Feldspat-Gehalt liegt in der roten Deckschicht etwas höher als in der grauen Deckschicht.

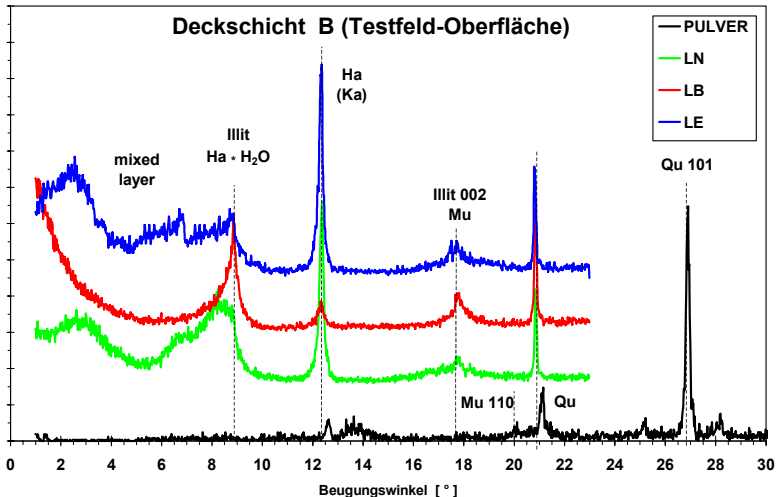


Abb. 5-20: Röntgen-Diffraktogramm der Deckschicht, Probe B (grau)

### 5.5.3 Basisschicht

Im Röntgen-Diffraktogramm der Basis-Schicht (Abb. 5-21) fallen sofort die ausgeprägten Peaks bei  $12,4^\circ$  ( $7 \text{ \AA}$ ) im Normal-Lubo und in der Ethylenglykol bedampften Probe auf, die überwiegend auf Kaolinit zurückzuführen sind. Bei den Mixed-layer-Tonmineralen, deren Basisabstände zwischen  $18 \text{ \AA}$  und  $10 \text{ \AA}$  im Bereich des Beugungswinkels von ca.  $4^\circ$  bis  $8^\circ$  identifiziert werden, treten möglicherweise Vermiculite und Chlorit/Illit-Wechselagerungen im Normal-Lubo und im Ethylenglykol-bedampften Lubo im Bereich um  $6,2^\circ$  bis  $6,4^\circ$  hervor.

Außerdem tritt Montmorillonit in unreiner Mischung mit anderen, Eisenreichen Smectiten auf (etwa 20 %). Dies wird durch unscharfe Konzentrationsanstiege bei einem Winkel von  $5^\circ$  markiert (LE-Texturpräparat). Der Gesamtanteil an Mixed-layer-Tonmineralen kann aus den Diffraktogrammen auf etwa 50 % geschätzt werden. Der Anteil quellfähiger Tonminerale nach HOFMANN et al. (1967) wurde

jedoch mit nur ca. 5 % bestimmt. Die in den Lubo-Präparaten bei  $8,8^\circ$  auftretenden Peaks werden Illiten zugeschrieben.

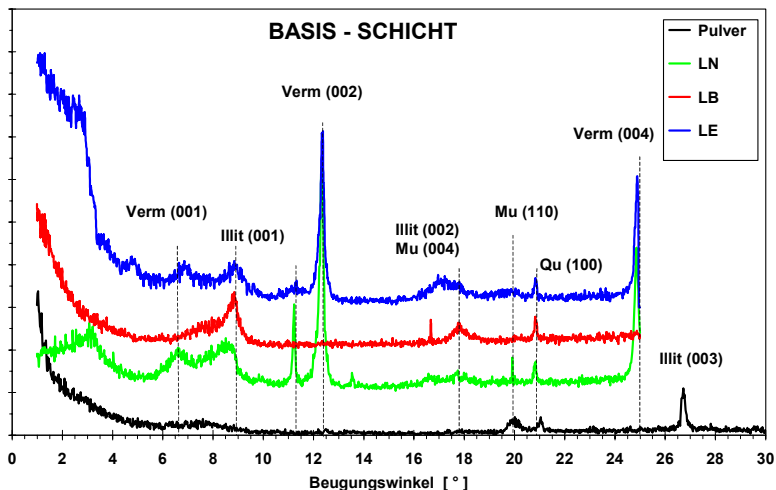


Abb. 5-21: Röntgen-Diffraktogramm der Basis-Schicht

#### 5.5.4 Zusammenfassung

In den *Kluffüllungen* liegt der Anteil quellfähiger Tonminerale bei etwa 30 – 40 %, gebildet von etwa gleichen Teilen durch Montmorillonit und Mixed-Layer-Tonmineralen. Die Illite haben hier einen Anteil von etwa 50 – 60 % und treten überwiegend in Wechsellagerung mit den Vermiculiten und Smectiten auf. Feldspat, Quarz und Glimmer (Muskovit) sind mit jeweils unter 5 % nur sehr untergeordnet vertreten.

In den *Deckschichten* wird der Anteil der Mixed-Layer-Mineralen auf etwa 50 % geschätzt. Illite nehmen ca. 30 % ein, Vermiculite haben einen Anteil von etwa 15 %. Smectite, insbesondere Montmorillonit, konnten hier nicht identifiziert werden. Kaolinit bzw. Halloysit sind mit maximal 10 % vertreten. In der grauen Deckschicht treten außerdem Chlorite auf.

Die *Basisschicht* enthält weniger Illite als die Deckschicht und die Kluffüllungen. Sie wird zu je etwa 20 % von Illiten, Vermiculiten und Montmorillonit gebildet. Der Gesamtanteil an Mixed-Layer-Tonmineralen kann aus den Diffraktogrammen auf etwa 50 % geschätzt werden. Der Anteil quellfähiger Tonminerale nach HOFMANN et al. (1967) wurde

jedoch mit nur ca. 5 % bestimmt. Der Anteil an Kaolinit beträgt etwa 10 %. Chlorite konnten hier nicht nachgewiesen werden.

Die Ergebnisse der Tonmineralanalysen an Kluffüllungen, Deckschicht und Basisschicht sind in Tab. 5-5 zusammengefasst.

Tab. 5-5: Ergebnisse der Röntgen-Diffraktometrie

Proben-Name	Kluffüllung	Kluffüllung	Deckschicht	Deckschicht	Basis-Schicht
Herkunft	Testfeld-Wand	Bohrung SB 46	GOK, Lokus A	GOK, Lokus B	Bohrung SB 47
Entn.-Tiefe [m u. GOK]	0,5 – 1,5	0,8 - 1,0	0,00	0,00	- 2,50
Farbe	rot	rot	rot	grau	rot
Kaolinit	ca. 5 %	< 1 %	<10 %	ca. 5 %	ca. 10 %
Halloysit	nein	5 %	nein	nein	nein
Chlorit	nein	fraglich	nein	ca. 5 %	nein
Illit	ca 50 %	ca. 60 %	ca. 30 %	ca. 30 %	ca. 15 %
Mixed Layer *2	Illit 50% Mont.15% Verm.20	Illit 60% Mont.15% Verm.15	Illit 30% Verm.15 %	Illit 30% Verm.15 %	Illit 15% Mont. 20% Verm. 10%
quellfähige Tonminerale	< 40 % <i>geschätzt</i> Vermicul. +Montm.	30-40 %*1 Vermicul. +Montm.	ca. 50 % <i>geschätzt</i>	> 50 % <i>geschätzt</i>	ca. 5 %*1
Feldspat	< 5 %	< 5 %	> 5 %	< 5 %	< 5 %
Quarz	< 5 %	< 1 %	< 10 %	< 10 %	<10 %
Muskovit	< 5 %	< 5 %	< 10 %	< 5 %	< 5 %
FeOH-Verb.	gering	fraglich	gering	gering	fraglich
Glühverlust	n.b.	4 %	n.b.	n.b.	2 %
CaCO <sub>3</sub> -Geh.	n.b.	0,7 %	n.b.	n.b.	4 %

\*1 aus Methylen-Verbrauch bestimmt

n.b.: nicht bestimmt

\*2 Wechsellagerung von Illiten, Smectiten, Vermiculiten

In der direkten tabellarischen Gegenüberstellung der Ergebnisse wird deutlich, dass alle Proben Vermiculite aufweisen, Montmorillonit aber ausschließlich in den Kluffüllungen und in der Basis auftritt. Der Anteil der quellfähigen Tonminerale in den Kluffüllungen liegt mit ca. 30 – 40 % deutlich über dem in der Basisschicht bestimmten Anteil von ca. 5 %. Haupttonmineral in den Kluffüllungen ist Illit mit ca. 50–60 %.



## 6 ZUSAMMENFASSUNG UND AUSBLICK

In einem Sandsteinbruch im Landkreis Reutlingen wurde das gekapselte, Natur nahe in-situ Festgestein-Testfeld Pliezhausen geschaffen, das dazu beizutragen soll, unter kontrollierten Bedingungen Mess- und Modelltechniken zu entwickeln, die zur Erfassung und realitätsnahen Modellierung von Strömungs- und Transportprozessen in klüftig porösen Festgesteinen sowie der Wechselwirkungen ihrer Fluide mit der porösen Gesteinsmatrix notwendig sind (→ Kap. 3.3).

Die durchgeführten Feld- und Laborversuche zeigen, dass eine grundlegende Charakterisierung der Transporteigenschaften eines porösen geklüfteten Festgesteins im ungesättigten Zustand möglich ist, sofern folgende Techniken in Kombination angewandt werden:

- statistische Bestimmung der Kluffparameter (Orientierung, Längenverteilung und Abstandsverteilung) (→ Kap. 4.2),
- multitemporale und multidirektionale Gastracertests mit Helium und SF<sub>6</sub> über ausgewählte Bohrlochzonen (→ Kap. 4.4),
- Porenraum- und Kluffüllungs-Analysen an Bohrkernen (→ Kap. 4.5 und Kap. 4.6),
- ergänzende Elektro-Magnetische-Resonanz-Messungen in unterschiedlichen Raumlagen (→ Kap. 4.3).

In dem untersuchten Luft gesättigten (Wasser ungesättigten) Festgesteinssystem wurde als Tracergas zum einen ein Gas verwendet, das bedeutend leichter als das umgebende Medium Luft ist (Helium) und sich daher in Analogie zum aquatischen System als "*Floater*" bezeichnen ließe, zum anderen ein Gas, das wesentlich schwerer als Luft ist (Schwefelhexafluorid) und analog als "*Sinker*" bezeichnet werden kann. Eine genauere Evaluierung des Analogpotentials im Hinblick auf die Untersuchung von Schadstofftransport von aufschwimmenden und absinkenden Kohlenwasserstoffen erscheint lohnend (→ Kap 2.2.5.1 mit Tab. 2-5 und Kap. 2.2.6)

Der starke Temperatureinfluss auf die physikalisch-chemischen Eigenschaften von Gasen lassen sich für Extremfalltests der Ermittlung von Transportparametern nutzen. So bieten Gastracertests im Winter am gefrorenen Testfeld die einzigartige Chance der Ermittlung von Transportparametern bei extrem reduzierten Retardationspotentialen (Diffusion und Gaslösung). Derartige Untersuchungen sind unter gesättigten Verhältnissen kaum realisierbar.

Das ungesättigte in-situ Festgestein-Testfeld Pliezhausen bietet somit einzigartige Möglichkeiten der Grundlagenforschung von Diffusionsprozessen in porösen geklüfteten Medien. Andererseits ermöglichen Gastracertests im Sommer die Nutzung der im Vergleich zu aquatischen Systemen um etwa vier Zehnerpotenzen höheren Diffusionspotentiale von Gastracern in Luft zur Untersuchung von Transportprozessen unter extrem starkem Einfluss der Diffusion. Eine gute Übereinstimmung der durch analytische Modellierung aus Helium-Wintertest und SF<sub>6</sub>-Sommertest bestimmten Parameter legt die verlässliche Einsatzmöglichkeit von SF<sub>6</sub> auch bei sommerlichen Testbedingungen mit dem hohen Potential zur Gaslösung in Poren- und Kluftwasser sowie zu Diffusionseffekten nahe. SF<sub>6</sub> zeichnet sich im Vergleich mit Helium durch einen um den Faktor sieben niedrigeren Diffusionskoeffizienten aus ( $0,8 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$  bei 20°C gegenüber  $5,8 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$ ).

Hinsichtlich der Wirkung der Diffusionsmechanismen bestehen einige grundlegende Unterschiede zwischen dem aquatischen Milieu und dem Gasmilieu. Im aquatischen Milieu reduzieren elektrostatische Wechselwirkungen zwischen der Mineralphase, den Wassermolekülen und den gelösten Teilchen die molekulare Beweglichkeit. Aufgrund des Dipolcharakters des Wassermoleküls kommt es zur Bindung von Wassermolekülen an die positiv geladenen Oberflächen von Mineralkörnern, wodurch die Viskosität des Wassers bzw. dessen innere Reibung im Mikroskalenbereich um die Festphase im Vergleich zum freien Medium beträchtlich erhöht wird. Dies resultiert in einer zusätzlichen Reduktion der Porendiffusion gegenüber der molekularen Diffusion. Hierin wird ein wesentlicher Unterschied zum Diffusionsverhalten im Gas-Milieu gesehen. Im trockenen, Gas gefüllten Porenraum entfallen diese elektrostatischen Wechselwirkungen, so dass in der selben Matrix der Poren-Diffusionskoeffizient für das Gassystem niedriger liegt als derjenige für das aquatische System. Dagegen wirkt sich in einem Gas gefüllten Porenraum mit einer Haftwasser umsäumten Mineralphase die Lösung der transportierten Gaskomponente im Haftwasser retardierend auf den Transport der Gasphase aus (→Kap. 2.2.4.2 )

Retardationsmechanismen (→ Kap. 2.2.5), die der Ausbreitung einer Gaskomponente entgegen wirken, unterscheiden sich teilweise von denen eines gelösten Wasserinhaltsstoffs.

Folgende Mechanismen retardieren den Gastransport:

- die *Lösung* einer transportierten Gaskomponente in Wasser, z.B. im Haftwasser der Kluftwandung oder der porösen Gesteinsmatrix;
- die *Adsorption* in Wasser gelöster Gaskomponenten an Festkörper, z.B. innere und äußere Oberflächen von Tonmineralen;
- die direkte *Adsorption* von Gasen an organische Oberflächen, z.B. an Kohle;
- die *Ausfällung* von in Wasser gelösten Gaskomponenten aufgrund von Druck-, Temperatur- oder Konzentrationsänderung.
- der Transport von Gaskomponenten in nicht durchströmbare Bereiche der Gesteinsmatrix, d.h. in *dead-end-Poren*.

Die Anpassung der empirisch gewonnenen Gastracer-Testdaten an analytische Modellfunktionen gelang in der Mehrzahl der Tests besser bei Berücksichtigung der Diffusion (SFDM). Dennoch ist der Rückschluss auf das Vorliegen von Matrixdiffusion nicht notwendigerweise gerechtfertigt, solange andere zur Spreizung der Konzentration führende Mechanismen, wie Bohrlochmischungseffekte, als Ursache nicht ausgeschlossen werden können.

### **Empfehlungen und Ausblick**

Zur *Quantifizierung des Einflusses von Bohrloch-Mischungseffekten* sollte die zeitliche und räumliche Entwicklung der Tracerkonzentration im Eingabeborloch bestimmt und aufgezeichnet werden. Dies ermöglicht die Anpassung der so gewonnenen Tracerdurchbruchskurven an analytische Lösungen mit zeitlich verzögerter Tracereinspeisung in das Fließsystem (z.B. VAN GENUCHTEN & ALVES 1982; BÄUMLE 2001). Dabei sollte durch Eingabe des Tracergases über eine Doppel- bzw. Mehrfachpackerkammer ein fest definierter "Einspeiseraum" mit einer zu Testbeginn gleichmäßiger Konzentrationsverteilung des Tracers geschaffen werden (vgl. Kap. 4.4.5).

Auf der Basis von tiefenzonierten und integralen Tracertests mit Wiederholungsmessungen unter identischen Fließfeldkonditionen sollte die *Übertragbarkeit des Multi-Flowpath-Konzeptes auf geklüftetporöse Medien* überprüft werden, etwa mittels einer Weiterentwicklung des Programms TRACY (WERNER 1998). Derartige Testserien sollten auch hinsichtlich der Beschreibbarkeit der empirischen Daten unter

Einbeziehung von Diffusion und Rückdiffusion in bzw. aus der porösen Gesteinsmatrix analysiert werden.

Die Gültigkeit verschiedener *Modellansätze für Stofftransport unter radialsymmetrischer Brunnenanströmung* könnte am Feldversuchsblock überprüft werden, wenn entsprechende Tracertests an den im Zentralbereich in Form einer Würfel-Fünf geplanten Bohrungen durchgeführt würden (vgl. Abb. 3-13). Bei der Anlage dieser Bohrungen sollte unbedingt die Lage des durch die EMR-Messungen identifizierten Feinkornpools beachtet werden.

Der *Schwerpunkt weiterer Gastracertests* sollte aufgrund seiner für Gastracertests vorteilhaften physikalisch-chemischen Eigenschaften (geringe Löslichkeit in Wasser, hohe Dichte, 7-fach niedrigerer Diffusionskoeffizient als Helium) beim Einsatz von Schwefelhexafluorid ( $\text{SF}_6$ ) liegen, wobei sich Helium-Tracertests als Vortests zur Einstellung und Überprüfung des Fließsystems bewährt haben. Vorteile des  $\text{SF}_6$  gegenüber Helium sind darüber hinaus die sehr niedrige Nachweisgrenze und die dadurch benötigten geringen Tracermengen, sowie der gewünschte langsamere Transport aufgrund seiner sehr viel höheren Dichte. Seine sehr viel geringere Löslichkeit in Wasser wirkt sich insbesondere bei höherem Durchfeuchtungsgrad des Festgesteins vorteilhaft im Hinblick auf verminderte Retardation und höhere Rückgewinnungsraten aus, was etwa auch im Zuge eines Aufsättigungsprozesses von großer Bedeutung sein wird.

Die Chance der Identifizierung von Diffusionsanteilen am gesamten Stofftransport durch Gastracertests bei unterschiedlichen Temperaturkonditionen des Feldversuchsblocks sollte durch Ausführung der oben beschriebenen detaillierten Tests bei Extremtemperaturen (Frost im Winter, Hitze im Sommer) genutzt werden.

## 7 LITERATUR

- ABELIN, H., BIRGERSSON, L., GIDLUND, J., NERETNIKS & I. TUNBRANT, S. (1987): Results of some tracer experiments in crystalline rocks in Sweden. – Academic Press.
- ASTM D°4284 (1984) Standard Test Method for Determining Pore Volume Distribution of Soil and Rock by Mercury Intrusion Porosimetry. ASTM Committee D-18, Vol. 04.08., American Society for the Testing of Materials, Conshohocken, PA.
- BACHMANN, G. H. & GWINNER, M. P. (1979): Nordwürttemberg. - Sammlung Geologischer Führer, **54**; Stuttgart.
- BAECHER G.B.; LANNEY N.A. (1978): Trace length biases in joint surveys. - Proceedings of the 19<sup>th</sup> US Symposium on Rock Mechanics, AIME, Vol. 1: 56-65, Lake Tahoe.
- BÄUMLE, R. (2001): Berücksichtigung zeitlich verzögerter Tracereingaben bei der Ermittlung der Stofftransportkennwerte aus Markierungsversuchen.- in: Goldscheider, N., Hötzl, H., Käss, W., Kottke, K. & Ufrecht, W.: Kombinierte Markierungsversuche zur Klärung der hydrogeologischen Verhältnisse und Abschätzung des Gefährdungspotentials im Mineralwasser-aquifer Oberer Muschelkalk; Schriftenreihe des Amtes für Umweltschutz, **Heft 1/2001**; Stuttgart.
- BÄUMLE, R., HÖTZL, H., THÜRINGER, CH. & WITTHÜSER, K. (1998 a): Untersuchungen zur Einrichtung eines Festgestein-Naturmeßfelds. – in: Czurda, K., Eiswirth, M. & Hötzl, H. (eds): Natürliche und anthropogene Umweltgefährdungen – Forschungsergebnisse aus dem Lehrstuhl für Angewandte Geologie; Schr. Angew. Geol. Karlsruhe, **50**: 29-50; Karlsruhe.
- BÄUMLE, R., HÖTZL, H., THÜRINGER, CH. & WITTHÜSER, K. (1998 b): Rock test site for investigations of flow and transport processes in porous fractured media. – in: Annau, R., Bender, S. & S. Wohnlich (eds.): Hard Rock Hydrogeology of the Bohemian Massif (Proc. of the 3<sup>rd</sup> Int. IAH Workshop, Windischeschenbach, Germany, Oct. 1998); Münchner Geol. Hefte, **B 8**: 111-116, München.

- BARAKA-LOKMANE, S.(1999): Determination of Hydraulic Conductivities from Discrete Geometrical Characterisation of Fractured Sandstone Cores.- TGA, C51, Tübingen.
- BEAR, J., TSANG, C. F. & DE MARSILY, G. (1993): Flow and contaminant transport in fractured rock.- San Diego (Academic Press).
- BENGELSDORF, K. (1997): Fazies- und Reservoirgeologie im Stubensandstein von Pliezhausen-Rübgarten. - 61 S.; Dipl. Arb. Univ. Tübingen, Tübingen [unveröff].
- BOHL, W. (1984): Technische Strömungslehre: Stoffeigenschaften von Flüssigkeiten und Gasen, Hydrostatik, Aerostatik, inkompressible und kompressible Strömungen, Strömungsmeßtechnik. 6. , überarb. Auflage , 275 S., Würzburg (Vogel).
- BOSCH; G., HARTMANN, R.M. & KISTER, B. (1994): Ausbreitung von Schadstoffen aus Deponien im Untergrund aus klüftigem Fels unter Berücksichtigung der Verformbarkeit des Felses bei Belastung.- Veröff. Inst. f. Grundbau, Bodenmechanik, Felsmechanik und Verkehrswasserbau der RWTH Aachen, **27**, 129 S., Aachen.
- BÖTTGER, M. (1989): Die nutzbaren Gesteine Baden-Württembergs - ein Überblick.- In: Czurda, K. & Hötzl, H. (Hrsg.): Oberrhein. Geol. Abh., Jhg. 35, 1-4; Stuttgart (E. Schweizerbart).
- BROWN, S. R. (1987): Fluid flow through rock joints: the effect of surface roughness. – J. Geophys. Res., 92 (B2): 1337 – 1347.
- BRENNER, K. (1973): Stratigraphie und Paläogeographie des Oberen Mittelkeupers in Südwest-Deutschland. Arb. Inst. Geol. Paläont., Univ. Stuttgart, N.F. **68**: 101-222, Stuttgart.
- BRENNER, K. (1978): Profile aus dem Oberen Mittelkeuper Südwest-Deutschlands. Sammlung und Revision der bis 1978 veröffentlichten Profile aus dem Oberen Mittelkeuper Südwest-Deutschlands. Arb. Inst. Geol. Paläont., Univ. Stuttgart, N.F. **72**: 103-203, Stuttgart.
- BRENNER, K. & VILLINGER, E. (1981): Stratigraphie und Nomenklatur des Südwestdeutschen Sandsteinkeupers. - Jh. Geol. Landesamt Bad.-Württ., **23**, Freiburg i. Br.
- BUKSCH, H. (1998): Wörterbuch Geotechnik, Band II: Deutsch - Englisch. 591 S., Berlin, Heidelberg (Springer).

- BUSCH, K-F. , LUCKNER, L. & TIEMER, K. (1993): Lehrbuch der Hydrogeologie, **3**, Geohydraulik.- 3. Aufl., 497 S., 238 Abb., 50 Tab., Berlin, Stuttgart (Gebrüder Borntraeger).
- CARMAN, P. (1956): Flow of Gases through Porous Media. 182 S., London (Butterworths).
- CHILÈS, J.P.; DE MARSILY G. (1993): Stochastic models of fracture systems and their use in flow and transport modeling. - In: Bear, J.; Tsang, C.-F.; de Marsily, G. (Eds.): Flow and contaminant transport in fractured rock: 169-236, San Diego.
- CRC (2000): LIDE, D. R. (ED.), Chemical Ruber Company: CRC Handbook of Chemistry and Physics, 80<sup>th</sup> ed., Boca Raton (CRC Press).
- CRC (1972): Chemical Ruber Company: CRC Handbook of Chemistry and Physics, 53<sup>rd</sup> ed., Boca Raton (CRC Press).
- DARCY, H. (1856): Les fontaines publiques de la ville de Dijon. Libraire des corps imperiaux des ponts et chaussees et des mines. Paris.
- DIN 4049-3 (1994): Hydrologie; Begriffe zur quantitativen Hydrologie – Abschnitt 3: Unterirdisches Wasser. Deutsches Institut für Normung, Berlin (Beuth).
- DIN 66°133 (1993): Bestimmung der Porenvolumenverteilung und der spezifischen Oberfläche von Feststoffen durch Quecksilberintrusion. Deutsches Institut für Normung, Berlin (Beuth).
- Doe, T. & Pedler, W. H. (1998): The Problem of Fractures.- GWMR: 74 – 77.
- DOMENICO, P. A. & SCHWARTZ, F. W. (1990): Physical and chemical Hydrogeology.- 824 S., 398 Abb., 77 Tab.; New York, Toronto (John Wiley & Sons).
- DULLIEN, F.A. (1979): Porous Media – Fluid Transport and Pore Structure. San Diego (Academic Press).
- EINSELE, G. & AGSTER, G. (1986): Überblick zur Geologie und Morphologie des Schönbuschs. - in: Einsele, G. (Hrsg.): Das landschaftsökologische Forschungsprojekt Naturpark Schönbusch: Wasser- und Stoffhaushalt, bio-, geo- u. forstwirtschaftl. Studien in Südwestdeutschland. - Forschungsbericht Deutsche Forschungsgemeinschaft; Weinheim (VCH).

- EISBACHER, G. H. (1996): Einführung in die Tektonik.- 2. Aufl., 374 S., Stuttgart (Enke).
- EISWIRTH, M. (1995): Charakterisierung und Simulation des Schadstofftransports aus Abwasserkanälen und Mülldeponien. Schr. Angew. Geol. Karlsruhe, **38**, 258 S.; Karlsruhe.
- ELIAS, J. (1991): Verwitterungserscheinungen an denkmalgeschützten Buntsandsteinbauwerken des mittleren und nördlichen Schwarzwald. Dipl. Arb. Univ. Tübingen, Tübingen [unveröff].
- FRICK, U. (1993): Beurteilung der Diffusion im Grundwasser von Kristallingesteinen – Ein Beitrag zur Kristallinstudie 1993; mit Anhängen von K. Skagius und W.R. Alexander. NAGRA, Wettingen.
- GEYER, O.F. & GWINNER, M.P. (1986): Geologie von Baden-Württemberg, Stuttgart, 472 S., 3. Auflage.
- GRASSEGGER, G.; BOHRMANN, R. & HÄBERL, K. (1990): Die Schilfsandsteine Baden-Württembergs. Teil 1: Technische Eigenschaften. - In: Bautenschutz + Bausanierung, **13**: 53-55.
- GRIMM, W.-D. (1990): Bildatlas wichtiger Denkmalgesteine der Bundesrepublik Deutschland. - Arbeitsheft 50, Bayrisches Landesamt für Denkmalpflege.
- GÜNTHER, R. (1977): Großfotolineationen des mitteleuropäischen Raumes und ihre geologisch-tektonische Bedeutung. - Geotektonische Forschung, **53**: 42-67, Stuttgart.
- GUIMERA, J. & CARRERA, J. (2000): A comparison of hydraulic and transport parameters measured in low-permeability fractured media.- J. of Cont. Hydrol., **41**: 261 – 281.
- GUS (1999): Bericht der Georadar-Messungen auf dem Testfeld Pliezhausen. - GUS - Geophysikalische Untersuchungen, Karlsruhe [Unveröff. Bericht].
- GUVANASEN, V. & GUVANASEN, V.M. (1987): An approximate semi-analytical solution for tracer injection tests in a confined aquifer with radially converging flow field and finite volume of tracer and chase fluid. Water Resour. Res. **23** (8): 1607-1619; Washington.
- HÄFNER, F., SAMES, D. & VOIGT, H-D. (1992): Wärme- und Stofftransport – Mathematische Methoden. Berlin, Heidelberg (Springer).



- HAKAMI, E. & LARSSON, E. (1996): Aperture Measurements and Flow Experiments on a Single Natural Fracture.- Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr., 33 (4): 395-404, London (Elsevier Sciences).
- HARTUNG, J. (1995): Statistik: Lehr- und Handbuch der angewandten Statistik. -München, Wien, Oldenburg.
- HAUSER, R. (1994): Geologie, Deckschichten, Quellen und Bohrkern-petrographie im Mittleren Buntsandstein (Bad Teinach, Nord-schwarzwald). - Dipl. Arb. Univ. Tübingen, Tübingen [unveröff.].
- HELING, D. (1979): Zur Faziesanalyse des Schilfsandsteins. - In: Jber. Mitt. Oberrh. geol. Ver., **N.F. 61**: 153-156.
- HELMIG, R. (1997): Multiphase flow and transport processes in the subsurface: a contribution to the modeling of hydrosystems. 367 pp., Berlin, Heidelberg (Springer).
- HEMMINGER, A., HÖTZL, H., & WITTHÜSER, K. (1998): 3D-Kluftgenerierung unter Einbeziehung geostatistischer Optimierungsverfahren. - In König, C. (Hrsg.): 2. Workshop Kluft-Aquifere, 10.-11 Sep. 1998, Ruhr Universität Bochum: 37-46, Aachen (Shaker Verlag).
- HIMMELSBACH, TH. (1993): Untersuchungen zum Wasser- und Stofftransportverhalten von Störungszonen im Grundgebirge (Albtalgranit, Südschwarzwald). Schr. Angew. Geol. Karlsruhe, **23**, 238 S. ;Karlsruhe.
- HÖLTING, B. (1992): Hydrogeologie. Einführung in die Allgemeine und Angewandte Hydrogeologie.- 4. überarb. Aufl., 415 S., Stuttgart (Enke).
- HÖTZL, H., KASELOW, A., THÜRINGER, CH. & WITTHÜSER, K. (1997): Evaluation of discontinuity parameters and fracture connectivity at a rock test site. - in: Gottlieb, J. et al. (eds): Field Screening Europe, 93-98, Dordrecht (Kluwer).
- HOFMANN, U., SCHALLER, D., KOTTENHAN, H., DAMMLER, I. & MORCOS, S. (1967): Die Adsorption von Methylenblau an Kaolin, Ton und Bentonit. – Giesserei, **54** (1): 97-101.

- ICDD – INTERNATIONAL CENTER FOR DIFFRACTION DATA (1983): Mineral Powder Diffraction File: Data Book. – Joint Committee on Powder Diffraction Standards, 1168 S.; Swarthmore.
- JASMUND, K. & LAGALY, G. [HRSG.] (1993): Tone und Tonminerale. - 490 S.; Darmstadt (Steinkopff).
- JIRKA, G.H. (1998): Hydromechanik. Vorlesungsskript, Institut für Hydromechanik, Universität Karlsruhe.
- JARITZ, R. (1998): Quantifizierung der Heterogenität einer Sandsteinmatrix (Mittlerer Keuper, Württemberg). TGA, C48. Tübingen.
- JUNGHANS, W.D., AIGNER, T. & RICKEN, W. (1997): Fluviale Architektur des Mittleren Stubensandsteins am südwestlichen Schönbuch (Trias, Baden-Württemberg). N. Jb. Geol. Paläont. Abh. 204, 3: 285-320, Stuttgart.
- KARRENBERG, H. (1981): Hydrogeologie der nichtverkarstungsfähigen Festgesteine; Wien, New York (Springer).
- KASELOW, A. (1999): Analytische und numerische Modellierung von Stofftransport in einer Störungszone im Grundgebirge.- Dipl. Arb. Universität Karlsruhe (TH), Karlsruhe [unveröff.].
- KINZELBACH, W. & RAUSCH, R. (1995): Grundwassermodellierung - Eine Einführung mit Übungen.- 283 S., Berlin, Stuttgart (Gebrüder Borntraeger).
- KLOTZ, D., MALOSZEWSKI, P. & MOSER, H. (1988): Mathematical Modeling of Radioactive Tracer Migration in Water Flowing through Saturated Porous Media. In: Radiochem. Acta, 44/45: pp. 373-379.
- KNACKE-LOY, O. (1988): Verwitterungsdifferenzierungen von Stubensandstein-Bauteilen des Kölner Doms. Dipl. Arb. Universität Tübingen, Tübingen [unveröff.].
- KOLDITZ, O. (1997): Strömung, Stoff- und Wärmetransport in Kluffeststein. – 262 S.; Berlin, Stuttgart (Gebrüder Borntraeger).
- KONOSAVSKY, P.; MIRONENKO, V. & RUMYNIN, V. (1993): Development and reexamination of models of tracer tests for fractured reservoirs. Geocology: 104-124, Russian Academy of Sciences, Moskau.
- KOZENY, J. (1963): Hydraulik. – 588 S. , Wien (Springer).

- KRAPP, L., MEYER, D. & DÜLLMANN, H. (1994): Durchlässigkeitsbestimmungen für geringdurchlässige Locker- und Festgesteine.- Z. dtsh. Geol. Ges., **145**: 123 – 130, 3 Abb., 1 Tab., Hannover.
- KRAUSS, H. (2000): Quecksilberporosimetrie toniger Sedimente und Einfluß der Porengröße auf die Elektroosmose. Dipl. Arb. Universität Karlsruhe (TH), Karlsruhe [unveröff.].
- KRIST, TH. (1997): Handbuch für Techniker und Ingenieure: Formeln, Daten, Begriffe. 460 S. Darmstadt (Hoppenstedt Technik Tab. Verl.).
- KULATILAKE P.H.S.W.; WATHUGALA D.N.; STEPHANSSON O. (1993): Joint network modelling with a validation exercise in Stripa Mine, Sweden. - In: Int. J. of Rock Mechanics and Mining Sciences, **30**: 503-526, Oxford.
- KULKE, H. (1967): Petrographie und Diagenese des Stubensandsteins (mittlerer Keuper) aus Tiefbohrungen im Raum Memmingen.- Diss. Univ. Tübingen, 79 S., 18 Abb., 5 Tab.; Tübingen.
- LANDOLT-BÖRNSTEIN (1960): Zahlenwerte und Funktionen aus Physik, Chemie, Astronomie, Geophysik und Technik, Bd. II (Eigenschaften der Materie), 6. Auflage, Heidelberg (Springer).
- LAPORTE, P.R.; HUDSON J.A. (1985): Characterization and interpretation of rock mass joint patterns. - Geological Society of America (Ed.): Special Paper No. 199, Wisconsin.
- LEE, C.-H. & FARMER, I. (1993): Fluid Flow in Discontinuous Rocks. 169 S., London (Chapman & Hall).
- LEGE, TH.; KOLDITZ, O. & ZIELKE, W. (1996): Handbuch zur Erkundung des Untergrundes von Deponien und Altlasten, Band 2: Strömungs- und Transportmodellierung. BGR Hannover, 418°S.; Berlin, Heidelberg (Springer).
- LEDA, A. & ZUBER, A. (1974): Tracer dispersion in groundwater experiments. In: Isotope techniques in groundwater hydrology, Vol. II; IAEA-SM-129/7: 619–641; IAEA, Vienna.
- LERMAN, A. (1979): Geochemical Processes – Water and Sediment Environments. 481 pp., New York (John Wiley & Sons).
- LEVER, D.A., BRADBURY, M.H. & HEMINGWAY, S.J. (1985): The effect of dead-end porosity on rock matrix-diffusion.- J. Hydrol., **80**: 45-76.

- LOMIZE, G. M. (1951): Filtratsiia Treshchinovatykh Porod [Strömung in klüftigen Gesteinen], Gosenergoizdat, Moskow.
- LOUIS, C. (1967): Strömungsvorgänge in klüftigen Medien und ihre Wirkung auf die Standsicherheit von Bauwerken und Böschungen im Fels.- Diss. Univ. Karlsruhe, 121 S, 66 Abb., Karlsruhe.
- MALOSZEWSKI, P. (1991): Bemerkungen über die Interpretation von Markierungsversuchen im Grundwasser. – GSF-Forschungszentrum, Institut für Hydrologie, Jahresbericht 1991: 1-18; München.
- MALOSZEWSKI, P. (1994): Mathematical Modeling of Tracer Experiments in Fissured Aquifers. - Freiburger Schriften zur Hydrologie **2**, 107 pp.; Freiburg i. Br.
- MALOSZEWSKI, P. & ZUBER, A. (1985): On the Theory of Tracer Experiments in Fissured Rocks with Porous Matrix.- J. Hydrol., 79: S. 333-358, Elsevier, Amsterdam.
- MALOSZEWSKI, P. & ZUBER, A. (1989): Mathematical Models for Interpreting Tracer Experiments in Fissured Rocks. – In: The Application of Isotope Techniques in the Study of the Hydrogeology of Fractured and Fissured Rocks: pp. 287-301, IAEA, Vienna.
- MALOSZEWSKI, P. & ZUBER, A. (1990): Mathematical Modeling of Tracer Behavior in Short-Term Experiments in Fissured Rocks. Water Resour. Res., **26 (7)**: 1517 – 1528, Washington.
- MARSILY, GHISLAIN DE (1986): Quantitative Hydrology, groundwater hydrology for engineers.- 440 S., Orlando (Academic Press).
- MATTHESS, G. & UBELL, K. (1983): Lehrbuch der Hydrogeologie, **1**, Allgemeine Hydrogeologie – Grundwasserhaushalt.- 438 S., 214 Abb., 75 Tab., Berlin, Stuttgart (Gebrüder Borntraeger).
- MILITZER, H., SCHÖN, J. & STÖTZNER, U. (1986): Angewandte Geophysik im Ingenieur- und Bergbau. - 419 S., 341 Abb., 53 Tab.; Leipzig (Dtsch. Verl. f. Grundstoffind.).
- MÜLLER, TH. (1996): Bestimmung der Gesteins- und Kluffgeometrie eines Stubensandsteinhorizontes. Dipl. Arb. Universität Karlsruhe (TH), Karlsruhe [unveröff.].

- MÜLLER, T. (1999): Wörterbuch und Lexikon der Hydrogeologie. 367 S., 185 Abb. Berlin, Heidelberg (Springer).
- NERETNIEKS, I. (1993): Solute transport in fractured rocks.- in: Bear, J., Tsang, C. F. & deMarsily, G. (1993): Flow and contaminant transport in fractured rock.- San Diego (Academic Press).
- NEUNHÄUSERER, L., HEMMINGER, A. & R. HELMIG (2000): Festgesteins-Aqiferanalog: Experimente und Modellierung – Einsatz von diskreten Modellansätzen, Bericht zur zweiten Projektphase. DFG-Forschungsbericht, Bonn.
- NEUZIL, C. E. & TRACY, J. V. (1981): Flow through fractures.- Water Resour. Res., **17**: 191–199, Washington..
- NOWAKOWSKI, K.S. (1992): An evaluation of boundary conditions for one-dimensional solute transport, 1.Mathematical development. Water Resour. Res., **28 (9)**: 2399-2410. Washington.
- NOVAKOWSKI, K.S.; EVANS, G.V.; LEVER, D.A. & RAVEN, K.G. (1985): A field example of measuring hydrodynamic dispersion in a single fracture. Water Resour. Res. **21(7)**: 1165–1174, Washington.
- PARRISH, J.T. (1993): Climate of the Supercontinent Pangea, J.of Geol., **101**: 215-233.
- PETTIJOHN, F.J., POTTER, P.E. & R. SIEVER (1973): Sand and Sandstone. 618 S., New York.
- PRIEST S.D.; HUDSON J.A. (1976): Discontinuity spacings in rock. - In: Int. J. of Rock Mechanics and Mining Sciences, **18**: 135-148, Oxford.
- PRIEST, S.D. (1993): The collection and analysis of discontinuity orientation data for engineering design, with examples. - In: Hudson, J.A. (Ed.): Comprehensive Rock Engineering, Principels, Practice & Projects, Vol. 3, Rock Testing And Site Characterization: 167-192, Oxford (Pergamon Press).
- RAVEN, K.G., NOWAKOWSKI, K.S. & LAPCEVIC, P.A. (1988): Interpretation of Field Tracer Tests of a Single Fracture using a Transient Solute Storage Model. – In: Water Resour. Res., **24 (12)**: 2019 - 2032.

- RICHARDSON, S., SCHMIDT, S. & S. WOHLNICH (1996): Kohlenmonoxid als Tracergas zur Optimierung von Bodenluftabsauganlagen – Ergebnisse eines Geländeversuches. – Grundwasser, 1/1: 39 – 45, Heidelberg (Springer).
- RICHTER, J. (2000): Untersuchungen zu Kluffkörper und Gastransport im Festgestein-Testfeld Pliezhausen– Stereophotogrammetrie, Wassergehalt und Gastracertests Helium.- Dipl. Arb. Universität Karlsruhe (TH), Karlsruhe [unveröff.].
- SCHACHTSCHABEL, P., BLUME, H.-P., BRÜMMER, G., HARTGE, K.-H. & SCHWERTMANN, U. (1992): Lehrbuch der Bodenkunde (Scheffer/Schachtschabel).- 13. Aufl., 491 S., Stuttgart (Enke).
- SCHUBART, D. (1996): Bestimmung von Porenraum und Porendurchlässigkeit in einem Sandsteinhorizont des Oberen Stubensandsteins. Dipl. Arb. Universität Karlsruhe (TH), Karlsruhe [unveröff.].
- SCHWEIZER, V. & KRAATZ, R. (1982): Kraichgau und südlicher Odenwald. -Sammlung Geologischer Führer, **72**; Stuttgart (Gebr. Borntraeger).
- SNOW, D.T. (1965): A parallel plate model for fractured permeable media. Ph.D. thesis, 331 S., Univ. of Calif., Berkeley.
- STEGER, H. (1998): Vergleichende Untersuchungen zum Diffusionsverhalten konservativer und kationischer Tracer in unterschiedlichen Festgesteinen. Dipl. Arb. Universität Karlsruhe (TH), Karlsruhe [unveröff.].
- STOLL, H. (1929): Versuch einer stratigraphischen Gliederung des Stubensandsteins im westlichen Württemberg. Diss. Univ. Tübingen, Stuttgart (Klett).
- SUDICKY, E. A. & FRIND, E. O. (1982): Contaminant transport in fractured porous media: Analytical solution for a system of parallel fractures.- WATER RESOUR. RES., **18 (6)**: 1634 – 1642, Washington.
- TANG, D. H., FRIND, E. O. & SUDICKY, E. A. (1981): Contaminant transport in fractured porous media: Analytical solution for a single fracture.- WATER RESOUR. RES., **17 (3)**: 555 – 564, Washington.

- TERZAGHI, R.D. (1965): Sources of error in joint surveys. - In: Geotechnique, Vol. XV, **No. 3**: 287-304; London.
- THOREZ, J. (1975): Phyllosilicates and clay minerals. – 579 S.; Dison, Belgien (Ed. G. Lelotte).
- THOREZ, J. (1976): Practical identification of clay minerals. - 90 S.; Liege, Belgien (Ed. G. Lelotte)
- THÜRINGER, CH. (1998): Untersuchungen zur Einrichtung eines Naturmeßfeldes in geklüftet porösem Gestein; in: König, Ch. (Hrsg.): 2. Workshop "Kluft-Aquifere" (Ruhr-Universität Bochum, 10. - 11. Sept. 1998) :27-36; Aachen (Shaker).
- THÜRINGER, CH., WITTHÜSER, K. & H. HÖTZL (2000): Festgesteins-Aquiferanalog: Feldexperimente zur Wasser- und Stoffausbreitung in Abhängigkeit von Kluft- und Gesteinsdurchlässigkeiten; in: Kolditz, O., Zielke, W., Wriggers, P., Dürbaum, H.-J. & Wallner, M. (2000): 3. Workshop Kluft-Aquifere „Gekoppelte Prozesse in Geosystemen“, Hannover, 02.–03. Nov. 2000, Institut für Strömungsmechanik und Elektronisches Rechnen im Bauwesen, Univ. Hannover, Bericht Nr. **60/2000**.
- TSANG, Y. W. (1984): The effect of tortuosity on fluid flow through a single fracture.- *Water Resour. Res.*, **20 (9)**: 1209 – 1215, Washington.
- TSANG, Y. W. & TSANG, C. F. (1987): Channel model of flow through fractured medium.- *Water Resour. Res.*, **23 (3)**: 467 – 479, Washington.
- TSANG, Y. W. & WITHERSPOON, P. A. (1981): Hydromechanical behaviour of a deformable rock fracture subject to normal stress.- *J. of Geophys. Res.*, **86 (B10)**: 9287 – 9298.
- UFRECHT, W. (1987): Zur Hydrogeologie und Hydrochemie des Sandsteinkeupers in Mittel- und Ostwürttemberg. - Diss. Universität Stuttgart, Stuttgart.
- VAN GENUCHTEN, M. TH. & ALVES, W. J. (1982): Analytical solutions of the one-dimensional convective-dispersive solute transport equation.- *Unites States Department of Agriculture – Agricultural Research Service Technical Bulletin*, 1661, 149 pp., Washington DC (US Gov. Printing Office).

- VEES, E. (1997): Bericht über Standsicherheitsuntersuchungen für die Anlage einer neuen Böschung im Bereich einer bestehenden Deponie neben Steinbruch Fauser, Pliezhausen-Rübgarten - Gutachen des Baugrundinstitut Prof. Dr.-Ing. E. Veas & Partner GmbH vom 03.06.1997, Az. 96 127, 5 S.
- VOGELSANG, D. (1993): Geophysik an Altlasten - Leitfaden für Ingenieure, Naturwissenschaftler und Juristen. - 179 S., 87 Abb.; Berlin, Heidelberg, New York (Springer).
- WALLBRECHER, E. (1986): Tektonische und gefügeanalytische Arbeitsweisen.- 244 S., 200 Abb., 18 Tab.; Stuttgart.
- WASHBURN, E.W. (1921): Note on a method of determining the distribution of pore sizes in porous media. – Nat. Acad. Sci. Proc., **7**: 115.
- WERNER, A. (1998): Hydraulische Charakterisierung von Karstsystemen mit künstlichen Tracern.- Schr. Angew. Geol. Karlsruhe, **51**, 168 S.; Karlsruhe.
- WURSTER, P. (1964): Geologie des Schilfsandsteins. - In: Mitt. geol. Staatsinst. Hamburg, **33**, 40 S., Hamburg.
- WILSON, M. J. (1987): X-ray powder diffraction methods. – In: Wilson, M. J. [Hrsg.]: A Handbook of Determinative Methods in Clay Mineralogy. – 308 S.; Glasgow, London (Blackie).
- WITHERSPOON, P. A., WANG, J. S. Y., IWAI, K. & GALE, J. E. (1980): Validity of the cubic law for fluid flow in a deformable rock fracture.- Water Resour. Res., **16 (6)**: 1016-1024.
- WITTHÜSER, K. (1996): Geostatistische Methoden der Trennflächenanalyse geklüfteter Sandsteine - mit Beispielen aus dem Ruhrkarbon. Dipl. Arb. Ruhr-Univ. Bochum, Bochum [unveröff.].
- WITTHÜSER, K. & HIMMELSBACH, TH. (1998): Erhebungsmethoden von Kluftparametern für eine stochastische Kluftnetzgenerierung. - Grundwasser, **3 (3)**: 103 - 106, Berlin, Heidelberg (Springer)
- WITTHÜSER, K. (2000): Untersuchungen zum Stofftransport in geklüfteten Festgesteinen unter besonderer Berücksichtigung der Matrixdiffusion. Schr. Angew. Geol. Karlsruhe, **63** ; Karlsruhe.







- A-1.1: Klüftspuren mit vorhandenen und geplanten Bohrungen am Testfeld (Südost-Ansicht)
- A-1.2: Lage der Klüfte in Bohrungen an der Nordseite
- A-1.3: Lage der Klüfte in Bohrungen an Ost- und Südostseite
- A-1.4: Lage der Klüfte in Bohrungen an der Südwestseite

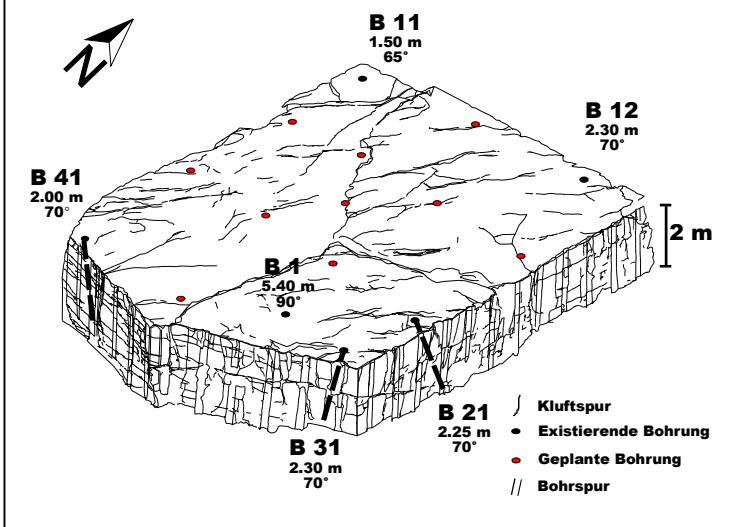
## **A-2 ZUSCHNITT DES TESTFELDS**

- A-2.1: Tauchsägeeinheit in Führungsbohrung
- A-2.2: Testfeld-Zuschnitt mit Tauchsäge
- A-2.3: Sägeschnitt und Einbau der Hydrodruckkissen
- A-2.4: Aufweiten eines Sägeschnittes mit Hydrodruckkissen
- A-2.5 Fotos der Wandflächen mit Kluft- und Bohrspuren

## **A-3 EINHAUSUNG DES TESTFELDS**

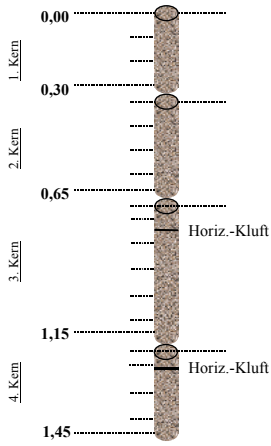
- A-3.1: Sandstrahlen des gesägten Testfeldes
- A-3.2: Verfugen der Klüfte auf Wandflächen
- A-3.3: Harzauftrag auf Testfeldwände und –oberfläche
- A-3.4: Kapselung des Feldversuchsblocks: eingeharzte Klüfte auf den Wänden
- A-3.5: Kapselung des Feldversuchsblocks: vollständig gekapselter Versuchsblock



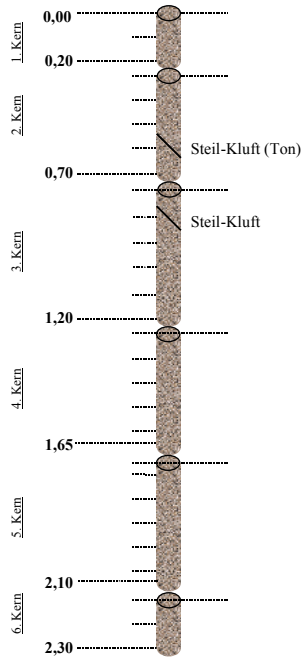


A-1.1: Kluftspuren mit vorhandenen und geplanten Bohrungen am Testfeld (Südost-Ansicht)

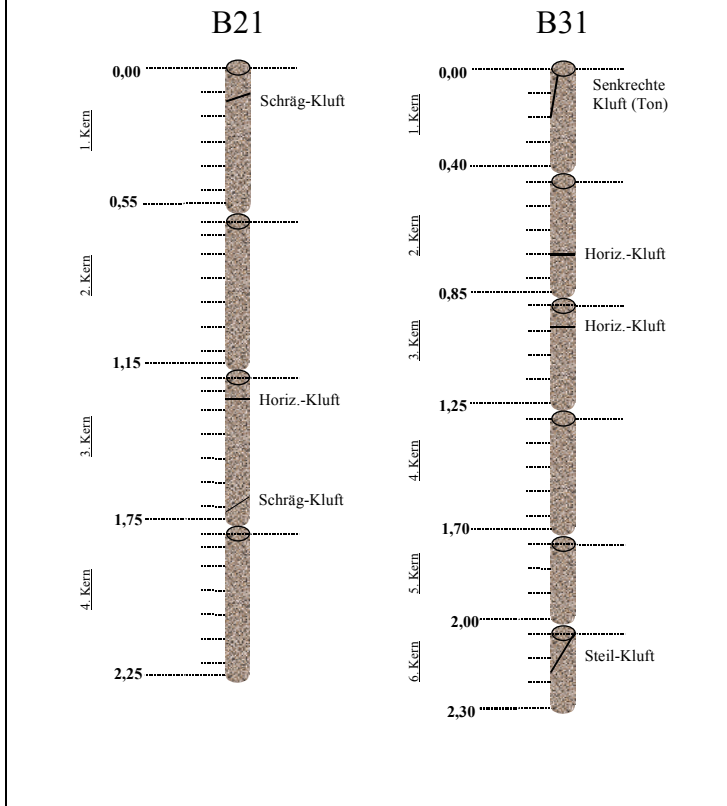
B11



B12

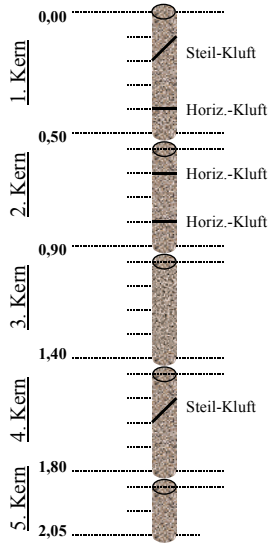


A-1.2: Lage der Klüfte in Bohrungen an der Nordseite



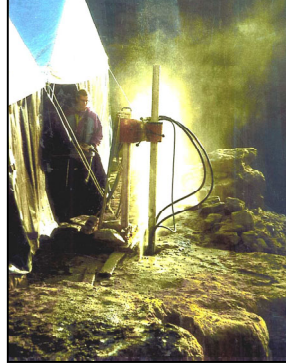
A-1.3: Lage der Klüfte in Bohrungen an Ost- und Südostseite

# B41



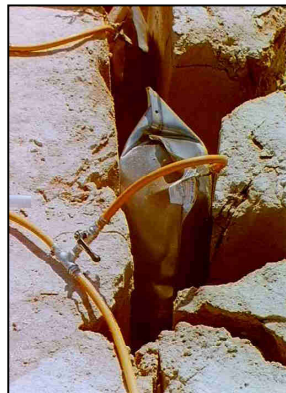
A-1.4: Lage der Klüfte in Bohrungen an der Südwestseite





A-2.1: Tauchsägeeinheit  
Führungsbohrung

in A-2.2: Testfeld-Zuschnitt mit  
Tauchsäge



A-2.3: Sägeschnitt und Einbau  
der Hydrodruckkissen

A-2.4: Aufweiten eines Sägeschnittes  
mit Hydrodruckkissen



(a): Südwest-Wand



(b): Südost-Wand



(c): Ost-Wand 0,0-3,2m (S)



(d): Ost-Wand 3,0-5,5m



(e): Ost-Wand 5,0-7,7m



(f): Ost-Wand 7,5-10,5m (N)

A-2.5 Fotos der Wandflächen mit Kluft- und Bohrspuren



A-3.1: Sandstrahlen des gesägten Testfeldes



A-3.2: Verfugen der Klüfte auf Wandflächen



A-3.3: Harzauftrag auf Testfeldwände und -oberfläche



A-3.4: Kapselung des Feldversuchsblocks:  
eingeharzte Klüfte auf den Wänden



A-3.5: Kapselung des Feldversuchsblocks:  
vollständig gekapselter Versuchsblock

