

Forschungsvorhaben 102 02 632
Anwendung hydrodynamischer Modelle und Untersuchungsmethoden
zur Beurteilung der Auswirkungen von Grundwasserverunreinigungen

Darlegung und Anwendung der Dynamik
von Grundwasserfließsystemen auf die
Migration von gelösten Schadstoffen im Grundwasser.

von

Dr.K.U.Weyer,

WKC Weyer Consultants
Joannes Augstein Str. 7
47809 Krefeld

im Auftrag des

Umweltbundesamtes
Bismarckplatz 1
Berlin

© 1995,1996 Umweltbundesamt, K.U. Weyer

Februar 1996

Inhaltsverzeichnis

Liste der Abbildungen	5
Liste der Tabellen	13
Liste der photographischen Abbildungen	15
Zusammenfassung	18
Vorwort	20
Danksagungen	23
1. Einleitung und Problemstellung	25
2. Grundwasserverunreinigungen	27
2.1 Typen der Grundwasserverunreinigungen	27
2.2 Die bisherige Anwendung von Grundwasserfließsystemen in Deutschland	29
2.3 Gebräuchliche Konzepte und Meßmethoden zur Untersuchung des Transportes von Schadstoffen	31
2.3.1 Bau von Piezometern	31
2.3.2 Festlegung von Schadstoff-Fahnen	36
3. Grundwasserdynamik: Physik des Grundwasserfließens	37
3.1 Einführung	37
3.2 Hubbert's Kräfte-Potential	39
3.3 Die Darstellung von Kräften in der Kontinuitätsmechanik.	43
3.4 Das Prinzip des effektiven Stresses	43
3.5 Das Prinzip realer Massenkräfte	44
3.6 Die Darcy Gleichung in der Potential Theorie	45
3.7 Einige Prinzipien des Grundwasserfließens unter gravitativen Bedingungen	46
3.8 Das Konzept der Inkompressibilität	53
3.9 Hydrostatik als Sonderfall der Hydrodynamik	54
3.10 Die Umkehrung des Archimedisches "Auftriebs" bei starkem, nach unten gerichtetem Grundwasserfließen durch niedrig permeable Schichten.	56
3.11 Durchlässigkeit durchflossener Medien	58
3.11.1 Durchlässigkeitskonstanten in Abhängigkeit von der Schreibweise des Darcy'schen Gesetzes	58
3.11.2 Der Einfluß der Grundwassertemperatur auf die Durchlässigkeit	63
3.12 Über den Winkel zwischen Äquipotentiallinien, Kraftlinien und Fließlinien	63
3.12.1 Anisotrope Durchlässigkeit	63
3.12.2 Verzerrungen der Winkel in überhöhten Schnittdarstellungen	65
4. Gravitative Grundwasserfließsysteme	67
4.1 Einführung	67
4.2 Grundlagen der gravitativen Grundwasserdynamik	67
4.3 Grundwasserfließen durch niedrig-durchlässige Schichten	71

4.4 Orohydrographie, Geologie und artesische Piezometer als Hinweise für die Ausbildung von Grundwasserfließsystemen	73
4.5 Grundlegende Untersuchungen über regionales Grundwasserfließen	74
5. Beispiele regionaler Grundwasserfließsysteme in Europa	82
5.1 Problemstellung	82
5.2 Gebiet südlich St. Petersburg	83
5.3 Steiermark	83
5.4 Loire bei Tours und Gironde westlich von Bordeaux	84
5.5 Große Ungarische Tiefebene	87
5.6 Dorstener Kreidemulde	87
5.6.1 Untersuchungsgang	87
5.6.2 Geologie, Topographie und Schema der Grundwasserfließsysteme	91
5.7 Tiefes Grundwasser im Gebiet der Sennesande	93
5.7.1 Problemstellung	93
5.7.2 Frühere Untersuchungen	94
5.7.3 Geologie, Topographie und Schema der Grundwasserfließsysteme	97
5.7.4 Anisotrope Durchlässigkeit im Kalkstein	99
5.7.5 Durchlässigkeit des Emscher-Mergels und Einfluß auf die Senne–Sande	99
5.7.6 Hydrochemie des Wassers in den Senne–Sanden	105
5.7.7 Schlußfolgerungen und Empfehlungen	105
6. Rolle von Fließsystemen im Stofftransport: Sandmodell und numerische Berechnungen	106
6.1 Fließen und Stofftransport im Sandmodell	106
6.2 Numerisches Modell FLONET	109
6.3 Vergleich zwischen Sandmodell und numerischen Berechnungen	110
6.4 Schlußfolgerungen und Empfehlungen für Geländeuntersuchungen	112
7. Darstellung des Grundwasserfließens an der Industrieschlammdeponie Bielefeld– Brake und der Sonderabfalldeponie Münchehagen	114
7.1 Übersicht	114
7.2 Industrieschlammdeponie Bielefeld-Brake	114
7.2.1 Einleitung	114
7.2.2 Wasserstände in den Piezometern an der Deponie Brake	115
7.2.2.1 Aufbereitung der Daten	115
7.2.2.2 Vergleich und Interpretation von Ganglinien der Piezometergruppen	115
7.2.3. Hydrodynamischer Schadstofftransport an der Deponie Brake	126
7.2.4 Ergebnisse bisheriger hydrogeologischer Untersuchungen der Schlammdeponie Brake	128
7.2.5 Grundwasserfließen im Bielefelder Raum	129
7.2.6 Regionale Grundwasserfließsysteme im Bereich von Bielefeld	130
7.2.7 Grundwasserfließen im Bereich der Schlammdeponie Brake	133
7.2.8 Durchlässigkeiten des Untergrundes im Nahbereich der Deponie Brake	136
7.2.9 Chemische Prozesse im Untergrund der Deponie Brake	137
7.2.10 Schlußfolgerungen und Empfehlungen	137

7.3 Sonderabfalldeponie [SAD] Münchehagen	138
7.3.1 Problemstellung	138
7.3.2 Frühere Untersuchungen	141
7.3.3 Geologie, Topographie und Grundwasserfließsysteme	151
8. Hydrodynamische Methoden und Kriterien bei der Untersuchung von Schadensfällen und der Auswahl von Deponie-Standorten	163
8.1 Einleitung	163
8.2 Geländeuntersuchungen	163
8.2.1 Übersicht	163
8.2.2 Auswahl und Installation von Piezometern	163
8.2.3 Bohren	167
8.2.4 Einlochmessungen von Durchlässigkeiten	167
8.3 Auswertemethoden	171
8.3.1 Bestimmung und Darstellung der dreidimensionalen Fließsysteme	171
8.3.2 Abschätzung von regionalen Durchlässigkeiten	171
8.3.3 Interpretation von zweidimensionalen Karten der Grundwasseroberfläche	171
8.3.4 Ganglinien von Piezometern	172
8.4 Hydrodynamische Kriterien bei der Auswahl von Deponie-Standorten	172
9. Literaturverzeichnis	174
9.1 Hauptteil	174
9.2 Beispiele von Grundwasserfließsystemen in Europa	182
9.3 Grundwasserfließsysteme an Deponien	183

Anhang 1: Photographische Abbildungen

Anhang 2: Glossarium

Liste der Abbildungen

- Abb. 1 Schematische Darstellung der Ausbreitung von Öl bei geringer Infiltrationsmenge (Arbeitsgruppe 'Wasser und Mineralöl', 1985, S.42).
- Abb. 2 Vereinfachtes schematisiertes Diagramm des Dreiphasenflusses nicht-mischbarer schwerer Flüssigkeiten, leichtflüssiger organischer Komponenten (σV) und im Grundwasser gelöster Bestandteile (Weyer, 1987). Durchgehende Pfeile = Fließlinien des Grundwassers; gestrichelte Pfeile = Fließlinien der Dämpfe.
- Abb. 3 Grundwasserbereiche und Grundwasserfließen in der oberen Erdkruste. A: natürlich, B: gestört (nach Hölting, 1992 b, Abb. 3).
- Abb. 4 Tiefenspezifische Probenahme von Grundwasser (Leuchs und Obermann, 1991, nach UNESCO, 1980).
- Abb. 5 Graphische Vektoren-Addition der gravitativen Kraft $-g$ (Gradient des gravitativen Potentials Φ_g , gestrichelte Linien) und der Deformationskraft (Druck-Kraft) $-1/\rho \text{ grad } p$ (Gradient des Deformations- oder Druckpotentials, gepunktete Linien), um die resultierende hydraulische Kraft $\text{grad } \Phi$ zu erhalten (Weyer, 1978, Abbildung 1).
- Abb. 6 Druckgradienten und Fließrichtungen innerhalb eines U-Rohres, das mit Sand gefüllt ist (Weyer, 1978, Abbildung 2)
- Abb. 7 Head Messungen in einem Piezometer (Weyer, 1978, Abbildung 3).
- Abb. 8 Schematische Skizze der verschiedenen Potentialfelder in Heads (Weyer, 1978, Abbildung 4). Linie mit Dreiecken = Grundwasseroberfläche, gestrichelte Linien = Äquipotentiallinien, durchgezogene Linie mit Pfeilen = Fließlinie).
- Abb. 9 Schematische Darstellung der Kräfteparallelogramme entlang einer Grundwasserfließlinie (Weyer, 1978, Abbildung 5).
- Abb. 10 Schematische Darstellung der Änderungen der verschiedenen Potentiale (gemessen in Heads) entlang einer idealisierten Fließlinie; H = hydraulisches Head, h_e = Gravitationshead oder Höhe des Meßpunktes über NN; h_p = Deformationshead oder Druckhead (Weyer, 1978, Abbildung 6).
- Abb. 11 Gegenspiel von Gravitations- und Deformationsfeld entlang einer schematischen Fließlinie (Weyer, 1978, Abbildung 7).

- Abb. 12 Parallelogramm der hydraulischen Kräfte unter hydrostatischen Bedingungen (Weyer, 1978, Abbildung 8).
- Abb. 13 Deformationskräfte unter hydrostatischen Bedingungen und bei starkem, nach unten gerichtetem Fließen (Weyer, 1978, Abbildung 9).
- Abb. 14 Graphische Bestimmung der Richtung des Fließvektors q in einem anisotropen zweidimensionalen Medium durch Anwendung einer 2D-Tensor-Ellipse der Durchlässigkeit (Achsen der Ellipse: K_1 , K_2) und einer Äquipotentiallinie. Der Radiusvektor des Berührungspunktes zwischen Ellipse und Äquipotentiallinie zeigt die Fließrichtung an. Der Kraftvektor-grad Φ kreuzt die Äquipotentiallinie immer im rechten Winkel (Kiraly, 1971, Abbildung 3).
- Abb. 15 Einfluß einer zeichnerischen Überhöhung von Querschnitten auf den Winkel zwischen Fließlinie und Äquipotentiallinie in einem isotropen permeablen Medium. A: keine Überhöhung, Winkel 90° ; B: überhöhte Darstellung (Überhöhungsfaktor = x). Die Gleichung zur Bestimmung des Winkels zwischen Fließlinie und Äquipotentiallinie befindet sich im Text (van Everdingen, 1964, Abbildung 1).
- Abb. 16 Zeichnerische Darstellung der Begriffe artesisch und subartesisch.
- Abb. 17 Ungefäher Verlauf von Äquipotential- und Strömungslinien in einem gleichmäßig permeablen Grundwasserleiter zwischen zwei effluenten Flüssen (nach Hubbert, 1940, S. 930)
- Abb. 18 Grundwasserfließsysteme in einem homogenen und isotropen Medium unter einer schwach geneigten und welligen Grundwasseroberfläche, nach J. Tóth, 1962 (Oszillation der Topographie = 50 ft, 16 m). (1) lokales Fließsystem; (2) intermediäres Fließsystem; (3) Regionales Grundwasserfließsystem; (4) Grenzen zwischen Fließsystemen verschiedener Ordnung; (5) Fließlinien
- Abb. 19 Einfluß hügeliger Topographie und höher permeabler Lagen auf das Grundwasserfließen im Untergrund und auf die Verteilung von Recharge-Gebieten und von artesischen Discharge-Gebieten (Freeze und Witherspoon, 1967).
- Abb. 20 Der Einfluß höher permeabler Aquifer auf das Grundwasserfließen im Deckgebirge und auf das Auftreten artesischer Wässer bei gleicher, einfacher Morphologie der Grundwasseroberfläche (Freeze und Witherspoon, 1967).
- Abb. 21 Grundwasserfließen in einem schematisierten artesischen Aquifer. In diesem allgemeinen Fall steht der Aquifer nicht über Tage an.
- Abb. 22 Übliche Fehldeutung artesischer Verhältnisse (Waltz, 1973, Fig. 6.1.3)

- Abb. 23 Energielinien in den Cenomanen Sanden an der Loire bei Tours (Albinet und Cottez, 1969, Abb.1)
- Abb. 24 Unterschiede zwischen den Energieniveaus an der Grundwasseroberfläche und in den Cenomanen Sanden an der Loire bei Tours (Albinet und Cottez, 1969, Abb.2). Das schraffierte Gebiet ist ein regionales Discharge–Gebiet, in dem das Grundwasser aus den Cenomanen Sanden nach oben fließt. Recharge–Gebiete sind nicht schraffiert.
- Abb. 25 Unterschiede zwischen den Energieniveaus der Grundwasseroberfläche und den Eozänen Sanden in der Gironde bei Bordeaux (Astie et al., 1969, Abb.6).
- Abb. 26 Hydrodynamische Übersicht der artesischen Großen Ungarischen Tiefebene (nach Erdelyi, 1973, berichtet in Deak, 1974).
- Abb. 27 Schematische Grundwasserfließsysteme der artesischen Großen Ungarischen Tiefebene (nach Erdelyi, 1973, berichtet in Deak, 1974).
- Abb. 28 Digitales Geländemodell entlang der Lippe im Bereich der Dorstener Kreidemulde. Etwa 50 artesische Bohrungen wurden von Breddin (1935) und Hilden (1975) für die Täler und Hänge im Bereich des DGM berichtet. Die artesischen Bohrungen sind ein Indiz für die Lage der Discharge–Gebiete. Die Recharge–Gebiete befinden sich auf den umliegenden Höhen.
- Abb. 29 Geologisches Profil durch die Dorstener Kreidemulde (nach Hilden, 1975) und Anordnung der relativen Durchlässigkeiten im Profil innerhalb des Modells. Die Festlegung der Permeabilität geschieht bevor die Oberfläche des Modells zur Berechnung auf die Höhe der topographischen Oberfläche komprimiert wird (Vergleiche Abb. 30). Überhöhung 10:1. Die Lage des Profils wird in Abbildung 28 gezeigt.
- Abb. 30 Anordnung der Finiten Elemente im mathematischen Modell Dorsten. Überhöhung 10:1.
- Abb. 31 Profile mit Äquipotentiallinien und Fließlinien. Das Grundwasser fließt durch die niedrig–durchlässigen Ratingen, Bottroper und Recklinghäuser Schichten. Überhöhung 10:1.
- Abb. 32 Digitales Geländemodell (DGM) entlang des Osnings im Bereich der Senne–Sande. TB 3–6, TB 9 = Tiefbohrungen der Stadtwerke Bielefeld, die aus den Kalklagen artesisch fließen; Nr. 106, 181, 182 = Piezometer die aus dem unteren Bereich der Senne–Sande artesisch fließen (Daten von Geyh und Michel, 1983, Tab.3); A–B Lage des geologischen Profils und des Profils der mathematischen Modellberechnungen.

Abb. 33 Geologisches Profil durch den Bereich der Senne–Sande. Die Lage des mathematischen Modells wird durch die Linie A–B angezeigt. Die Bohrungen TB 5 und TB 9 sind eingezeichnet [Profil von den Stadtwerken Bielefeld erhalten].

Abb. 34 Anordnung der Finiten Elemente und der Durchlässigkeitsquader im mathematischen Modell Senne. Die benutzte Version des Programms FLONET erlaubt nur eine treppenförmige Abgrenzung der Durchlässigkeitsbereiche. Boxen 1–6: Senne–Sande; Boxen 7–24: Emscher–Mergel; Boxen 25–38: Cenoman–Mergel und tiefere Schichten. Der Übersichtlichkeit halber sind die Quader für den karstifizierte Kalk nicht eingetragen.

Abb. 35 Vergleich von Äquipotentiallinien (oberes Profil) und Fließlinien (unteres Profil). Die Auswahl der Fließlinien (stream functions) erfolgte manuell im Log–Abstand, um auch das Fließen in niedrig–durchlässigen Schichten zu zeigen.

Durchlässigkeiten [m/s]:			
Quartär	= 10^{-2}	Emscher–Mergel	= 10^{-7}
Kalkstein (Karst)	= 10^{-2}	Cenoman–Mergel	= 10^{-7}

Abb. 36 Berechnung von Einfluß (input flux) in den Recharge–Gebieten und Ausfluß (output flux) in den Discharge–Gebieten (siehe oberes Profil) mit dem Profil der Grundwasser–Fließlinien. Durchlässigkeitsverteilung und Fließlinien wie in Abbildung 35.

Abb. 37 Änderungen von Fließlinien in Abhängigkeit von Änderungen des Parameters Durchlässigkeit [m/s]:

Oberes Profil			
Quartär	= 10^{-2}	Emscher–Mergel	= 10^{-7} [Box 10= 10^{-5}]
Kalkstein (Karst)	= 10^{-2}	Cenoman–Mergel	= 10^{-7}
Unteres Profil			
Quartär	= 10^{-2}	Emscher–Mergel	= 10^{-7} [Box 10= 10^{-5}]
Kalkstein (Karst)	= h: 10^{-2}	Cenoman–Mergel	= 10^{-7}
[anistr.: 7°]	= v: 10^{-3}		

Im oberen Profil wurde dem Durchlässigkeitsquader 10 eine höhere Durchlässigkeit zugeordnet. Vergleiche die erfolgte Änderung des Fließbildes mit Abb. 35 oder 36. Im unteren Profil wurde zusätzlich dem Kalk eine Anisotropie von 10:1 im Winkel von 7° zugeordnet.

Abb. 38 Änderungen von Fließlinien in Abhängigkeit von Änderungen des Parameters Durchlässigkeit [m/s]:

Oberes Profil			
Quartär	= 10^{-2}	Emscher-Mergel	= 10^{-7}
Kalkstein (Karst)	= h: 10^{-2}	Cenoman-Mergel	= 10^{-7}
[anistr.: 7°]	= v: 10^{-3}		
Unteres Profil			
Quartär	= 10^{-2}	Emscher-Mergel	= 10^{-6}
Kalkstein (Karst)	= 10^{-2}	Cenoman-Mergel	= 10^{-7}

Das obere Profil zeigt das Fließbild mit Anisotropie im Kalk, und gleichförmiger Durchlässigkeit im Emscher-Mergel (Vergleiche mit Abb. 35 oder 36). Das untere Profil zeigt das Fließbild bei isotropen Bedingungen und einer erhöhten Durchlässigkeit im Emscher-Mergel (10^{-6}) (Vergleiche mit Abb.35 oder 36).

Abb. 39 Änderungen von Fließlinien in Abhängigkeit von Änderungen des Parameters Durchlässigkeit [m/s]:

Oberes Profil			
Quartär	= 10^{-2}	Emscher-Mergel	= 10^{-5}
Kalkstein (Karst)	= 10^{-2}	Cenoman-Mergel	= 10^{-7}
Unteres Profil			
Quartär	= 10^{-2}	Emscher-Mergel	= $5 \cdot 10^{-5}$
Kalkstein (Karst)	= 10^{-2}	Cenoman-Mergel	= 10^{-7}

In diesen beiden Profilen ist die Durchlässigkeit des Emscher-Mergel noch weiter erhöht worden (oberes Profil: 10^{-5} ; unteres Profil: $5 \cdot 10^{-5}$). Erhöhte Durchlässigkeiten im Emscher-Mergel haben einen starken Einfluß auf das Fließverhalten im Senne-Sand.

Abb. 40 Programm FLONET: Berechnung des Grundwasserfließens in dem Sandmodell. A: Anordnung der relativen Durchlässigkeiten; B: Anordnung der finiten Elemente. C: Linien gleicher Äquipotentiale; D: Lage der Fließlinien.

Abb. 41 Deponie Brake: Lage der untersuchten Piezometergruppen, der Bohrungen mit Spülverlusten, des Brunnens Plöger und der Aufschlüsse A1 und A2. Die gezeigte Kluftröse stammt von Haas (1985, Anl.5.5). Die gezeigten Profilschnitte beziehen sich auf die Abbildungen 52 (W-E-Profilschnitt) und 53 (SW-NE-Profilschnitt)

Abb. 42 Vergleich von Ganglinien der Piezometer 028.004.F.GM und 028.004.T.GM

Abb. 43 Vergleich von Ganglinien der Piezometer 028.012.F.GM und 028.012.T.GM

Abb. 44 Vergleich von Ganglinien der Piezometer 028.014.F.GM und 028.014.T.GM

- Abb. 45 Vergleich von Ganglinien der Piezometer 028.015.F.GM und 028.015.T.GM
- Abb. 46 Vergleich von Ganglinien der Piezometer 028.016.F.GM und 028.016.T.GM
- Abb. 47 Vergleich von Ganglinien der Piezometer 028.017.F.GM und 028.017.T.GM
- Abb. 48 Vergleich von Ganglinien der Piezometer 028.019.F.GM und 028.019.T.GM
- Abb. 49 Vergleich von Ganglinien der Piezometer 028.020.F.GM und 028.020.T.GM
- Abb. 50 Vergleich von Ganglinien der Piezometer 028.022.F.GM und 028.022.T.GM
- Abb. 51 Vergleich von Ganglinien der Piezometer 028.031.F.GM und 028.031.T.GM
- Abb. 52 W–E–Profilschnitt der unmittelbaren Umgebung der Deponie Brake (siehe Tabellen 10 und 11 für Konstruktionsdaten der Piezometer und Abb. 41 für Lage des Profilschnittes).
- Abb. 53 SW–NE–Profilschnitt der unmittelbaren Umgebung der Deponie Brake (siehe Tabelle 10 und 11 für Konstruktionsdaten der Piezometer und Abb. 41 für Lage des Profilschnittes).
- Abb. 54 Grundwasseroberfläche des "obersten Aquifers" der Deponie Brake vom 21.8.1984 (aus Haas, 1985, Anlage 4.5).
- Abb. 55 Blockbild der für die Deponie Brake angenommenen Migrationspfade für Verschmutzungen (aus Heil et al., 1989, Bild 4).
- Abb. 56 Schematische Darstellung des Osning als regionales Recharge–Gebiet im Bereich Bielefeld (Abb.9 von Michel, 1969).
- Abb. 57 Digitales Geländemodell der weiteren Umgebung der Schlammdeponie Brake und Lage der artesischen Bohrungen Karolinenquelle (23) und Jölletal (22), sowie den berechneten Profilschnitten.
- Abb. 58 Topographisches und geologisches Profil der artesischen Bohrung 22, Verse, Jölletal (Abbildung 57: Profil A-B).
- Abb. 59 Topographisches und geologisches Profil durch die Deponie Brake (Abbildung 58: Profil W–E).

- Abb. 60 Topographisches und geologisches Profil von der Deponie Bielefeld-Brake zum Tal der Aa (Abbildung 57: Teil des Profils W–E); Topographie nach Haas (1985, Anl.3.2). Das Profil zeigt die Lage und Tiefe der Brunnen Plöger (P) und Diekwisch (D).
- Abb. 61 Regionales W–E–Profil durch die Deponie Bielefeld–Brake mit Grundwasserfließlinien, die mit dem Programm FLONET berechnet wurden. Siehe Abbildung 58 für die Lage des Profilschnittes. Die Geologie und die angenommenen relativen Permeabilitäten sind in der Tabelle 12 enthalten.
- Abb. 62 Digitales Geländemodell der weiteren Umgebung der Sonderabfalldeponie (SAD) Münchehagen mit Lage von artesischen Bohrungen an der Ils in der Nähe der SAD Münchehagen. A–B: Lage des geologischen Profilschnittes und des Grundwasserprofils. Blickpunkt von SE.
- Abb. 63 Digitales Geländemodell der weiteren Umgebung der Sonderabfalldeponie (SAD) Münchehagen. A–B: Lage des geologischen Profilschnittes und des Grundwasserprofils. Blickpunkt von SW.
- Abb. 64 Dörhöfer und Kilger (1984, Abb. 9) stellten die Situation an der SAD Münchehagen wie folgt dar (ohne Nennung der Lokalität):
- [a] natural hydrochemical layering in a groundwater body
- [b] coning under trenches that are being constantly dewatered
- Abb. 65 Hydraulische Konduktivität [m/s] an der SAD Münchehagen nach Dörhöfer und Kilger (1984, Abb.7; die Lokalität ist nicht identifiziert).
- Abb. 66 Grundwasserfließrichtungen, kontaminierte Bereiche und Abgrenzung der Überwachungszonen an der Deponie Münchehagen (Dörhöfer und Fritz, 1988, Abb. 1).
- Abb. 67 "Coning effect" von Salzwasser an der Deponie Münchehagen. Modifiziert nach Lüdeke (1987, Abbildung auf Seiten 242 und 243; Entwurf der Abbildung in Lüdeke durch das Niedersächsische Landesamt für Bodenforschung, Hannover).
- Abb. 68 Mittlere Durchlässigkeiten in Abhängigkeit von der Tiefe (Gronemeier et al., 1990, Abb. 5).
- Abb. 69 Typische vertikale Verteilung von Heads und elektrischen Leitfähigkeiten an der Deponie Münchehagen, Bohrung 226 (Gronemeier et al., 1990, Abb.7).

- Abb. 70 Geologisches Profil und Anordnung der Permeabilitätsblöcke entlang der Linie A–B in der Abbildung 64. Das geologische Profil wurde nach den Angaben von Jordan (1975) und Rohde (1992) entworfen. Es erstreckt sich von den Rehburger Bergen bis in die Schaumburger Kreidemulde.
- Abb. 71 Anordnung der Finiten Elemente für das numerische Modell Münchenhagen.
- Abb. 72 Rechenmodell Münchenhagen: Äquipotentiallinien und Fließlinien im geologischen Profil A–B.
- Abb. 73 Vergleich der Äquipotentiallinien und Fließlinien mit dem geologischen Profil.
- Abb. 74 Überhöhtes geologisches Profil mit Fließlinien. Überhöhung 5:1.
- Abb. 75 Stark überhöhtes topographisches Profil A–B mit schematischen Fließlinien und dem lokalen Grundwasserfließsystem an der SAD Münchenhagen. Überhöhung 30:1.
- Abb. 76 Bestimmung der angreifenden Kräfte und der Fließrichtungen von Frischwasser ($\rho = 1 \text{ g/cm}^3$) und Salzwasser ($\rho = 1.025 \text{ g/cm}^3$) in dem Discharge–Gebiet eines hydraulischen Potentialfeldes (vergleiche Abb. 9). Die graphische Bestimmung erfolgte nach Hubbert (1953, Abb. 16).
- Abb. 77 Ausbau einer Piezometergruppe mit Einzelpiezometern am Rande der Niederrheinischen Bucht. Die unterschiedlichen Wasserspiegel in den Bohrungen zeigen nach unten gerichtetes Fließen an. Die Kiesfüllungen sind nur wenig länger als die Filterstrecken, damit repräsentative Slugtests zur Bestimmung der Durchlässigkeiten durchgeführt werden können. Der Hohlraum zwischen den Rohren und der Bohrlochwand ist vollständig mit Bentonit verfüllt.
- Abb. 78 Geophysikalische Aufnahme des Bohrloches der Abbildung 77. Von links nach rechts: (1) Kaliber; (2) Gamma; (3) Eigenpotential; (4) Spezifischer elektrischer Widerstand; (5) Spezifischer Widerstand der Spülung. Messungen: R.W.Assauer und Partner GmbH
- Abb. 79 Messung der Abweichung des Bohrloches (Abb. 77) durch Horizontal- und Vertikalprojektion. Gesamtabweichung von der Lotrechten in 60 cm Tiefe: 1 cm. Messung: R.W.Assauer und Partner GmbH.

Liste der Tabellen

- Tab. 1 Liste und Erklärungen der benutzten physikalischen Symbole (Weyer, 1978, Tabelle 1).
- Tab. 2 Physikalische Felder in der Grundwasserdynamik (Weyer, 1978, Tabelle 2).
- Tab. 3 Permeabilitäten in Abhängigkeit von der Schreibweise des Darcy'schen Gesetzes (Weyer, 1977, Tabelle 3).
- Tab. 4 Dichte ρ und dynamische Viskosität μ reinen Wassers in Abhängigkeit von der Temperatur.
- Tab. 5 Umrechnungsfaktoren für unterschiedliche Durchlässigkeitseinheiten britischer, amerikanischer und metrischer Maßsysteme bezogen auf ein Wasser der Dichte $\rho = 1 \text{ g/cm}^3$ und der dynamischen Viskosität $\mu = 1$ centipoise.
- Tab. 6 Erklärung der benutzten hydrodynamischen Zeichen.
- Tab. 7 Geologie und Durchlässigkeit der Gesteine im Bereich der Dorstener Kreidemulde.
- Tab. 8 Geologie und Durchlässigkeit der Gesteine im Bereich der Senne bei Bielefeld.
- Tab. 9 Head-Differenzen zwischen den Bestimmungen im Sandmodell und den Bestimmungen im numerischen Modell
- Tab. 10 Piezometerausbau der untersuchten Piezometergruppen an der Deponie Bielefeld-Brake.
- Tab. 11 Koordinaten, Bohrlochtiefe, Geologie und Wasserstände der untersuchten Piezometergruppen an der Deponie Brake (vergl. Abb. 52 und 53).
- Tab. 12 Lithologische Zusammensetzung der mesozoischen Gesteine und erste Abschätzung der relativen Permeabilitäten im Bereich der Deponie Brake und des Jölletals (Höhe der Oberkanten schematisch abgeschätzt).
- Tab. 13 pH-Werte des Grundwassers im Bereich der Schlammdeponie Brake.
- Tab. 14 Geologie und angenommene Durchlässigkeiten der Gesteine im Bereich Mönchshagen (2 Seiten).

Tab. 15 Vergleich von Durchlässigkeiten an den Piezometern 2 und 3 der Abbildung 77. Während der Slugtests wurden die Wasserstände in den Piezometern mittels Dataloggern registriert und mittels der drei angegebenen Programme ausgewertet.

Anhang 1: Photographische Abbildungen

Konstruktion des Sandmodells

Photo 1 Gesamtansicht des Sandmodells für Grundwasserfließen und Stofftransport. Die Ausmaße des Modells sind etwa 49 * 28 cm. Das hydraulische Headgefälle von dem Recharge-Gebiet zu dem Discharge-Gebiet beträgt etwa 10 cm. Im Modell befindet sich das Recharge-Gebiet auf der rechten Seite; links befindet sich das Discharge-Gebiet in einem Bach. Die geschätzten, relativen Durchlässigkeiten der Schluff-, Sand- und Kieslagen des Modells sind in der Abbildung 34 A dargestellt. Die weiße Lage stellt einen Aquitard dar. Nach gängiger Vorstellung ist der darunterliegende Aquifer gespannt, der darüberliegende ungespannt. Vom Gesichtspunkt der Grundwasserfließsysteme sind diese Bezeichnungen unnötig.

Im Modell sind 7 Piezometer installiert, die am Rohrende offen sind. Die im unteren Teil der Piezometer befindliche Watte verhindert das Einfließen von Sand. Die Piezometer sind von rechts nach links numeriert. In der Mitte des Modells liegt ein Teich. Unter dem Piezometer 4 befindet sich eine Altlast und hinter dem Piezometer 4 eine Pumpe, die das Wasser aus dem Haltetank wieder zum Recharge-Gebiet hochpumpt.

Photo 2 Seitenansicht des Sandmodells mit geologischem Profil (Dicke 2.5 cm) und Umwälzpumpe. Die Umwälzpumpe hält einen konstanten Grundwasserstrom aufrecht.

Versuch 1

Photo 3 Einleiten eines gelösten Farbstoffes in den Piezometer 4, um die Wanderung von gelöstem Schadstoff von einer Altlast entlang der Fließlinien zum Discharge-Gebiet zu verdeutlichen.

Photo 4 Wanderung und Ausbildung der Schadstoff-Fahne; der Bach auf der linken Seite ist noch frei von Farbstoff (Schadstoff).

Photo 5 Die Fahne hat den Bach erreicht. Entlang des Piezometers 6 hat bevorzugtes Fließen durch eine höher permeable Auflockerungszone im Kies und Sand die Fahne verbreitert. Zwischen Piezometer 7 und dem Bach bewegt sich die Fahne im mittleren und hinteren Teil des geologischen Schnittes. Eine unbeabsichtigte Einwanderung von Sand in den Porenraum des Kieses hat unter dem Bach zu einer starken Verringerung der Durchlässigkeit der vormals höher-permeablen Zone geführt. Das bewirkt, daß die Fahne frühzeitig aufwärts und dann seitwärts zum Bach wandert.

Versuch 2

- Photo 6 Nach unten gerichtete Ausbreitung einer Schadstoff-Fahne nach Einleiten in den Piezometer 3. Das gefärbte Wasser hat die gleiche Dichte wie das ungefärbte.
- Photo 7 Umbiegen der Fahne nach Erreichen einer höher durchlässigen Lage des ungespannten Aquifers.
- Photo 8 Wanderung der Fahne innerhalb der höher durchlässigen Lage des "Quartär-Aquifers".
- Photo 9 Die Fahne hat den Bach erreicht. Eine hochpermeable Zone entlang des Piezometers 7 hat die Fließrichtung frühzeitig nach oben gelenkt.

Versuch 3

- Photo 10 Einleiten der Verschmutzung an der Oberfläche im Bereich des Piezometers 1.
- Photo 11 Senkrecht nach unten Wandern der Schadstoff-Fahne entlang den Fließlinien.
- Photo 12 Einbiegung der Fahne in den 'gespannten' Aquifer.
- Photo 13 Weitere Wanderung der Fahne durch den 'gespannten' Aquifer. Piezometer 7 ist artesisch und zeigt den Beginn der Migration verschmutzten Wassers durch den Piezometer in den Bach an.
- Photo 14 Die Fahne fließt aufwärts zum Discharge-Gebiet, hat aber die Bachsohle noch nicht erreicht. Die Verschmutzung im Bach stammt alleine aus dem artesischen Piezometer Nummer 7.
- Photo 15 Nahaufnahme des artesischen Piezometers und der nach oben wandernden Schadstoff-Fahne. Die Fahne erreicht den Bach durch die Bachsohle. Das Head in dem Piezometer 7 ist mehr als 4 cm höher als der Wasserspiegel in dem Bach (Head in Sand und Kies an der Bachsohle). Die Differenz der beiden Heads ist ein Maß für den Energiebetrag, der für das Fließen von der unteren Öffnung des Piezometers 7 bis zur Bachsohle benötigt wird.

Wasserstände in Piezometern im Recharge-Gebiet (Fließrichtung nach unten)

Photo 16 Nahaufnahme der Wasserstände in den Piezometern 1–3 (Recharge-Gebiet). Das Wasser in den Piezometern 1–3 wurde angefärbt, damit die Wasserstände deutlich werden. Der Grundwasserspiegel ist nahe des oberen Randes des Modells in der Höhe des Nullpunktes des angeklebten Maßstabes. Der Wasserstand in dem Piezometer 3 ist 2.6 cm unter dem Grundwasserspiegel. Damit ist bei dem nach unten gerichteten Fließen in dem anstehenden feineren Sand auf 6 cm Länge das energetische Äquivalent von 2.6 cm Wassersäule benötigt worden. Die Wasserstände in den Piezometern 2 und 1 sind 4.1 cm und 4.3 cm unter dem Grundwasserspiegel. Das bedeutet, daß das abwärtsgerichtete Fließen im Bereich des Piezometers 2 bis zu seinem Einlaß in 13 cm Tiefe unter dem Grundwasserspiegel das energetische Äquivalent von 4.1 cm Wassersäule benötigt. Die entsprechenden Werte für den Piezometer 1 sind ein energetisches Äquivalent von 4.3 cm Wassersäule bei einer Tiefe des Piezometers von 25 cm. Der etwa gleiche Energieverbrauch für das Fließen bis zu den unterschiedlich tiefen Einlässen der Piezometer 1 und 2 wird durch die viel höhere Durchlässigkeit entlang des Piezometers 1 verursacht.

Zusammenfassung

Der Fließvorgang des Grundwassers ist der hauptsächliche Antrieb für die Ausbreitung von gelösten Schadstoffen im Untergrund. Traditionellerweise wurde das Fließverhalten des Grundwassers durch die Gleichungssysteme der Kontinuitätsmechanik energetisch beschrieben. Trotz deren oft erwiesener Nützlichkeit entsprechen die Kraftfelder der Kontinuitätsmechanik (Energy/Volumen) nicht den tatsächlichen physikalischen Vorgängen. Hubberts (1940) Theorie der Kräftepotentiale (Energie/Masse) stellt jedoch die grundwasserdynamischen Zusammenhänge physikalisch folgerichtig dar.

In den 60er Jahren wurde aus Hubberts Potentialtheorie die Theorie der Grundwasserfließsysteme entwickelt, und zwar aus Geländeuntersuchungen und aus Untersuchungen an mathematischen Modellen. In den Grundwasserfließsystemen verlaufen die Fließlinien gekrümmt von den höher gelegenen Recharge-Gebieten zu den tiefer gelegenen Discharge-Gebieten und können dabei große Tiefen erreichen. Ein Teil der Fließlinien verläuft gegen die bestehenden Druckgradienten. Die Existenz und Ausbildung der Grundwasserfließsysteme kontrolliert und bestimmt die Ausbreitung von Schadstoff-Fahnen im Untergrund.

In dem vorliegenden Bericht werden die physikalischen Grundlagen der Hubbertschen Kraft-Potential-Theorie dargestellt und deren Konsequenzen für das Fließen von Grundwasser. Die Ergebnisse von Geländeuntersuchungen und von mathematischen Modellrechnungen führte zur Formulierung der Grundwasserfließsysteme. Eine Anzahl europäischer Beispiele dokumentieren, wie die Existenz großräumiger Fließsysteme im Gelände gemessen werden kann. Die Ausdehnung von Grundwasserfließsystemen kann sich von weniger als einem Meter bis zu mehreren hundert Kilometern erstrecken.

Ein Grundwasserfließsystem in einem physikalischen Sandmodell von 0.5 m Länge verdeutlicht durch gefärbtes Wasser die Grundwasserfließvorgänge und die daran gekoppelten Transportvorgänge von Schadstoff. Das physikalische Fließmodell wurde mit gutem Erfolg in einem mathematischen Modell simuliert.

Die Anwendung neu entwickelter Untersuchungsmethoden führte an den beiden bekannten Deponien Bielefeld-Brake und Münchehagen zu neuartigen Ergebnissen. An der Deponie Brake zum Beispiel fließt das Grundwasser an der Deponie fast senkrecht nach unten durch den Lias-Ton und nicht lateral entlang der Grundwasseroberfläche, wie für die Sanierung angenommen wurde. An der Deponie Münchehagen verursacht die regionale Grundwasserdynamik ein Aufwärtsfließen von Salzwasser. Dadurch wird dort die Ausbreitung von Schadstoff-Fahnen in größere Tiefe verhindert. Die Vorgänge an den beiden Deponien wurden stellvertretend für alle Formen von Verschmutzungen des Grundwassers, wie z.B. Altlasten und neue Verschmutzungsherde beschrieben.

Das Fundament grundwasserdynamischer Untersuchungen ist die Installation von geeigneten Piezometern. Solche Piezometerkonstruktionen werden deswegen detailliert be-

schrieben. Grundwasserdynamische Untersuchungen helfen deutlich Kosten zu sparen, bei hydrochemischen Untersuchungen sowie bei Sanierungen von Schadstoffherden und -Fahnen

Vorwort

Eine neue wissenschaftliche Wahrheit pflegt sich nicht in der Weise durchzusetzen, daß ihre Gegner überzeugt werden und sich als belehrt erklären, sondern vielmehr dadurch, daß die Gegner allmählich aussterben und daß die heranwachsende Generation von vornherein mit der Wahrheit vertraut gemacht wird.

Max Planck,
Wissenschaftliche Selbstbiographie.

Grundwasserfließen gibt Vielen Rätsel auf. Wegen der Fülle der sich widersprechenden Informationen ist es sehr zeitraubend, sich ein unabhängiges Urteil zu bilden. Eine eigenständige Einsicht in die physikalischen Zusammenhänge ist nur schwer zu gewinnen. Man ist von den Aussagen derjenigen abhängig, die das entsprechende Wissen kraft ihres Amtes haben.

In jeder Wissenschaft erfolgt die Entwicklung in Zyklen. Nach Aufstellung eines neuen Paradigmas werden während der Anwendung des neuen Paradigmas (der neuen wissenschaftlichen Wahrheit) mehr und mehr Anomalien entdeckt. Der Versuch, diese Anomalien aufzulösen, führt dann schließlich zu einer wissenschaftlichen Revolution (Anhang 2: Glossarium) und zur Aufstellung eines neuen Paradigmas, welches der normalen Wissenschaft als neuer Leitfaden dient.

Die Publikation von Hubbert's "Theory of Ground–Water Motion" war solch eine wissenschaftliche Revolution. Hubbert entwickelte die Potentialtheorie des Grundwasserfließens aus zwei Gründen, nämlich wissenschaftlicher Neugierde und Ignoranz (Hubbert, 1969, S.10). Als er diese Arbeit 1936 im ersten Entwurf schrieb, hatte er keine vorherige Erfahrung oder Ausbildung in Grundwasser–Hydrologie. Hubbert war Geophysiker und wendete aus wissenschaftlicher Neugierde das Prinzip des Ohm'schen Gesetzes auf das Grundwasserfließen an. Nachdem er so 1936 die Potentialtheorie des Grundwasserfließens in Grundzügen ausgearbeitet hatte, nahm er an, daß diese Theorie weit bekannt sein müsse und von allen Praktikern angewendet würde, die sich mit Grundwasser im Gelände und im Labor (z.B. in der Öl–Industrie) beschäftigten. Nachdem es Hubbert aus Anlaß der Kontroverse über den Florida–Ship–Canal (Hubbert, 1969, S.14) klar wurde, daß das nicht der Fall war, publizierte er im Jahre 1940 seine in der Zwischenzeit berühmte Veröffentlichung "The Theory of Ground–Water Motion".

Die Reaktion von Grundwasser–Experten und Petroleum–Reservoir–Ingenieuren war damals hauptsächlich negativ. Während der ersten 10 Jahre übte die Veröffentlichung fast keinen Einfluß auf die Fachwelt aus. Erst nachdem Hubbert 1945 Direktor eines Forschungsinstitutes der Öl–Firma Shell in Houston wurde, wurde seine Theorie an Hand von hydrodynamischen Phänomenen in Ölfeldern getestet und dann, in einem gewissen Maße, bei der Suche nach hydrodynamischen Erdölfällen angewendet.

Auf dem Gebiet des Grundwassers waren die Reaktionen innerhalb des United States Geological Survey [USGS] und in ganz Nordamerika eher negativ, da Hubbert's Potential-Theorie des Grundwasserfließens der weit akzeptierten Abhandlung von O.E.Meinzer (1923) widersprach. Mir ist nicht bekannt und ich bezweifle, daß Hubbert's Publikation positive Reaktionen im Kreise der Grundwasser-Experten in Europa oder Asien verursachte.

Die spätere Akzeptanz der Hubbert'schen Potential-Theorie unter den kanadischen Hydrogeologen war wiederum mit Ignoranz und wissenschaftlicher Neugierde verbunden. Als Ende der 50er Jahre einer kleinen Gruppe von Ingenieurgeologen in der kanadischen Provinz Alberta die Aufgabe gegeben wurde, die Hydrogeologie von Alberta zu erforschen, fanden sie in den verfügbaren Unterlagen hydrodynamische Aufzeichnungen aus dem Turner-Valley Ölfeld, das südwestlich von Calgary gelegen ist. Die vorgefundenen Unterlagen zeigten, wie in Schappe-Bohrungen (ohne Wasserzirkulation) die Wasserspiegel unter Hügeln mit dem Bohrfortschritt fielen, wie sie unter Tälern mit steigender Bohrtiefe anstiegen, und wie die Wasserstände in Bereichen zwischen den Hügeln und Tälern gleichblieben. Zudem war den jungen Geologen aufgefallen, daß die Existenz von mehreren hunderttausend kleinen zuflußlosen Seen und Teichen in der kanadischen Prärie schlecht zu erklären war, da ein großer Teil des Gebietes semiarid ist.

Der Gruppe stand genügend Geld zur Verfügung, bekannte Wissenschaftler einzuladen und diese Wissenschaftler um die Erklärung dieser Phänomene zu bitten. Innerhalb der Provinz Alberta gab es damals keine etablierten Hydrogeologen, die vorgefertigte Schulmeinungen hätten zum Tragen bringen können. Keiner der eingeladenen Experten war im Stande, die beobachteten Anormalitäten zur Zufriedenheit der Gruppe zu erklären. Der Leiter der Gruppe nahm regelmäßig an Seminaren des USGS in Washington teil. Dort wurde Hubbert's Arbeit als eine Kuriosität vorgestellt und diskutiert. Durch diesen Zufall wurde Hubbert's Potentialtheorie der Gruppe in Alberta bekannt. Hubbert's Potentialtheorie erklärte das Verhalten der Wasserspiegel (Heads) unter den Hügeln (Recharge-Gebiet), unter den Tälern (Discharge-Gebiet) und in den dazwischenliegenden Bereichen. Damit war das 'anomale' Verhalten der Wasserspiegel in den Bohrungen des Turner-Valley erklärt. Die Bohrungen gelangten mit größerer Tiefe jeweils in Bereiche geringerer (Hügel) oder höherer (Täler) Potentiale. Die kleinen Seen und Teiche ohne überirdischen Zufluß werden durch Grundwasser von den umliegenden Recharge-Gebieten gespeist.

Aus derselben Gruppe in Alberta kamen dann die grundlegenden Arbeiten über Grundwasserfließsysteme von Tóth (1962, 1963) und Freeze und Witherspoon (1966, 1967, 1968). Die ersten europäischen Referenzen zu Grundwasserfließsystemen waren die von Kiraly (1970), Haefeli (1970) und Weyer (1972 a,b, 1973). Ergebnisse einer Untersuchung über Trockenwetterabfluß der Bäche in verschiedenen geologischen Bereichen in Deutschland wiesen damals auf die Existenz von Grundwasserfließsystemen hin (Weyer, 1972 a,b). Die deutsche Forschungsgemeinschaft (DFG) finanzierte dann 1972/73 ein Forschungsstipendium, das mir, zusammen mit Mitteln der kanadischen Bundesregierung, erlaubte, die Anwendung von Grundwasserfließsystemen in verschiedenen Teilen Kanadas kennenzulernen. Daraus erstanden zwei Publikationen

über die Anwendung von Grundwasserfließsystemen im deutschen Schrifttum, die aber beide kaum Reaktionen in der Fachwelt erzeugten (Weyer, 1973; Bruggey und Weyer, 1972). Augenscheinlich war die Zeit damals noch nicht reif für die Anwendung der Grundwasserfließsysteme in Deutschland.

Es freut mich, daß sich jetzt die Gelegenheit ergeben hat, das Wissen um Grundwasserfließsysteme in deutscher Sprache zusammenzustellen. Dies gibt mir die Möglichkeit, mich für die Förderung zu bedanken, die ich Anfang der 70er Jahre von der Deutschen Forschungsgemeinschaft erhalten habe.

Danksagungen

Für die vorliegende Arbeit bin ich vielen Kollegen zum Dank verpflichtet. Am Anfang möchte ich Dr. Manfred Dümmer aus Bielefeld nennen, der sich als erster von der Existenz der Grundwasserfließsysteme soweit überzeugen ließ, daß er mir Gelegenheit gab, die vorhandenen Daten der Deponie Brake grundwasserdynamisch zu überarbeiten. Er war der erste Zuhörer, der den Mut hatte, das Gehörte in die Tat umzusetzen, obwohl es vielem widersprach, was gemeinhin als gültig angenommen wurde.

Als nächstes wäre Dr. Friederich Schwille zu nennen, der mich mehrmals aufforderte, eine Zusammenfassung der Theorie der Grundwasserfließsysteme in deutscher Sprache zu schreiben. Zusammen mit Dr. Benedikt Toussaint und Dipl.-Geol. Christian Vorreyer hat er dann 1990 bei der Tagung in Calgary über "Subsurface Contamination by Immiscible Fluids" (Weyer, 1992) erlebt, daß die Arbeit mit Grundwasserfließsystemen Teil der normalen hydrogeologischen Wissenschaft in Nordamerika geworden ist. Dr. Benedikt Toussaint und Dipl.-Geol. Christian Vorreyer haben die Anwendung der Theorie der Grundwasserfließsysteme in ihren jeweiligen Einflüßbereichen weiter gefördert, sodaß es schließlich zu dem Vertrag mit dem Umweltbundesamt in Berlin kam, aus dem dieser Bericht erstanden ist. Herrn Dr. Hans Werner Möller vom Umweltbundesamt danke ich für Unterstützung in der Durchführung der Untersuchungen.

Professor Dr. Emil Frind von der Universität Waterloo und Nilson Guiguer von Waterloo Hydrogeologic Software danke ich für eine spezielle Version des Programmes FLONET, die wesentlich größere Fließfelder berechnen kann, als die Normalversion. Wir haben damals erstmalig das Programm FLONET zur Berechnung von Grundwasserfließen in Ölfeldern in Alberta im Maßstab von 20 – 30 km benutzt. Die Ergebnisse wurden dankenswerter Weise mit Emil Frind und Nilson Guiguer auf ihre Aussagekraft diskutiert. Die damaligen Berechnungen bereiteten die in diesem Bericht enthaltenen Berechnungen vor.

Dr. Dörhöfer und Dipl.-Geol. Joachim Fritz vom Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung diskutierten mit mir allgemeine Punkte ihrer Arbeiten in Mönchengladbach. Dipl.-Ing. Günter Stute von den Stadtwerken Bielefeld stellte ein geologisches Profil und eine Lagekarte für den Bereich der tiefen Grundwässer in der Senne zur Verfügung. Es sollte mich freuen, wenn die in diesem Bericht enthaltenen Berechnungen des Grundwasserfließens für die Stadtwerke nützlich wären.

Die Herren Dipl.-Geol. Bert Jäger vom Geologischen Landesamt in Krefeld, Dr. Diethard E. Meyer von der Universität/Gesamthochschule Essen und Dr. Hans Georg Meiners aus Aachen waren sehr behilflich bei der Beschaffung von Literatur, Karten und Daten aus Nordrhein-Westfalen. Kommentare und Vorschläge von Dr. Diethard E. Meyer aus Essen und Dipl.-Geol. Keppner und Dipl.-Geol. Christian Vorreyer vom BMU in Bonn halfen, den Bericht zu verbessern.

Dank steht auch allen meinen Mitarbeitern zu: Torsten Geldsetzer für Berechnungen mit FLONET und die Erstellung von Digitalen Geländemodellen, Dr. David van Everdingen

für Berechnungen mit FLONET und photographische Arbeiten mit dem Sandmodell, Daren Stebner für die Ausführung von Digitalen Geländemodellen, Abbildungen und Tabellen., Dave Adams für Literaturbeschaffung, Dr. Annemone Altbäumer und Waltraud Weyer für Korrekturlesen.

1. Einleitung und Problemstellung

Der Grundwasserschutz und die Altlastensanierung sind wichtige Anliegen moderner Industriegesellschaften. Die derzeit in Deutschland angewandten Methoden zur Untersuchung, Beurteilung und Sanierung von Grundwasserverunreinigungen berücksichtigen meist nicht zufriedenstellend die gegenwärtigen Kenntnisse über gravitatives Grundwasserfließen. Sie gehen stattdessen oft davon aus, daß Grundwasser lateral in die Richtung des Gefälles der Grundwasseroberfläche und in die Richtung der Druckgradienten fließt. Die Untersuchungen über Grundwasserfließsysteme zeigen aber, daß dies meist nicht zutrifft.

Zur sachgerechten Beurteilung des Transportes von gelösten Schadstoffen im Grundwasser ist es nötig, daß einige der bestehenden Ansichten über die Physik des Grundwasserfließens revidiert werden. Es gilt,

- (1) das Grundwasser fließt im allgemeinen nicht in die Richtung des Druckgradienten,
- (2) das Grundwasser fließt im allgemeinen nicht parallel zur Grundwasseroberfläche (Grundwasserspiegel) und
- (3) das Grundwasser fließt in signifikanten Mengen im Gelände durch Ton und andere niedrig-durchlässige Lagen.

Die Fließrichtung des Grundwassers bestimmt die Migrationspfade für alle Stoffe, die im Grundwasser gelöst sind, einschließlich der Schadstoffe. Bislang wurden die grundwasserbezogenen Kriterien zur Auswahl von Deponiestandorten oft nur auf die Durchlässigkeit des unterliegenden Materials begrenzt. Die Kriterien berücksichtigen nicht die dreidimensionalen Fließrichtungen des Grundwassers.

Der Transport gelöster Schadstoffe erfolgt im Grundwasser aber hauptsächlich durch den hydrodynamischen Fließvorgang des Grundwassers selbst. Darin liegt begründet, warum hydrodynamische Untersuchungen die Grundlage jeder Untersuchung von Schadensfällen im Grundwasser sein sollten. Solche Untersuchungen wurden in der Vergangenheit oft ohne genügende Berücksichtigung der Grundwasserfließrichtungen am Schadensort durchgeführt. Meist wurden nur die obligaten drei Piezometer installiert, ein Piezometer oberhalb und zwei Piezometer unterhalb der Verdachtsfläche, bezogen auf das Gefälle der Grundwasseroberfläche. Das führt meist zu Fehleinschätzungen der an Schadensorten existierenden Migrationswege für Verschmutzungen. Außerdem besteht die Tendenz, die Durchlässigkeit des Untergrundes zu niedrig anzunehmen. Die beschriebenen Umstände werden in diesem Bericht besonders an den Beispielen der bekannten Deponien Bielefeld-Brake und Münchehagen dokumentiert.

An der Deponie Brake zeigt nach landläufiger Ansicht der Gradient der Grundwasseroberfläche ein ziemlich starkes Grundwasserfließen von der Deponie parallel zu der Gefällsrichtung des Grundwasserspiegels lateral (seitlich) in die Umgebung. Trotzdem hatte man bei Untersuchungen keine nennenswerte Verschmutzungsfahne in der so

angenommenen Fließrichtung des Grundwassers gefunden. Man hatte aber auch keinen Mechanismus gefunden, der die Schadstoffe an einer Migration im Grundwasser hindern würde. In einer solchen Situation ist man versucht, die "Tatsachen" für sich sprechen zu lassen: die Schadstoff-Fahne wird durch unbekannte, hilfreiche Mechanismen nahe der Quelle immobilisiert. Ein Bearbeiter der Deponie Brake kam zu dem Schluß:

"Im Deponiekörper ist aufgrund der Industrieschlämme (Schwermetalle) ein latentes Gefährdungspotential vorhanden, das allerdings bis jetzt das Grundwasser nicht erkennbar gefährdet hat."

Weiter unten wird gezeigt, daß das Grundwasserfließen im Bereich der Deponie Brake von der Grundwasseroberfläche nach unten in den Grundwasserkörper gerichtet ist. Die vorhandenen und seitlich der Deponie gelegenen Piezometer wurden nicht in der nach unten wegziehenden Schadstoff-Fahne installiert. Daher wurde auch keine Schadstoff-Fahne registriert. Die Deponie Brake befindet sich hydraulisch in einem regionalen Recharge-Gebiet.

Der vorliegende Bericht betont den starken Einfluß von Grundwasserfließsystemen auf den Stofftransport im Untergrund. Es werden Methoden zur Untersuchung von Grundwasserfließsystemen und Schadstoff-Fahnen erläutert und an praktischen Beispielen demonstriert. Der Bericht leistet damit einen Beitrag zum Grundwasserschutz und zur Lösung der Altlastenproblematik.

2. Grundwasserverunreinigungen

2.1 Typen der Grundwasserverunreinigungen

Die vorliegende Abhandlung beschränkt sich auf den Teil der beeinflussenden natürlichen Prozesse, die den Transport gelösten Materials durch das gerichtete Fließen des Grundwassers beinhalten. Grundwasserdynamik wird nur insofern auf den Transport von Schadstoffen angewendet, als es gilt, die Richtung der Wanderung der Schadstoffe im Untergrund zu bestimmen. Die Wanderungsrichtung von Schadstoffen ist der wichtigste Faktor in der Untersuchung und Sanierung von Schadstoff-Fahnen im Untergrund. Die Fließgeschwindigkeit und die Menge an fließendem Grundwasser werden der Übersichtlichkeit halber nicht speziell behandelt. Deren theoretische Behandlung ist im Rahmen der Potentialtheorie unproblematisch. Der Verständlichkeit halber werden hier auch nicht sekundäre Prozessen wie Dispersion und Retardation angesprochen, die die Grundwassertransportrichtungen nicht grundsätzlich modifizieren.

Boden- und Grundwasserverunreinigung sind in dicht besiedelten und industrialisierten Ländern weit verbreitet. Gelöste Schadstoffe werden flächenhaft (Düngung) oder mehr punktförmig in engeren Bereichen (Industrieanlagen, Altlasten, Deponien, usw.) in den Untergrund eingetragen. Vom Eintragungsort wandern die Schadstoffe normalerweise weiter in den Untergrund, angetrieben von dem Motor der Gravitation. Die Schadstoffe können unter bestimmten Umständen im Untergrund zurückgehalten werden oder durch chemische oder biologische Aktivitäten verändert und abgebaut werden.

Neben dem direkten Eintrag gelöster Schadstoffe existieren noch weitere wichtige Quellen für gelöste Schadstoffe im Boden und Grundwasser, nämlich der Eintrag von Ölen und Halogen-Kohlenwasserstoffen in den Untergrund. Diese Flüssigkeiten geben lösliche Teile an das vorbeifließende Sicker- und Grundwasser ab.

Öle und halogenierte Kohlenwasserstoffe sind nicht-mischbare Flüssigkeiten. Sie fließen in eigener Phase im Boden und im Grundwasser. Sind die Kohlenwasserstoffe leichter als Wasser, so "schwimmen" sie auf dem Wasser und werden im deutschen Sprachgebrauch hauptsächlich als Mineralöle bezeichnet, während im amerikanischen eine Vielzahl von Ausdrücken gebräuchlich ist, wie zum Beispiel mineral oil, LNAPL (light non-aqueous phase liquid) und floater. Sind die nicht-mischbaren Kohlenwasserstoffe schwerer als Wasser, so sinken sie durch das Grundwassersystem abwärts, bis sie durch eine sehr niedrig-durchlässige Schicht zeitweilig oder permanent aufgehalten werden. Im deutschen Sprachgebrauch werden diese Flüssigkeiten halogenierte Kohlenwasserstoffe, Chlorkohlenwasserstoffe oder CKWs genannt, während sich im amerikanischen Ausdrücke wie halogenated hydrocarbons, DNAPL (dense non-aqueous phase liquids) und sinker eingebürgert haben.

Das prinzipielle Verhalten all dieser Stoffe ist an der Bundesanstalt für Gewässerkunde von Friederich Schwille und seinen Mitarbeitern grundlegend untersucht und dokumentiert worden (Schwille, 1971, 1975, 1981, 1982, 1984, 1988; Schwille und Ubell, 1982; Arbeitsgruppe 'Wasser und Mineralöl', 1985). Das Prinzip der Wanderung nicht-

mischbarer Flüssigkeiten im Untergrund wird in den Abbildungen 1 (Mineralöl) und 2 (Chlorkohlenwasserstoffe) dargestellt.

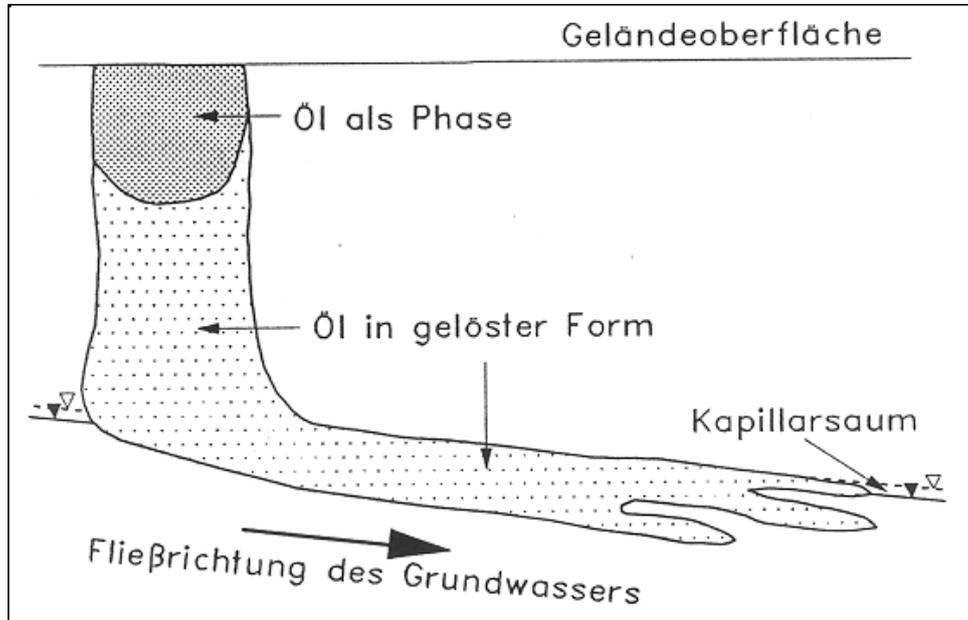


Abb. 1 Schematische Darstellung der Ausbreitung von Öl bei geringer Infiltrationsmenge (Arbeitsgruppe 'Wasser und Mineralöl', 1985, S.42).

Die Abbildung 1 zeigt den Eintrag einer geringen Menge Mineralöl in die hydraulisch ungesättigte Zone des Untergrundes, wo sie als Residualphase im Boden festgehalten wurde. Eine Fahne gelöster Kohlenwasserstoffe wandert im Sickerwasser von der Residualphase nach unten in den Grundwasserkörper und fließt unter den im untersuchten Modell vorherrschenden Bedingungen entlang der Grundwasseroberfläche nach rechts ab.

Die Abbildung 1 stammt von Versuchen Dr. Schwilles, bei der der Versuchsaufbau so gewählt wurde, daß ein konstantes Potential Φ_l über die ganze linke Seite des Modells angelegt wurde und ebenfalls ein konstantes, aber kleineres Potential Φ_r an der rechten Seite des Modells angelegt wurde. Das ist der Grund, warum die Stromlinien in diesem Modell parallel zur Grundwasseroberfläche fließen. Es ist ein künstlicher Sonderfall eines Sandmodelles, bei denen ein konstantes Potential an der Oberstrom-Seite und Unterstrom-Seite laterales Fließen parallel zur Grundwasseroberfläche herbeiführen.

Abbildung 2 zeigt einen Eintrag von Chlorkohlenwasserstoffen (oV= organische Verbindungen) in den Untergrund, verschiedene Verschmutzungspfade und ein schematisches Grundwasserfließsystem, das gelöste CKW's transportiert. Bei Eintrag

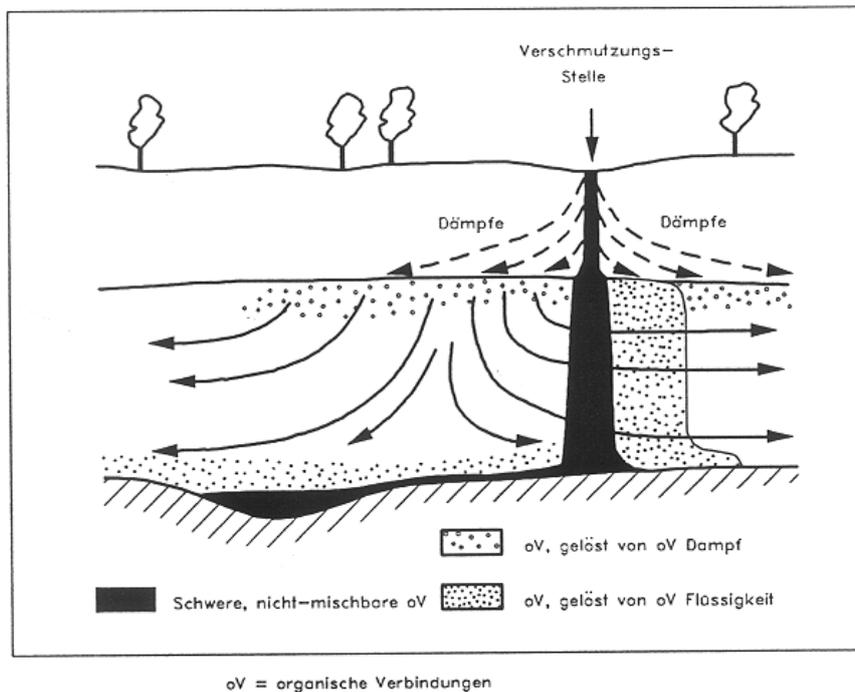


Abb. 2 Vereinfachtes schematisiertes Diagramm des Dreiphasenflusses nicht-mischbarer schwerer Flüssigkeiten, leichtflüssiger organischer Komponenten (oV) und im Grundwasser gelöster Bestandteile (Weyer, 1987). Durchgehende Pfeile = Fließlinien des Grundwassers; gestrichelte Pfeile = Fließlinien der Dämpfe.

von CKW's in den Untergrund können Schadstoffe im Sickerwasserbereich und innerhalb des Grundwasserkörpers gelöst werden. Gelöste Schadstoffe können auch durch den Kontakt mit den schweren Dämpfen in das Sicker- und Grundwasser gelangen (Abb. 2). Entlang der Phasengrenze von CKW-Körpern treten gelöste Schadstoffe direkt in Sicker- und Grundwasser über. Von dort wandern diese Schadstoffe entlang der Fließlinien von Grundwasserfließsystemen.

Kennt man die Ausbildung der Fließlinien eines Grundwasserfließsystems so kann man oft von dem Auftretungsort der Schadstoffe Rückschlüsse auf den Ursprungsort und den eventuellen Verursacher treffen. Der vorliegende Bericht beschäftigt sich im Detail mit der grundwasserdynamisch bedingten Wanderung von gelösten Schadstoffen im Untergrund. Es wird gezeigt, wie Grundwasserfließsysteme die Fortbewegungsrichtung gelöster Schadstoffe im Untergrund bestimmen.

2.2 Die bisherige Anwendung von Grundwasserfließsystemen in Deutschland

Die Kenntnis der Grundwasserfließsysteme wurde 1972 durch die Dissertation von Weyer (1972 a) in die deutsche Literatur eingeführt. Die Arbeit wurde im selben Jahr durch den Druck im Geologischen Jahrbuch (Weyer, 1972 b) einer größeren

Öffentlichkeit zugänglich. Im darauffolgenden Jahr wurden die Grundwasserfließsysteme in einer Publikation in den Deutschen Gewässerkundlichen Mitteilungen erörtert (Weyer, 1973).

1972 wurde von Weyer mit Hilfe eines Kollegen ebenfalls eine Anwendung der Grundwasserfließsysteme auf die Festlegung von Deponie-Standorten in einer damals bekannten Umweltzeitschrift publiziert (Bruggey und Weyer, 1972). Am Beispiel der grundwasserdynamischen Arbeiten von Kiraly (1970, 1972) in der Schweiz, wurde der Einfluß der Grundwasserfließsysteme auf die Fortbewegung von Schadstoffen im Untergrund dargestellt. Diese Arbeit führte dann zu einigen Reaktionen in Teilen der Abfallwirtschaft, hat aber letztlich nicht dazu geführt, daß die dargestellten grundwasserdynamischen Prinzipien in den Untersuchungs- und Entscheidungskatalog der Abfallwirtschaft aufgenommen wurden. Ebenfalls wurde nicht akzeptiert, daß Tonschichten eine relativ hohe Durchlässigkeit haben können. Dieser Fragenkomplex wird auch heute noch stark diskutiert.

Seit Anfang der 70er Jahre hat sich die Kenntnis der Grundwasserfließsysteme in Teilen der deutschen Literatur mehr oder weniger durchgesetzt, was die graphische Darstellung von möglichen Fließwegen und auch die Messungen von Wasserständen im Gelände angeht (Villinger, 1977; Leichtle, 1981; Mattheß und Ubell, 1983; DVWK, 1987; Heath, 1988 und andere). Die Beschäftigung mit den Grundwasserfließsystemen war in Bewegung geraten. Was fehlte, war eine zusammenfassende Darstellung der Prinzipien und ihre Übertragung auf Geländesituationen. Das galt, von Ausnahmen abgesehen, auch für die physikalische Anwendung der Grundwasserfließsysteme auf den Transport von Schadstoffen im Untergrund und die Rolle von niedrig durchlässigen Schichten im regionalen Grundwasserfließen.

In der Hydrogeologie gibt es aber immer noch Widerstände gegen die Anwendung der Grundwasserfließsysteme. Beispiele dafür finden sich in dem Lehrbuch von Hölting (1992a), das die Arbeiten von Hubbert (1940, 1957: Potentialtheorie), Tóth (1962, 1963) und die von Freeze and Witherspoon (1966, 1967, 1968) nicht berücksichtigt. Die Vernachlässigung der Potentialtheorie der Grundwasserfließsysteme kann dann zu Auffassungen führen, wie sie von Hölting (1992b, Abb.3; ebenfalls Abb.3 in diesem Bericht) dargestellt wurden. Das dort vorgestellte Konzept entspricht jedoch nicht den tatsächlichen Vorgängen in der Natur.

Im Kulturbauwesen wurden bei Untersuchungen über die Drainage von wassergefülltem Boden an Hand von vertikalen Hele-Shaw Modellen (Fließen im engen Zwischenraum zwischen durchsichtigen Platten) das typische nach unten durchgebogene Erscheinungsbild von Grundwasserfließen im Gravitationsfeld der Erde demonstriert (Günther, 1940; Zanker, 1960, Abb.26) und auch graphisch bestimmt und skizziert (Zanker, 1960, Abb.29; Breitenöder, 1960, Abb.5, 6 und 9). Berechnungen wurden mit Hilfe des Geschwindigkeitspotentials durchgeführt, das nur mathematisch definiert ist. Die obigen Ergebnisse der Grundwasserstudien innerhalb des Kulturbauwesen scheinen die Entwicklung der Hydrogeologie nicht sichtbar beeinflusst zu haben.

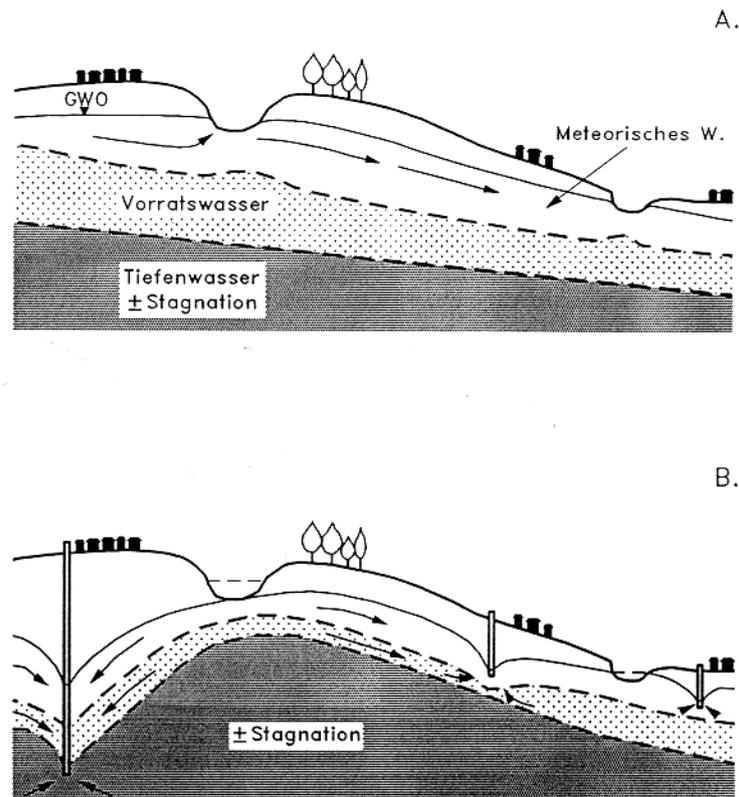


Abb. 3 Grundwasserbereiche und Grundwasserfließen in der oberen Erdkruste. A: natürlich, B: gestört (nach Hölting, 1992 b, Abb. 3).

2.3 Gebräuchliche Konzepte und Meßmethoden zur Untersuchung des Transportes von Schadstoffen

2.3.1 Bau von Piezometern

Traditionell werden Schadstoffuntersuchungen im Untergrund meistens auf die chemischen Inhaltsstoffe ausgerichtet. Dazu werden vorhandene Piezometer (Grundwassermeßstellen; früher: Grundwasserpegel) benutzt, oder neue Piezometeranlagen installiert. Die meisten dieser Piezometer sind über den ganzen oberen Quartär-Aquifer verfiltriert, da man der Ansicht war, dadurch Verschmutzungen über die gesamte Tiefe zu entdecken. Aus verschiedenen Gründen muß das aber nicht der Fall sein, da

- das Wasser nur aus dem Bereich der Pumpenaufhängung gezogen werden kann,
- an der Filterstrecke des Piezometers normalerweise Sand- und Kieslagen unterschiedlicher Durchlässigkeit anstehen und dann das Wasser vorwiegend aus

der am höchsten durchlässigen Lage gezogen werden kann (Unterschiede in der Durchlässigkeit von einem Faktor < 5 können das schon bewirken),

- das Potential an der Grundwasseroberfläche entweder höher oder niedriger ist als das Potential am Boden des Filters; dadurch werden nach unten oder nach oben gerichtete Strömungen im Brunnen erzeugt; diese Strömungen können sowohl das Eintreten von Verschmutzungen in den Brunnen verhindern, als auch eine im Bereich des höheren Potentials befindliche Verschmutzung in nicht verschmutzte Bereiche des Aquifers transportieren; das oft geforderte Pumpen von drei Volumen des Piezometers an Wasser wird dann in aller Regel auch nicht helfen repräsentative Proben zu ziehen,
- die Tiefe der Verschmutzungsfahne und der Grad der Verschmutzung schlecht festzulegen sind, wenn dem Piezometer gleichzeitig Wasser aus verschiedenen Tiefen zufließt.

Allgemein kann gesagt werden, daß Brunnen und Piezometer für chemische und hydraulische Messungen ungeeignet sind, wenn in diesen Brunnen oder Piezometern Vertikalströmungen auftreten. Brunnen und Piezometeranlagen dieser Art erzeugen hydraulische Kurzschlüsse. In der Vergangenheit sind jedoch eine große Anzahl vorhandener Piezometeranlagen mit Langfiltern oder mehreren Filtern am gleichen Rohr versehen worden.

Bei der Untersuchung von Piezometerinstallationen einer Stadt im Rheinland stellte sich heraus, daß wahrscheinlich alle dort 111 bekannten Piezometer an den oben beschriebenen Problemen litten. Gewisse Grundaussagen konnten mit den vorhandenen Wasserstandsmessungen zwar getroffen werden. Die Piezometeranlagen waren aber für detaillierte hydraulische Untersuchungen und damit auch für chemische Untersuchungen ungeeignet.

Ein Vergleich der von der entsprechenden Stadt und den Landesbehörden erhaltenen Daten führte zu dem Schluß, daß gegenwärtig für das Gebiet dieser Stadt Wasserstände von insgesamt 36 Piezometern gespeichert werden, wovon Wasserstände in nur 12 Piezometern gegenwärtig noch gemessen werden. Die städtischen Kartenunterlagen 1990/91 wiesen aber die Existenz von 111 Piezometer auf (etwa 20 der 111 Piezometer dürften unbrauchbar sein). Einige der bei den Landesbehörden ausgewiesenen Piezometer waren nicht in den vorliegenden städtischen Unterlagen aufgeführt. Zudem wurde geschätzt, daß wahrscheinlich noch weitere 50 Piezometer existierten (Kiesgruben, Firmen, Altlasten).

Bei weitem die meisten der oben angeführten Piezometer hatten großkalibrige Rohre. Sie waren seit Ende der 50er Jahre eingebaut worden. Angesichts der geringen Anzahl der Piezometer, die heute noch beobachtet werden, stellt sich die Frage, inwieweit sich die Investition in die großkalibrigen Rohre gelohnt hat.

Es ist unnötig und sehr kostspielig, großdimensionierte Rohre und Filter einzubauen. Rohre und Filter mit 2 bis 3 Zoll Innendurchmesser sind völlig ausreichend und können

wesentlich kostengünstiger sein. Bei parallelen Untersuchungen für geplante Deponiestandorte im Rheinland wurden vor einigen Jahren drei 2-Zoll-Piezometer (siehe Abb. 77) von etwa 60, 35 und 13 m Tiefe in drei 20 cm Bohrlöchern zu dem gleichen Preis installiert, wie zwei 15 cm (6 Zoll) Piezometerrohre von jeweils 15 m Tiefe an einem unweit gelegenen Standort mit ähnlicher Geologie. Beide Gutachter benutzten die gleiche Bohrfirma, wahrscheinlich aber unterschiedliche Ausschreibungsmethoden.

Ein zusätzlicher Nachteil der großkalibrigen Rohre ist deren Gewicht und die Tendenz an den Schraubverschlüssen undicht zu werden. Toussaint et.al. (1990) fanden eine große Anzahl großkalibriger Piezometeranlagen mit Leckstellen und stellten neue Grundsätze für den Neubau von Meßstellen vor. Diese Richtlinien werden inzwischen von den relevanten LAWA-Arbeitskreisen empfohlen und sind auch vom DVGW-Regelwerk W 121 (1988) übernommen worden.

DVGW (1988) in seinem Regelwerk über den Bau von Piezometeranlagen legt die Betonung auf "Grundwasserbeschaffenheitsmeßstelle". Vom Gesichtspunkt der Grundwasserdynamik und der Kosten wäre es wünschenswert, daß diese Meßstellen mehrere Aufgaben erfüllen sollten. Sie sollten Meßstellen sein für (1) klar definierte Potentiale (siehe Kapitel 3), für (2) Durchlässigkeiten (mit Einlochmethoden wie z.B. Slugtest) und für (3) die Chemie von klar definierten Untersuchungs-zonen an kurzen Filtern. Piezometeranlagen müssen gegebenenfalls auch Messungen und chemische Probenahme in niedrig-durchlässigen Schichten ermöglichen, wenn man die Ausbildung der Grundwasserfließsysteme im Untergrund zu verstehen sucht. In niedrig-durchlässigen Schichten können nur Meßstellen mit geringem Rohrdurchmesser eingebaut werden, da in solchen Schichten nur geringe Mengen Wasser dem Piezometer zusetzen.

Zum Ausbau von Meßstellen gibt es eine große Anzahl von Vorschlägen und Empfehlungen, offizielle und inoffizielle. In Nordrhein-Westfalen zum Beispiel war es üblich, daß innerhalb der Landesregierung Zuschüsse für Piezometerinstallationen gewährt wurden, wenn Brunnen mit einem Innendurchmesser von 12.5 cm gebaut wurden und vollständig verfiltert wurden. In den letzten Jahren änderte sich in Teilen von Nordrhein-Westfalen jedoch der Trend zu Piezometerbohrungen mit geringerem Durchmesser. Diese 2 oder 3 Zoll Anlagen sind für die Kreise kostengünstiger, als großkalibrige Anlagen mit Zuschüssen von den Staatlichen Umweltämtern. Coldewey und Krahn (1991, S.72, 79) empfehlen jedoch einen Mindestdurchmesser von 150 mm und eine durchgehende Verfilterung, in Übereinstimmung mit anderen Leitfäden in Nordrhein-Westfalen und in Übereinstimmung mit dem Landesamt für Wasser und Abfall (1989).

Busch und Luckner (1974, S.79) schlugen 2 Zoll Piezometer für Pumpversuche vor. Die Länderarbeitsgemeinschaft Wasser (1982) empfiehlt: "Die Nennweite soll in der Regel 125 mm betragen, damit eine fachgerechte Wasserprobenahme erleichtert wird (Einbringung einer kleinen Unterwasserpumpe)". An gleicher Stelle (1982, Abb.6 und 7) werden relativ kurze Filterstrecken empfohlen (2-3 m), zudem Dichtung des Raumes zwischen Piezometerrohr und Bohrlochwand durch rückgefülltes Bohrgut (Abb. 6) und ebenfalls Mehrfachmeßstellen in einer Bohrung. Der Baden-Württembergische

Leitfaden Chlorkohlenwasserstoffe (MELUF, 1983, S.37) empfiehlt mindestens fünf Zoll (125 mm) Rohre und zeigt Mehrfachmeßstellen in einer Bohrung mit Mehrfachfiltern in einem Piezometerrohr (Abb. 3.2).

In Hessen empfehlen Toussaint (1990, S.30,31) und Toussaint et al. (1990, S.64) für routinemäßige Überwachung der Grundwasserbeschaffenheit einen Nenndurchmesser von mindestens 100 mm (bei tiefen Meßstellen von 125 mm oder noch besser 150 mm), "um eine leistungsfähige Tauchmotorpumpe problemlos einsetzen zu können".

In den letzten Jahrzehnten sind für den nordamerikanischen Markt eine große Anzahl von Instrumenten entwickelt worden, die alle in 2 Zoll Piezometern eingesetzt werden können. Damit entfällt die Notwendigkeit, 5 oder 6 Zoll Rohre einzusetzen. Die 2 Zoll Rohre haben mehrere Vorteile:

- viel geringere Kosten, da die Bohrdurchmesser viel enger gewählt werden können,
- ein geringeres Volumen von Wasser wird beim chemischen Beprobieren ausgepumpt,
- geringere Mengen von Wasser sind nötig, um Wasserstände zu ändern; die Piezometer reagieren mit geringeren Zeitverzögerungen in niedrig durchlässigen Schichten
- Leckstellen an den Schraubverschlüssen können besser verhindert werden (weniger Gewicht; Dichtungsringe)
- wegen des kostengünstigen Einbaues können wesentlich mehr Meßstellen installiert werden und damit vollständige Untersuchungsprogramme durchgeführt werden.

Ein Nachteil ist, daß die Bohrfirma dazu angehalten werden muß, die Piezometerrohre gradlinig einzubauen. Das wird erreicht, indem der gesamte Piezometer hängend eingebaut wird. Es wird für den Einbau also nicht auf den Bohrlochboden aufgesetzt, was zu Biegungen und Verstauchungen der 2 Zoll Rohre führen kann. Im Gegensatz zu Nordamerika ist es in Deutschland nicht generell üblich, daß ein Geologe die Bohrung überwacht und geologisch vollständig aufnimmt. Zusätzliche Kosten für geologische Bohrüberwachung werden aber durch den erzielten Qualitätsgewinn und die Verlässlichkeit der Ergebnisse aufgewogen.

Basierend auf UNESCO (1980) erörtern Leuchs und Obermann (1991) verschiedene Methoden, um tiefenspezifische chemische Probenahme in einem ungespannten Aquifer vorzunehmen (vergl. Abb.4):

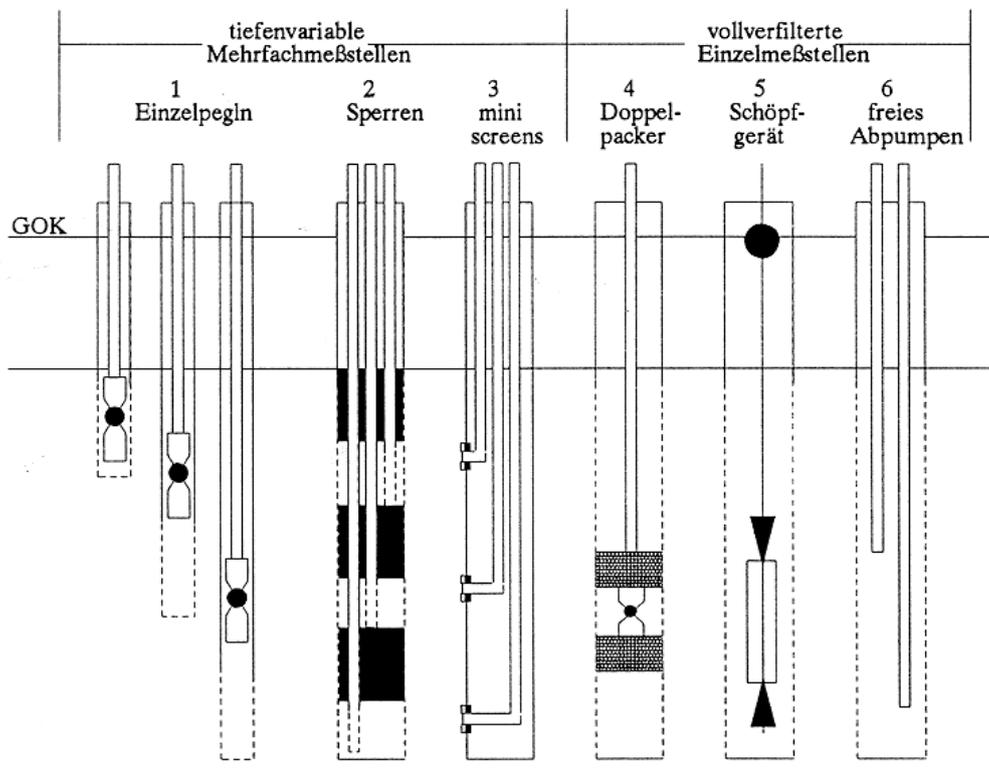


Abb. 4 Tiefenspezifische Probenahme von Grundwasser (Leuchs und Obermann, 1991, nach UNESCO, 1980).

1. stufenweise angeordnete Einzelpiezometer, jeweils verfiltert in verschiedenen Tiefen des Grundwasserleiters: für jeden Grundwasserleiter und bei verschiedenen Grundwasserstockwerken geeignet; bei vielen Entnahmetiefen sehr kostspielige Methode;
2. Sperrenbrunnen mit innen (als Packer) und außen (als Tondichtung in Kiesschüttung) fest eingebauten Entnahmesperren: bei nicht zu mächtigen Grundwasserkörpern für gleichzeitige Probenahme aller Entnahmetiefen geeignete Methode;
3. mini-screens oder als deren Weiterentwicklung der Multi-Level-Brunnen: für verschieden mächtige Grundwasserkörper sehr geeignete und kostengünstige Methode bei geringen Flurabständen; auch geeignet bei verschiedenen Grundwasserstockwerken;

4. Doppelpacker in durchgehend gefilterten Meßstellen: für geringmächtiges Grundwasser geeignete und kostengünstige Methode bei einheitlichen Grundwasserstockwerken;
5. tiefenspezifische Schöpfprobe in durchgehend gefilterten Meßstellen: unwirksam für Grundwasser; eventuell wirksam für Probenahme von Mineralöl oder CKW in Phase;
6. tiefenspezifische Entnahme durch freies Abpumpen mit Saugschlauch oder Tauchpumpe in durchgehend gefilterten Meßstellen: unwirksam.

Die obigen Beschreibungen und Beurteilungen stammen von Leuchs und Obermann (1991). Der Fragenkomplex wird in Kapitel 9 noch einmal aufgegriffen, nachdem Grundwasserfließsysteme abgehandelt wurden. Die dort vorgestellten Empfehlungen gründen sich auf grundwasserdynamischen Überlegungen und unterscheiden sich wesentlich von den oben beschriebenen Ansichten und Empfehlungen.

2.3.2 Festlegung von Schadstoff-Fahnen

Viele Regelwerke in Deutschland und in Teilen Nordamerikas basieren auf der Vorstellung von lateralem Fließen entlang der Grundwasseroberfläche aus. Entsprechend fordern sie zur Schadensfeststellung an Verdachtsflächen den Einbau eines Piezometers "grundwasseroberstrom" (d.h. oberhalb der Verdachtsfläche im Sinne des Grundwasserspiegelgefälles) und zwei Piezometer "grundwasserunterstrom" (d.h. unterhalb der Verdachtsfläche im Sinne des Grundwasserspiegelgefälles). Das Konzept wird auch dann angewendet, wenn der Unterschied der Grundwasserfläche nur einige wenige cm beträgt, also die Bestimmung der Neigungsrichtung der Grundwasseroberfläche sehr unsicher ist.

Weiter unten (Kap. 3.7 , Abb.10) wird gezeigt, daß der im Piezometer gemessene Wasserstand durchaus nicht die tatsächliche Höhe der Grundwasseroberfläche am Piezometer repräsentieren muß. Der Wasserstand des Piezometers würde in Recharge-Gebieten einen zu niedrigen und in Discharge-Gebieten einen zu hohen Wasserstand anzeigen. Die entstehenden Differenzen können in einigen quartären Sand- und Kiesaquiferen größer als 50 cm sein.

Entsprechend haben die oft benutzten Gleichenkarten der Grundwasseroberfläche und die darauf basierenden Grundwasserfließrichtungen oft nur wenig mit den tatsächlichen Fließvorgängen in der Natur gemeinsam.

3. Grundwasserdynamik: Physik des Grundwasserfließens

3.1 Einführung

Bei der Berechnung von Grundwasserfließen wird eine Vielzahl unterschiedlicher Gleichungen angewendet, die alle eine korrekte Darstellung der Darcy'schen Fließbedingungen sein sollen. Alle diese Gleichungen beinhalten Gradienten als Kräfte, die das Fließen des Grundwassers verursachen. Daraus ergäbe sich, daß eine Vielzahl von Kraftfeldern existieren müßte, um der Vielzahl der unterschiedlichen Gleichungen Genüge zu tun.

Seit Anfang der 60er Jahre zeigen wissenschaftliche Arbeiten und praktische Anwendungen (Tóth, 1962, 1963; Freeze und Witherspoon, 1966, 1967, 1968; Meyboom, 1967; Brown, 1967; Weyer, 1977, 1978), daß nur eine Gruppe der sogenannten Darcy-Gleichungen die Physik des Grundwasserfließens und die dabei auftretenden Kräftefelder physikalisch zufriedenstellend darstellt, und zwar diejenigen, die auf der Kraft-Potential-Theorie beruhen (Hubbert, 1940, 1957).

Hubbert's Potentialkräfte passen dimensionsmäßig und physikalisch nicht in die Konzepte der Kontinuitätsmechanik, die im Zusammenhang mit Kraftfeldern in Gestein und Grundwasser traditionell benutzt werden. Eine dieser Theorien ist das Konzept vom effektiven und neutralen Stress (Terzaghi, 1925; Terzaghi und Peck, 1948), welches die Kräfte im Grundwasser mit denen im durchflossenen Gestein zu verbinden sucht. Wegen diesen Diskrepanzen und weil die physikalische und praktische Bedeutung des Hubbert'schen Konzeptes inzwischen nachgewiesen ist, sollte die Kraftfeld-Theorie der Kontinuitätsmechanik für bestimmte Probleme, wie zum Beispiel die der Grundwasserdynamik und die der Geomechanik, durch das Hubbert'sche Kraftpotential ersetzt werden. Dieser Vorschlag sollte nicht derart verstanden werden, daß hier die bekannte Nützlichkeit der Anwendung der Prinzipien der Kontinuitätsmechanik im Ingenieurbereich in Frage gestellt wird.

Im Folgenden werden die physikalischen Grundlagen der Hubbert'schen Kraftpotential-Theorie zusammenfassend erläutert. Es wird gezeigt, daß folgende hydraulischen Vereinfachungen nicht gelten:

- Grundwasser fließt immer in die Richtung des Druckgradienten,
- Grundwasser fließt generell parallel zur Grundwasseroberfläche und in Richtung des Gradienten der Grundwasseroberfläche,
- Wasser ist eine inkompressible Flüssigkeit,
- Tonschichten sind undurchlässig oder unerheblich für Grundwasserfließen,
- unter natürlichen Umständen fließt mehr Wasser durch Aquifer als durch Aquitarde, und

— artesische Aquifer müssen in Höhenzügen austreichen.

Um den physikalischen Unterschied zwischen Kontinuitätsmechanik und Potentialtheorie deutlich zu machen, wird zudem gezeigt, daß in der Betrachtungsweise der Kontinuitätstheorie im Untergrund die sogenannten ‘Archimedischen Kräfte’ (Archimedischer Auftrieb) immer nach oben gerichtet sind, während diese aber in Wirklichkeit und in der Potentialtheorie in alle Richtungen des Raums weisen können, also auch nach unten gerichtet sein können.

Alle physikalischen Ableitungen werden sich auf die Dimensionen Masse, Länge und Zeit beschränken, damit keine zusätzliche Verwirrung durch die Verwendung von komplizierten Einheiten, wie z.B. Newton, Pascal, usw. geschaffen wird.

Das Studium von Lehrbüchern und wissenschaftlicher Literatur macht schnell deutlich, welche Sprachverwirrung auf dem Gebiet der Grundwasserdynamik besteht. In diesem Bericht wird das Grundwasserfließen in einem widerspruchsfreien und korrekten physikalischen Rahmen dargestellt. Es wird empfohlen, die hier vorgebrachten Ableitungen erst dann mit anderen Quellen zu vergleichen [außer den Arbeiten von Hubbert, 1940, 1957, 1969], wenn der gesamte physikalische und grundwasserdynamische Teil der Abhandlung gelesen wurde. Dadurch wird es einfacher, sich mit den neuen Vorstellungen auseinanderzusetzen. Hubbert's Potentialtheorie ist in Lehrbüchern meist unvollständig dargestellt.

Um die Rolle des Druckpotentials deutlicher zu machen, wird in dieser Abhandlung für das Druckpotential ebenfalls die Bezeichnung Deformationspotential benutzt, die von Weyer (1978) eingeführt wurde. Das Druckpotential entsteht durch Speicherung gravitativer Energie durch Deformation (Kompression) von Masse (in dem betrachteten Fall Masse des Grundwassers). Durch Ausdehnung der Masse Grundwasser wird diese Energie wieder dem Fließvorgang zugeführt.

Eine Reihe von Begriffen wurden aus dem Englischen übernommen, wie zum Beispiel Fluid, Discharge-Gebiet, Recharge-Gebiet, Head und andere. Diese Begriffe dienen einmal dazu, Ableitungen eindeutiger zu machen, indem Assoziationen mit anderen Begriffsinhalten vermieden werden. Zum anderen kann die Benutzung solcher Begriffe die Kommunikation in dem behandelten Sachgebiet vereinfachen. Ein Teil der englischen Ausdrücke ist schon in die deutschsprachige Literatur eingegangen, wie zum Beispiel Discharge Zone (Goldbrunner, 1987), Fluid (mehrere Lehrbücher) und andere. Eine Anzahl der verwendeten alten und neuen Begriffen sind in dem Glossarium in Anhang 2 zusammengestellt.

Einige der in diesem Kapitel erörterten Interpretationen der physikalischen Zusammenhänge sind sehr ungewöhnlich und unbequem. Als diese Interpretationen Ende der 70er Jahre für ein Forschungsinstitut des kanadischen Bundesministeriums für Umwelt publizieren werden sollten, wurde das mit der Begründung abgelehnt, daß die dargestellten Ableitungen und Interpretationen physikalisch nicht korrekt seien. Zur Lösung der wissenschaftlichen Gegensätze wurde dann ein bekannter kanadischer Hydrauliker gebeten, die Physik und Mathematik der geplanten Veröffentlichungen (Weyer, 1977, 1978) zu

überprüfen. Der Gutachter kam zu dem Schluß, daß die dargestellten Ableitungen alle korrekt und mathematisch folgerichtig sind, daß ihm aber die Schlußfolgerungen nicht gefallen. Aus diesen Äußerungen ersieht man, daß die Anwendung der Physik nicht notwendigerweise zu einer eindeutigen Schlußfolgerung führt, sondern daß die persönlichen Erfahrungen, Ansichten und Vorlieben des Interpreten eine Rolle spielen.

Was die wissenschaftlichen Rückwirkungen der vorgestellten Grundwasserdynamik betrifft, so handelt es sich hier um die Ablösung eines Paradigmas im Kuhn'schen Sinne (Kuhn, 1970; siehe auch Anhang 2; Glossarium). Der Ersatz eines bestehenden Paradigmas durch ein neues ist immer mit großem Widerstand verbunden. Beide, das alte und das neue Paradigma, sind mit wissenschaftlichen Methoden erarbeitet worden, und die Ablösung von Paradigmen ist ein natürlicher Prozess in der Entwicklung aller Wissenschaften. Der Vorgang der Ablösung ist nicht nur von abstrakten und sachlich wissenschaftlichen Überlegungen angetrieben und behindert -wie man gemeinhin annimmt-, sondern ebenfalls von persönlichen Erfahrungen und Neigungen der daran beteiligten Wissenschaftler. Kuhn , (1970, S.4) beschreibt diesen Vorgang folgendermaßen:

"What differentiated the various schools was not one or another failure of method – they were all 'scientific' – but what we shall come to call their incommensurable ways of seeing the world and of practicing science in it. Observation and experience can and must drastically restrict the range of admissible scientific belief, else there would be no science. But they cannot alone determine a particular body of such belief. An apparently arbitrary element, compounded of personal and historical accident, is always a formative ingredient of the beliefs espoused by a given scientific community at a given time".

Nachdem in Kapitel 3 die physikalischen Grundlagen und deren Interpretationen behandelt wurden, erläutert Kapitel 4 das Erscheinungsbild gravitativer Grundwasserfließsysteme. Daraufaufgehend stellt Kapitel 5 in einer Übersicht einige regionale Grundwasserfließsysteme in verschiedenen europäischen Staaten vor. Kapitel 6 verdeutlicht dann die in Kapitel 3 und 4 dargestellten physikalischen Zusammenhänge des gravitativen Grundwasserfließens in einem kleinmaßstäblichen physikalischen Sandmodell eines geologischen Querschnittes, und zeigt zudem den Zusammenhang zwischen gerichtetem Grundwasserfließen und unterirdischem Transport von gelösten Schadstoffen. Zusätzlich wird in Kapitel 6 ein mathematisches Modell des Grundwasserfließens im Sandmodell berechnet und mit dem Ergebnis des Sandmodells verglichen. Das Kapitel 7 enthält detaillierte und beispielhafte Darstellungen der regionalen und lokalen Grundwasserfließsysteme an den beiden Deponien Bielefeld-Brake und Münchehagen in der Nähe des Steinhuder Meeres.

3.2 Hubbert's Kräfte-Potential

Hubbert's Kräfte Potential Φ ist von dem Newton'schen Gravitationspotential abgeleitet und ist so definiert, daß es die Energie pro Einheitsmasse der Flüssigkeit derart darstellt,

Tab. 1 Liste und Erklärungen der benutzten physikalischen Symbole (Weyer, 1978, Tabelle 1).

E	ML^2T^{-2}	- Energie	ρ	$MT^{-2}L^{-1}$	- Druck, Kraft pro Fläche
F	MLT^{-2}	- Kraft	\bar{p}	$MT^{-2}L^{-1}$	- effektiver Stress (Druck)
\bar{g}, g	LT^{-2}	- Erdbeschleunigung, Gravitationskraft, Schwerkraft; Vektor und Skalar	ρ_t	$MT^{-2}L^{-1}$	- Gesamtstress
grad Φ	LT^{-2}	- gesamte mechanische hydraulische Kraft pro Einheitsmasse der Flüssigkeit	Φ	$L^2 T^{-2}$	- hydraulisches Potential (Energie / Masse)
grad Φ_p	LT^{-2}	- Druckpotentialkraft pro Einheitsmasse der Flüssigkeit, Deformationspotentialkraft	Φ_g, U	$L^2 T^{-2}$	- Gravitationspotential, gravitatives Potential, Schwerepotential (Energie / Masse) $\Phi_g = U = g \cdot z$
grad Φ_g	LT^{-2}	- Gravitationskraft pro Einheitsmasse der Flüssigkeit, grad U	Φ_p	$L^2 T^{-2}$	- Deformationspotential; Druckpotential $\Phi_p = p / \rho$
grad p	$MT^{-2}L^{-2}$	- Druckgradient	ψ	$L^2 T^{-1}$	- Geschwindigkeitspotential $\psi = K \cdot h$
h	L	- Gesamthead	ω	Grad	- Winkel zwischen Vertikaler und Richtung der Deformationskraft (siehe Abbildung 9)
h_e, h_g	L	- Gravitationshead; Höhe im gravitativen Feld (in Meter über Normal Null)	\bar{q}	$L^3(L^{-2} T^{-1})$	- spezifischer Durchfluß (Volumen / Fläche • Zeit), ein Fließvektor $\bar{q} = -\sigma \text{ grad } \Phi$ (fälschlich: Filtergeschwindigkeit)
h_p	L	- Druckhead	ρ	ML^{-3}	- Dichte
k	L^2	- Spezifische Permeabilität (engl. intrinsic permeability)	σ	T	- Fluidkonduktivität; ein Durchlässigkeitsfaktor, der im Zusammenhang mit Potentialkraftfeldern in der Darcy Gleichung benutzt wird; Skalar und Tensor
K	LT^{-1}	- Durchlässigkeit, hydraulische Konduktivität [k_f]	T	T	- Zeit
L	L	- Länge	u_w	$MT^{-2}L^{-1}$	- neutraler Stress; Porenwasserdruck
M	M	- Masse	z	L	- Höhe des Meßpunktes (Piezometer-Filter) über Normal Null
μ	$ML^{-1}T^{-1}$	- dynamische Viskosität			
ν	L^2T^{-1}	- kinematische Viskosität, $\nu = \mu / \rho$ (ebenfalls gebräuchlich: η)			

daß sie mit zunehmender Höhe im gravitativen Feld zunimmt (innerhalb des Untergrundes und nahe der Erdoberfläche).

Tab. 2 Physikalische Felder in der Grundwasserdynamik (Weyer, 1978, Tabelle 2).

Felder	Nr.	Feldtyp	Variable	Dimension	Physikalische Analyse	
	1	Skalar	U oder Φ_g	L^2T^{-2}	$E \times M^{-1}$	Gravitatives Potential
	2	Skalar	$h_g = z$	L	$E \times F^{-1}$	Gravitationshead
	3	Vektor	$-\text{grad } U$ $= -\vec{g}$	LT^{-2}	$F \times M^{-1}$	Erdbeschleunigung, Gravitationskraft
	4	Skalar	p	$ML^{-1}T^{-2}$	$F \times L^{-2}$	Druck
	5	Skalar	p / ρ oder Φ_p	L^2T^{-2}	$E \times M^{-1}$	Deformationspotential, Druckpotential; ein Maß für die Kompression der Fluide
	6	Skalar	$h_p = p / (\rho g)$	L	$E \times F^{-1}$	Druckhead; Deformationshead; nur ein Maß für Druck- oder Deformationspotential; kein Energiefeld
	7	Vektor	$-\frac{1}{\rho} \text{grad } p$	LT^{-2}	$F \times M^{-1}$	Deformationspotentialkraft, Druckpotentialkraft
Hydraulisches Potential	8	Skalar	Φ	L^2T^{-2}	$E \times M^{-1}$	Gesamte mechanische Energie pro Einheitsmasse, Feld 8 = Feld 1 + Feld 5
Hydraulisches Head	9	Skalar	h	L	$E \times F^{-1}$	Gesamthead; nur ein Maß für hydraulisches Potential; kein Energiefeld, Feld 9 = Feld 2 + Feld 6
Hydraulische Kraft	10	Vektor	$-\text{grad } \Phi$	LT^{-2}	$F \times M^{-1}$	hydraulische Kraft pro Einheitsmasse
	—	kein Feld	$-\text{grad } h$	keine	$F \times F^{-1}$	physikalisch bedeutungslos; Kraft pro Kraft; Feld existiert nicht
Durchlässigkeit	11	anisotrop. : Tensor isotrop. : Skalar	σ	T		Fluid-Konduktivität: $\sigma = k\rho / \mu$ hydraulische Konduktivität: $K = k\rho g / \mu$ k = spezifische Permeabilität: $k = Nd^2$ (siehe Tabelle 3)
Fließvektor	12	Vektor	\vec{q}	LT^{-1}	$L^3 (L^{-2}T^{-1})$	spezifischer Durchfluß; die Felder 10, 11, und 12 werden durch Darcys Gleichung verbunden: $\vec{q} = -\sigma \text{grad } \Phi$

Es gilt:

$$\Phi = \Phi_g + \Phi_p = U + \Phi_p \quad (1)$$

Dabei stellt Φ das gesamte hydraulische Potential dar, Φ_g und das ebenfalls gebräuchliche U repräsentieren das gravitative Potential und Φ_p ist das Druck-Potential oder

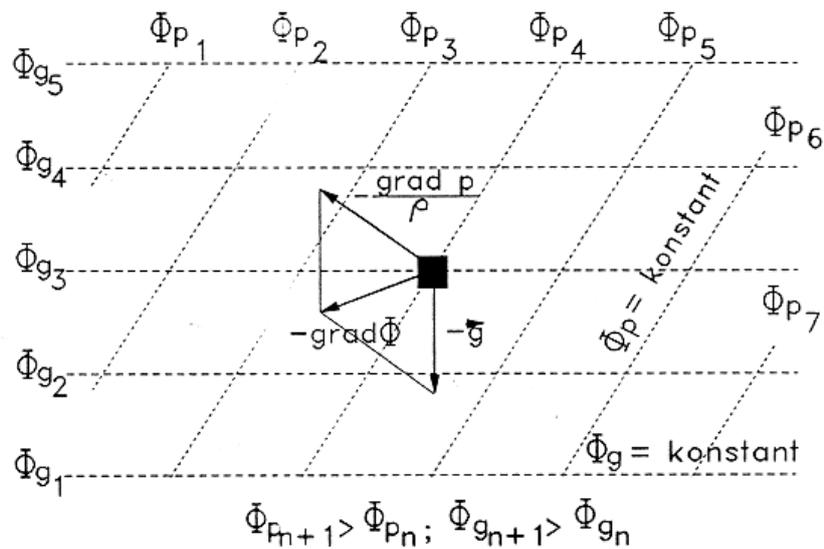


Abb. 5 Graphische Vektoren-Addition der gravitativen Kraft $-\bar{g}$ (Gradient des gravitativen Potentials Φ_g , gestrichelte Linien) und der Deformationskraft (Druck-Kraft) $-1/\rho \text{ grad } p$ (Gradient des Deformations- oder Druckpotentials, gepunktete Linien), um die resultierende hydraulische Kraft $-\text{grad } \Phi$ zu erhalten (Weyer, 1978, Abbildung 1).

treffender, das Deformations-Potential. Die gravitative Energie Φ_g wird durch die Arbeit gegen die gravitative Kraft (Erdbeschleunigung) geschaffen und die Deformations-(Druck-)Energie basiert auf der Arbeit, die benötigt wird, um die Einheitsmasse Wasser zu komprimieren. Die Gradienten dieser Potentialfelder sind physikalisch korrekt: es sind die Kraft-Vektoren, die auf eine Einheitsmasse der Flüssigkeit Grundwasser im Untergrund wirken [Eine Erklärung der Variablen befindet sich in Tabelle 1]:

$$\text{grad } \Phi = \text{grad } \Phi_g + \text{grad } \Phi_p \quad (2a)$$

$$\text{grad } \Phi = \text{grad } U + \text{grad } \Phi_p \quad (2b)$$

$$\text{grad } \Phi = \bar{g} + \frac{1}{\rho} \text{ grad } p \quad (2c)$$

Die Richtung der Kräfte im Grundwasser ist $-\text{grad } \Phi$. Die Dimensionen dieser Kräfte sind die von Beschleunigungen [Tabelle 2: $L T^{-2}$]. Es sind Kräfte pro Einheitsmasse des Grundwassers und sind im Einklang mit dem zweiten Gesetz von Newton:

$$\text{Beschleunigung} = \text{Kraft/Masse}$$

Abbildung 5 zeigt die graphische Darstellung der Kräfte-Vektoren und deren Addition.

3.3 Die Darstellung von Kräften in der Kontinuitätsmechanik.

In der Kontinuitätsmechanik werden Kräfte folgendermaßen dargestellt (Malvern, 1969, S. 64, 65): "forces may be classified as external forces acting on a body and internal forces acting between two parts of the body... However, by a suitable choice of a *free body* (diese und folgende Kursive wurden für diesen Bericht eingefügt) imagined to be cut out of the member, any internal force in the original member may become an external force on the isolated free body". Das Konzept der imaginären Oberflächen innerhalb von Körpern bezieht sich auf beides, Festkörper und Flüssigkeiten.

"External forces acting at any instant on a chosen free body are classified in continuum mechanics in two kinds: *body forces* and *surface forces*. *Body forces* act on the elements of volume or mass inside the body, e.g. gravity. These are "action-at-a-distance" forces. In the equations to be developed, these forces will usually be reckoned per unit mass or sometimes per unit volume. *Surface forces* are contact forces acting on the free body at its bounding surface; these will be reckoned per unit area of the surface across which they act".

"In mechanics, *real forces*, are always exerted by one body on another body (possibly by one part of a body acting on another part), regardless of whether they are body forces or surface forces. Two bodies are always involved, and by NEWTON's third law the force exerted by one body on a second body is equal in magnitude and opposite in direction to the force exerted by the second body on the first. The so-called inertia forces used to create a fictitious state of equilibrium in dynamics are not real forces, since they are not exerted by bodies; NEWTON's third law does not apply to these *fictitious forces*. When the inertia-force method is used in continuum mechanics, the *fictitious inertia forces* are included as body forces".

Die obigen Zitate geben einen Einblick in das Kraftkonzept der Kontinuitätsmechanik. Es arbeitet mit angenommenen (fictitious), also nicht existenten Kräften, die vom Bearbeiter künstlich geschaffen werden, damit bestimmte künstlich geschaffene Methoden der Kraftdarstellung angewendet werden können. Mit anderen Worten, die Kraftkonzepte der Kontinuitätsmechanik basieren nicht auf physikalisch folgerichtigen Konzepten.

3.4 Das Prinzip des effektiven Stresses

Das Prinzip des effektiven Stresses wurde von Terzaghi (1925) und Terzaghi und Peck (1948) vorgeschlagen als:

$$\bar{p} = p_t - u_w \quad (3)$$

Der effektive Stress p ist gleich dem Gesamtstress p_t minus dem neutralen Stress u_w . Der neutrale Stress wird auch Porendruck genannt. Das Konzept des effektiven und neutralen Stresses wird innerhalb der Kontinuitätsmechanik klassifiziert als Oberflächenkräfte (surface forces), die als Kontakt-Kraft (contact force) auf den freien Körper (free body)

an seiner Außenfläche wirkt. Die Dimensionen sind demgemäß Kraft per Einheitsfläche; das sind die üblichen Dimensionen von Druck und Stress.

3.5 Das Prinzip realer Massenkräfte

Hubbert (1940, 1957) zeigte, daß die Kräfte im Grundwasser durch massenbezogene Kräftefelder physikalisch konsequent beschrieben werden. Diese Massenkräfte sind Körperkräfte, die sich innerhalb der Körper auswirken. Es gibt keine Notwendigkeit, in diesem Konzept das Modell freier Körper (free bodies) anzuwenden. Ein wichtiges Ergebnis von Hubbert's Arbeit war die Einführung des Feldbegriffs und der Massenkräfte in die Grundwasserdynamik. Hubbert machte ebenfalls klar, daß man es mit Kraftfeldern innerhalb eines Körpers zu tun hat, der Erde, und daß nicht zwei Körper aufeinander einwirken, sondern nur Kraftfelder innerhalb der Erde. Dadurch wurde die Notwendigkeit von freien Körpern innerhalb eines Körpers beseitigt, physikalisch folgerichtige Kraftfelder in Darcys Gleichung eingeführt und die Laplace'sche Gleichung für das Fließen von Flüssigkeiten im Untergrund konnte in physikalisch konsequenten Größen ausgedrückt werden. Es wurde deutlich, daß die gravitative Körperkraft eine reale Kraft ist, und daß diese Kraft der Motor ist, der im Wasserkörper Deformationen (Kompressionen und Ausdehnungen) verursacht, die weiter unten näher erörtert werden. Diese Erkenntnisse führten in den 60er Jahren zur Entdeckung der Grundwasserfließsysteme.

Die Energie, die durch gravitative Kompression einer Einheitsmasse Wasser gespeichert wird, kann durch Ausdehnung dieser Einheitsmasse Wasser wieder gewonnen werden. Damit war der Gradient der Deformationsenergie als die zweite Körperkraft entdeckt worden: die Druckpotentialkraft oder Deformationskraft. Konsequenterweise sind das Druck-Head und der Druck ein Maß für den Zustand der Verformung innerhalb von Flüssigkeiten und festen Körpern nicht jedoch die Kraft selber.

Neben dem gravitativen Kraftfeld existiert also ein zweites Kraftfeld, das von dem "freien Körper"-Konzept losgelöst ist. Der Gebrauch des Terzaghi'schen Stress Konzeptes wird damit notwendigerweise physikalisch inkonsequent. Seine Anwendung kompliziert deswegen die physikalischen Probleme bei dem Koppeln von Kraftfeldern in Flüssigkeiten und den durchflossenen Körpern und im Hinblick auf die Mechanismen, die das Fließen von Flüssigkeiten und festen Körpern verursachen.

Es ist interessant, daß Hubbert, in seinen berühmten Veröffentlichungen über die Rolle des Flüssigkeitsdrucks in der Mechanik von Überschiebungen und Störungen, selber nicht diese Konsequenzen seiner Arbeit benutzte (Hubbert und Rubey, 1959; Rubey und Hubbert, 1959). Stattdessen benutzte er zur Kräftekoppelung Terzaghis 'effective stress concept' und den 'Archimedischen Auftrieb'.

3.6 Die Darcy Gleichung in der Potential Theorie

Hubbert (1940, 1957) schrieb Darcys Gleichung mittels Kraftfelder in vektorieller Form folgendermaßen:

$$\bar{q} = -\sigma \text{ grad } \Phi \quad (4)$$

oder

$$\bar{q} = -\sigma \left(\bar{g} + \frac{\text{grad} p}{\rho} \right) \quad (5)$$

wobei

$$\sigma = \frac{k \cdot \rho}{\mu} = \frac{k}{\nu} = \frac{K}{g}$$

Andere Schreibweisen des Darcy'schen Gesetzes sind physikalisch inkorrekt, wie zum Beispiel:

$$\bar{q} = K \text{ grad } h \quad (6a)$$

$$\bar{q} = -\text{grad } \Psi \quad (6b)$$

$$\bar{q} = \frac{k}{\mu} (\rho g + \text{grad } p) \quad (6c)$$

und desgleichen die vereinfachte Form, die versucht den Einfluß der gravitativen Kraft \bar{g} zu eliminieren:

$$\bar{q} = \frac{k}{\mu} \text{ grad } p \quad (6d)$$

Neben anderen Schreibweisen scheint diese Schreibweise des Darcy-Gesetzes oft im Ingenieurwesen angewandt zu werden, wie zum Beispiel im 'Reservoir Engineering' der Öl-Industrie. Die hierbei angewandte Terminologie ist derjenigen sehr verwandt, die häufig bei technischen Fließproblemen angewandt wird. Die Abbildung 6 sollte aber den Leser von der Unzulänglichkeit dieser Gleichung überzeugen. Die Abbildung zeigt, daß das Wasser im linken Teil des U-Rohres gegen den Druckgradienten fließt, im unteren, horizontalen Teil des Rohres in einem Winkel subparallel zum Druckgradienten fließt, und im rechten Teil des U-Rohres in Richtung des Druckgradienten fließt. Damit wird deutlich, daß der Druckgradient alleine nicht ausreicht, um das Fließverhalten des Wassers zu beschreiben. Im Folgenden wird wieder das Hubbert'sche Kräftesystem betrachtet. Hubberts Kraftfelder werden graphisch dargestellt, um die Prinzipien des Grundwasserfließens unter Gravitationsbedingungen zu erläutern.

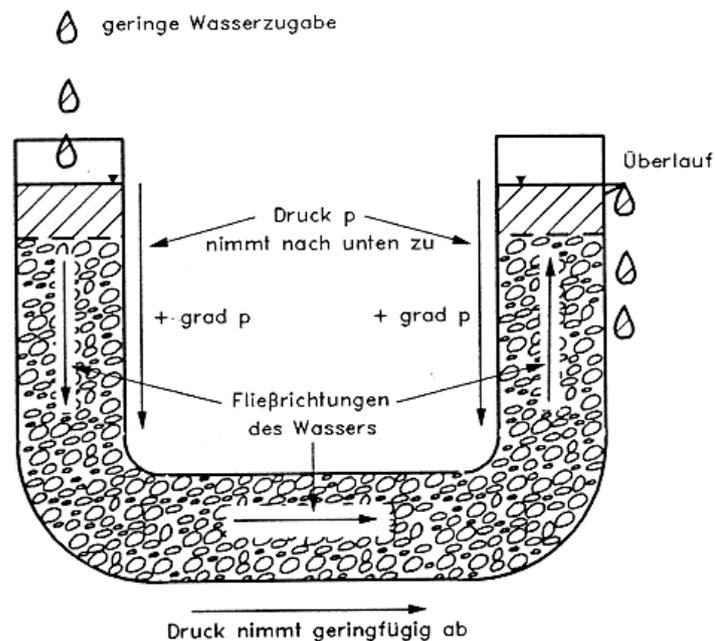


Abb. 6 Druckgradienten und Fließrichtungen innerhalb eines U-Rohres, das mit Sand gefüllt ist (Weyer, 1978, Abbildung 2)

3.7 Einige Prinzipien des Grundwasserfließens unter gravitativen Bedingungen

Im Rahmen dieses Berichtes wird keine mathematische Ableitung oder kein Beweis der Prinzipien des regionalen Grundwasserfließens erstellt. Diese finden sich in Hubbert (1940, 1957). Stattdessen wird das Grundwasserfließen in einem schematischen und dimensionsmäßig nicht definierten Hügel behandelt. Im oberen Teil des Hügels, dem Recharge-Gebiet, ist das gravitative Potential (Energie/Masse) des Grundwassers höher als im Tal, dem Discharge-Gebiet. Die laterale Ausdehnung ist unbestimmt. Sie kann von ein paar Metern oder Kilometern bis zu mehr als hundert Kilometern reichen. Die Durchlässigkeit des Untergrundes, ein Maß für den Widerstand gegen Fließen, soll homogen und isotrop sein. Der Einfachheit halber wird in den folgenden Erörterungen das Head an Stelle des Potentials benutzt, da das Head ein Maß für das Potential des Grundwassers ist:

$$\Phi = h \bar{g} \quad (7)$$

Das Head ist ein Ausdruck für die vertikale Distanz (Höhe) über die Arbeit gegen die gravitative Kraft g geleistet wurde. Das gesamte hydraulische Head h setzt sich aus dem gravitativen oder Höhen-Head h_e , und dem Deformations- oder Druck-Head h_p

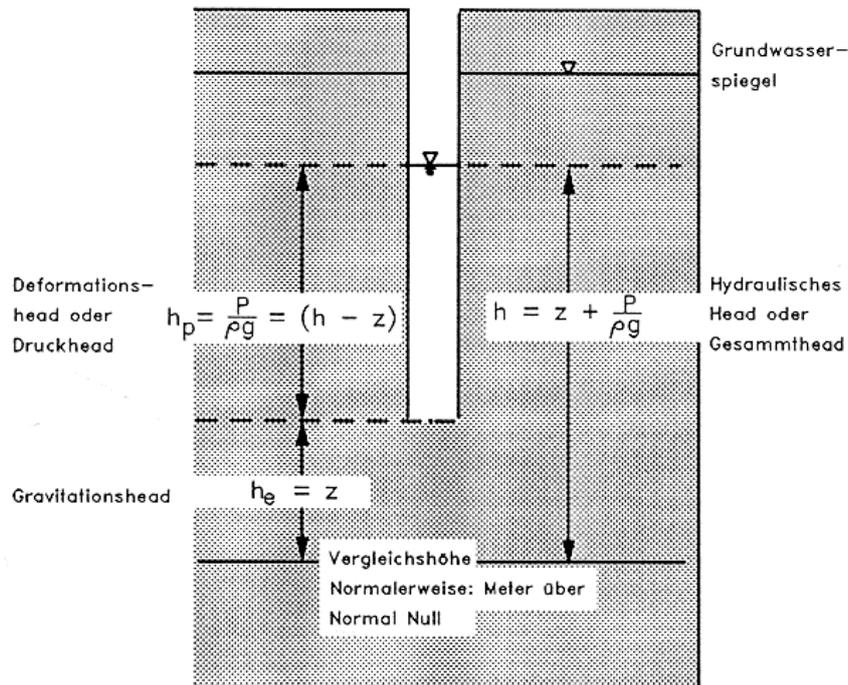


Abb. 7 Head Messungen in einem Piezometer (Weyer, 1978, Abbildung 3).

zusammen. Mehr Angaben über das Head finden sich in den Tabellen 1 und 2 sowie in den Abbildungen 7 und 10.

Abbildung 8 zeigt die Ausbildung der Kraftpotentialfelder in einem Schnitt durch die schematische Hügellandschaft. Das Maß für das gravitative Potential ist die topographische Höhe, da

$$h_e = z \quad (8)$$

wobei z die Höhe ist. Man bekommt einen realistischen Eindruck von der Größe der Potential-Unterschiede in Abhängigkeit von Höhenunterschieden, indem man sich vorstellt, eine Tonne Wasser, - oder mehr beeindruckend, eine Tonne Stahl - über einen Höhenunterschied von 10 m fallen zu lassen. Dieses Beispiel zeigt, welche Energiemenge entlang der angenommenen Fließlinie der Abbildung 8 umgesetzt wird. Bedenkt man, daß eine Tonne Wasser in nur drei bis 5 m³ Lockergestein enthalten sein kann, dann zeigt das Beispiel auch, welche enorme Menge Energie im Grundwasserkörper eines Hügels gespeichert ist. Diese Energie ist der Antriebsmotor für das Grundwasserfließen.

Bezüglich des Deformations- oder Druck-Potential wissen wir, daß die Deformation am Grundwasserspiegel vom barometrischen Druck abhängt und gleich null gesetzt

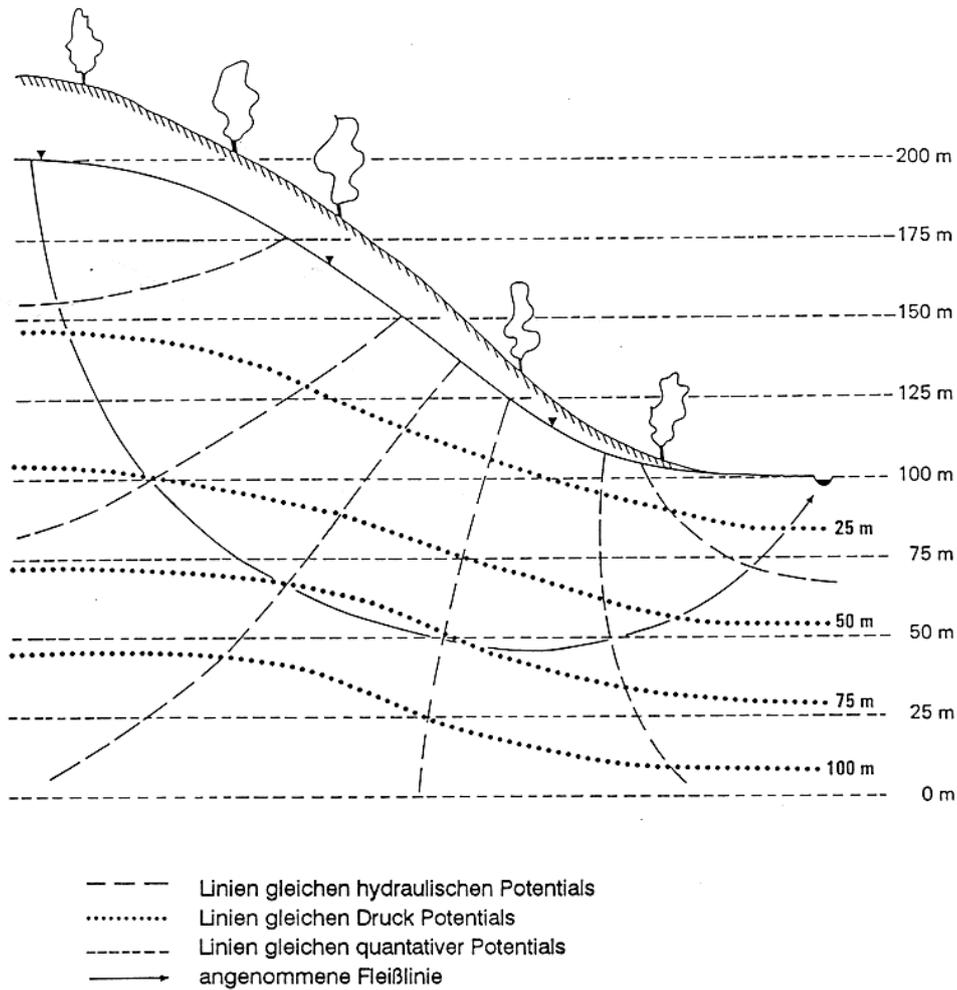


Abb. 8 Schematische Skizze der verschiedenen Potentialfelder in Heads (Weyer, 1978, Abbildung 4). Linie mit Dreiecken = Grundwasseroberfläche, gestrichelte Linien = Äquipotentiallinien, durchgezogene Linie mit Pfeilen = Fließlinie).

werden kann ($p=0$). Änderungen des barometrischen Drucks machen sich deshalb als Änderungen von ϕ_p und h_p in den Wasserständen in den Piezometern bemerkbar.

In dem konzeptionellen Modell wird angenommen, daß die Linien gleichen Drucks im Wasser in größerer Tiefe annähernd horizontal sein sollen. Das muß natürlich nicht unbedingt der Fall sein. Für die beabsichtigten Zwecke ist diese Annahme aber eine gute Annäherung an die Wirklichkeit.

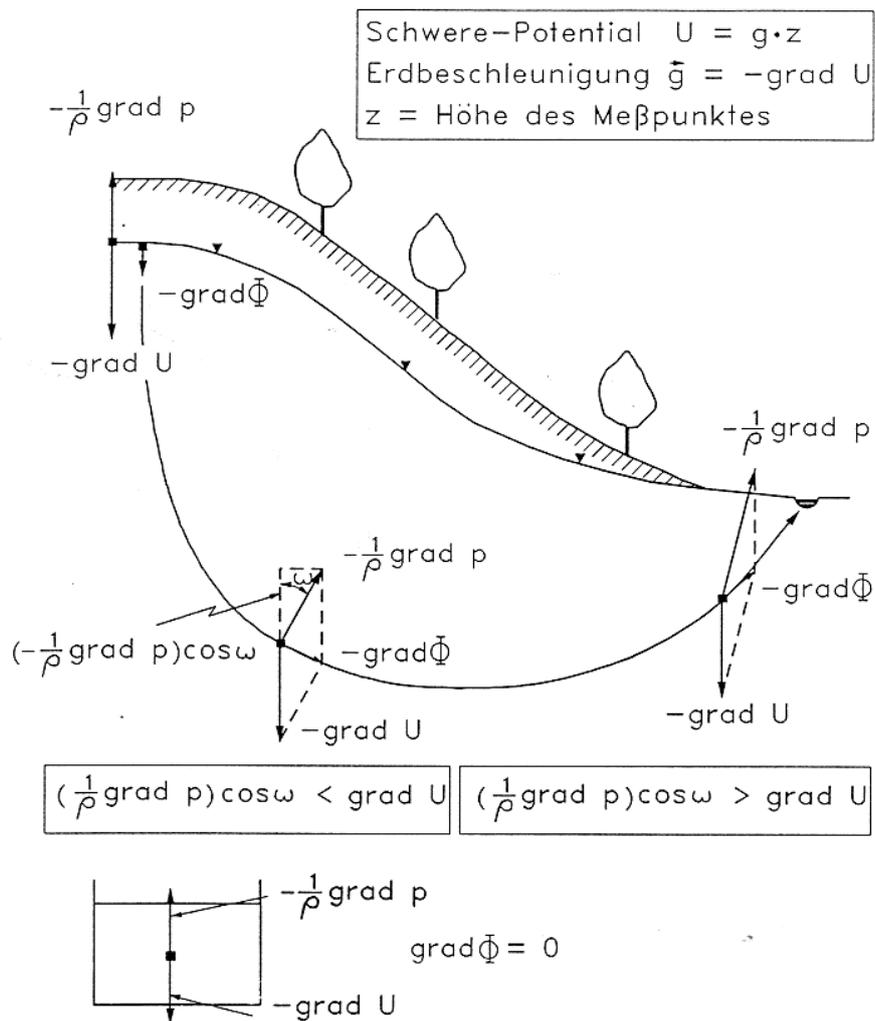


Abb. 9 Schematische Darstellung der Kräfteparallelogramme entlang einer Grundwasserfließlinie (Weyer, 1978, Abbildung 5).

Unter den beschriebenen Annahmen würden im Grundwasser das gravitative Kraftpotentialfeld und das deformationsbedingte Kraftpotentialfeld im Schema so ausgebildet sein wie in der Abbildung 8. Das Feld des gesamten hydraulischen Potentials ist das resultierende Feld, das ebenfalls in Abbildung 8 dargestellt ist.

Die Parallelogramme der Kräfte (Gradienten der einzelnen Potentialfelder) ändern sich entlang einer Fließlinie derart, daß das Wasser unter einem Recharge-Gebiet nach unten fließt, während es unter und nahe des Discharge-Gebietes nach oben fließt (Abbildung 9). Das ist dadurch bedingt, daß bei nach unten gerichtetem Fließen gilt:

$$\left(\frac{1}{\rho} \text{grad } p\right) \cos \omega < \text{grad } U \quad (9)$$

während bei aufwärts gerichtetem Fließen gilt:

$$\left(\frac{1}{\rho} \text{grad } p\right) \cos \omega > \text{grad } U \quad (10)$$

Im Bereich von nach unten gerichtetem Fließens ist der Druck im Grundwasser normalerweise geringer als unter hydrostatischen Bedingungen; im Bereich von nach oben gerichtetem Fließen ist der Druck normalerweise höher als unter hydrostatischen Bedingungen. Horizontales Fließen findet statt, wenn

$$\left(\frac{1}{\rho} \text{grad } p\right) \cos \omega = \text{grad } U \quad (11)$$

Unter hydrostatischen Bedingungen ist $\cos \omega = 1$ und der Deformationsvektor ist senkrecht nach oben gerichtet.

Abbildung 10 stellt die Änderungen der Heads (Maß für Potentiale) entlang der Fließlinie dar. Der obere Teil der Abbildung zeigt die Grundwasseroberfläche, eine schematische Fließlinie, und den Wasserstand in Piezometern, die nur im Bereich der Fließlinie verfiltert sind und deren Bohrloch vollständig mit Ton abgedichtet wurde (außer im Bereich des Filters). Das linke Piezometer (Nummer 1) ist im Schwankungsbereich des Grundwasserspiegels verfiltert und zeigt deswegen einen Grundwasserspiegel in 200 m Höhe an. Der nächste Piezometer entlang der Fließlinie (Nummer 2) ist in 100 m Höhe über NN verfiltert (Rest des Bohrloches abgedichtet) und mißt ein Gesamt-Head von 150 m (gravitatives Head: 100 m, Druck-Head: 50 m). Das Piezometer 3 ist in 50 m Höhe verfiltert und zeigt ein Gesamt-Head von 125 m an (gravitatives Head: 50 m, Druck-Head: 75 m). Das Piezometer 4 ist in 70 m Höhe über NN verfiltert und hat ein Gesamt-Head von 105 m (gravitatives Head: 70 m, Druck-Head: 35 m). Der Piezometer 4 ist artesisch (ohne artesischen Aquifer!).

In den Piezometern 2 und 3 ist der Wasserstand im Piezometer wesentlich niedriger als der Grundwasserspiegel im Bereich des Bohrloches. Das ist unter Recharge-Gebieten immer der Fall, da beim nach unten gerichteten Fließen Energie verbraucht wird und deswegen nur der Rest der im gravitativen Feld gewonnenen Energie als Deformationsenergie gespeichert werden kann. Im Piezometer 2 zum Beispiel hebt die so gespeicherte Deformationsenergie den Wasserspiegel im Bohrloch nach Arbeit gegen die Gravitation auf 150 m Höhe. In dem Piezometer 4 (Discharge-Gebiet) ist der Wasserspiegel artesisch und damit höher als der Grundwasserspiegel.

Es gilt also, daß sowohl im Recharge- als auch im Discharge-Gebiet nur dann der Grundwasserspiegel korrekt angezeigt wird, wenn das Piezometer nur im Schwankungsbereich des Grundwasserspiegels verfiltert ist. Da das bei den

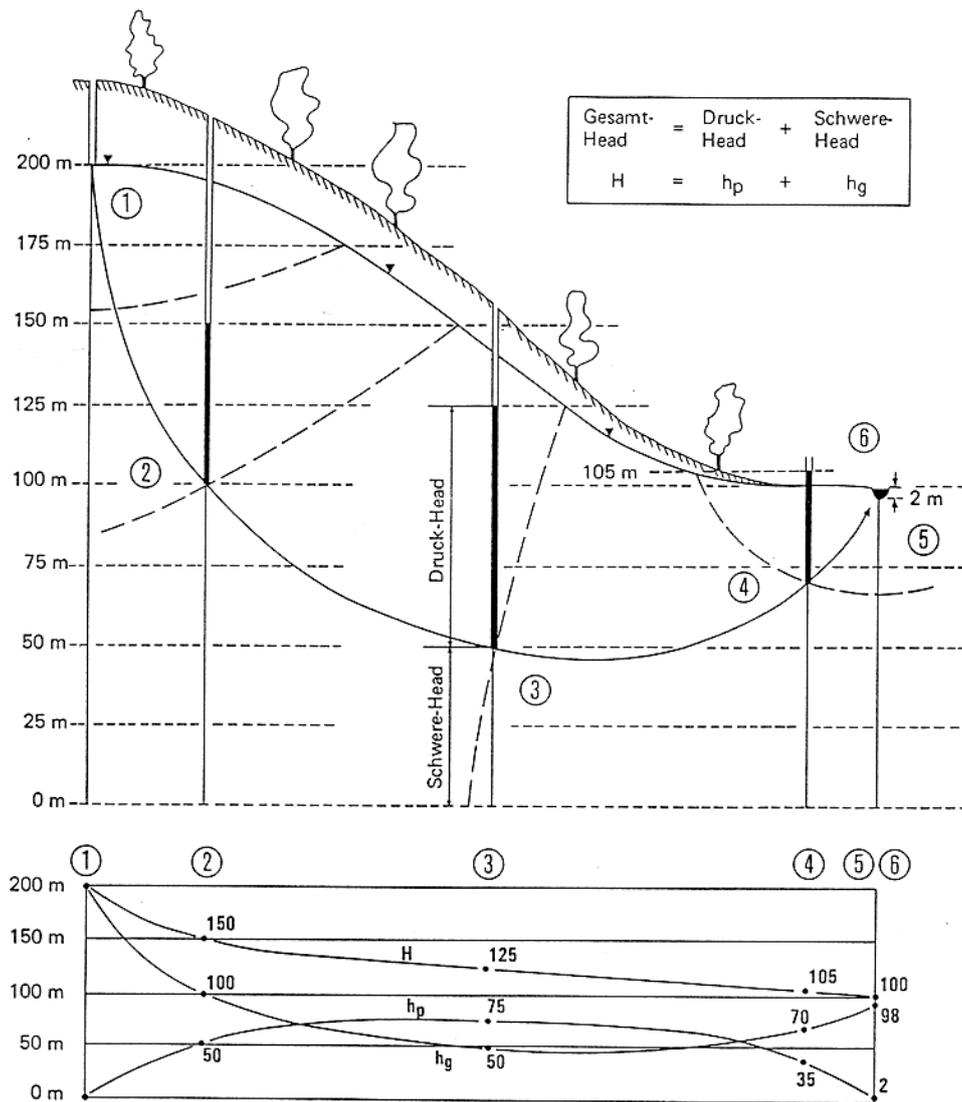


Abb. 10 Schematische Darstellung der Änderungen der verschiedenen Potentiale (gemessen in Heads) entlang einer idealisierten Fließlinie; H = hydraulisches Head, h_e = Gravitationshead oder Höhe des Meßpunktes über NN; h_p = Deformationshead oder Druckhead (Weyer, 1978, Abbildung 6).

meisten existierenden Piezometern nicht der Fall ist, sind damit viele Grundwasserspiegelmessungen aus solchen Piezometern mehr oder weniger ungenau. Unter Recharge-Gebieten werden die Grundwasserspiegelwerte generell zu niedrig, unter Discharge-Gebieten zu hoch angegeben. Die bisher oft angewendete Verfilterung über fast die ganze Länge eines Piezometers führt meist zu

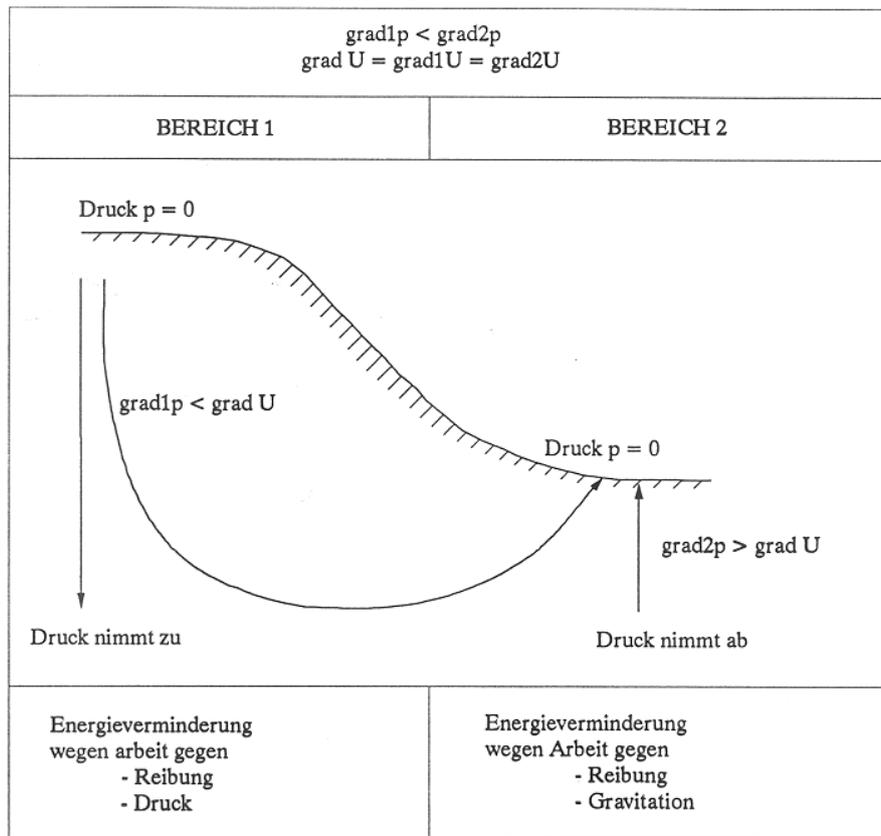


Abb. 11 Gegenspiel von Gravitations- und Deformationsfeld entlang einer schematischen Fließlinie (Weyer, 1978, Abbildung 7).

falschen Grundwasserspiegelhöhen und schafft zudem einen hydraulischen Kurzschluß. Angabe von Grundwasserspiegelhöhen in hydrogeologischen Karten sollten demnach mit Vorsicht benutzt werden. (Vergl. Kap. 2.3.2)

Im unteren Teil der Abbildung sehen wir, wie sich die verschiedenen Heads entlang der Fließlinie ändern. In der Nähe des Piezometers 3 geht das gravitative Head h_g (i.e. gravitatives Potential) durch ein Minimum und steigt dann bis zum Ausflußpunkt wieder an. Das Deformations-Head h_p (Druck-Head; i.e. Deformations-Potential) steigt entlang der Fließlinie von 0 auf ein Maximum von 50 m an, und fällt dann wieder auf 0 m im aufsteigenden Ast der Fließlinie. Es ist also so, daß das Grundwasser beim Abwärtsfließen in Bereiche höheren Drucks fließt (Kompression des Wassers) und dann im aufsteigenden Ast in Bereiche niedrigeren Drucks fließt (Ausdehnung des Wassers). Diese Situation ist ähnlich wie das in Kapitel 3.6 (Abb. 6) angesprochene Fließen im U-Rohr. Die Energie, die während des Abwärtsfließens durch Kompression gespeichert wird, wird danach benutzt, um laterales und aufwärts gerichtetes Fließen zu bewirken, wobei das Wasser sowohl den Widerstand des durchflossenen Materials als auch den

Widerstand der Gravitation überwindet. Diese Zusammenhänge sind in der Abbildung 11 zusammengefaßt worden, die für sich selber spricht.

Es wurde dargestellt, wie Energie aus dem Gravitationspotential in das Deformationspotential überführt wird und, daß das Grundwasserfließen das Resultat der Gradienten beider Felder ist. Die Natur, wie sie in der Thermodynamik beschrieben wird, stellt den Mechanismus bereit, Energie durch Kompression (Deformation) zu speichern. Dieser Mechanismus ermöglicht es den Grundwasserfließsystemen, zwei thermodynamischen Grundsätzen zu genügen, nämlich die Gesamtsumme der Energie im System Grundwasser und den Gesamt-Energie-Verbrauch während des Fließvorganges zu minimieren. Da das gravitative Feld (der Motor des Grundwasserfließens) konstant ist, wird das Deformationspotential-Feld entsprechend den Grenzbedingungen des Grundwassersystemes (vor allem des Grundwasserspiegels) und der Verteilung der Durchlässigkeiten im Untergrund (Geologie) ausgebildet.

Der Einfluß von Grenzbedingungen und Geologie auf die Ausbildung von Grundwasserfließsystemen wird in Kapitel 4 angesprochen, während die Frage der hydraulisch sinnvollen Anwendung von Piezometern in Kapitel 8 behandelt wird.

3.8 Das Konzept der Inkompressibilität

Die Kinematik von Flüssigkeiten betrachtet nur die Bewegung von Flüssigkeiten, ohne die Masse der Flüssigkeit zu berücksichtigen (Kellog, 1929). "To say that a fluid is incompressible.." bedeutet "..that any portion of the fluid, identified by the particles it contains, occupies a region of constant volume. But if sources are possible, this criterion of incompressibility is inadequate..." (Kellog, 1929). "A broader formulation of the notion of compressibility may be founded on the density. It will not do, however, to say that incompressibility and constant density are synonymous" (Kellog, 1929).

Kellog's Gedankengang führte zu der folgenden Definition der Kompressibilität. Für den gesamten betrachteten Bereich gilt:

$$\frac{dp}{dt} = 0 \quad (12)$$

Das bedeutet, daß in der Potentialtheorie eine Flüssigkeit dann als nicht kompressibel betrachtet werden kann, wenn sich die Dichte an beliebigen Orten im Feld nicht über die Zeit ändert. Diese Definition der Inkompressibilität stimmt mit der Kontinuitätsgleichung überein, die einfach über die im gesamten Feld befindlichen Massen "buchführt". Bleibt die Summe der Massen im Feld konstant, dann entspricht dieses Konzept der Inkompressibilität dem der Kinematik.

Für das Verstehen der Zusammenhänge ist es wichtig, daß man sich klarmacht, daß Wasser kompressibel ist, obwohl einige vereinfachende Ableitungen voraussetzen, daß das Wasser inkompressibel ist. Zwar ist das Wasser nicht sehr kompressibel, aber wegen

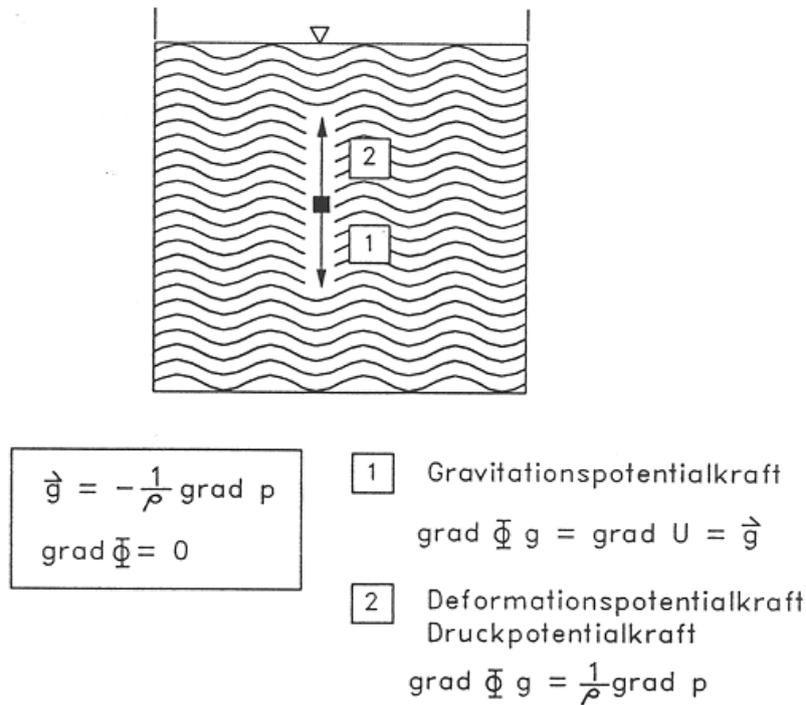


Abb. 12 Parallelogramm der hydraulischen Kräfte unter hydrostatischen Bedingungen (Weyer, 1978, Abbildung 8).

der geringfügig vorhandenen Kompressibilität können dennoch bedeutende Mengen Energie gespeichert werden. Die so gespeicherte Energie erlaubt es dem Grundwasser, gegen die Richtung der gravitativen Kraft sozusagen den Berg hinaufzufließen, wenn das Deformationspotential durch Ausdehnung der Wassermasse wieder freigesetzt wird.

3.9 Hydrostatik als Sonderfall der Hydrodynamik

Im Vorherigen wurde die physikalische Basis bereitet, um hydrostatische Bedingungen und den Archimedischen Auftrieb zu erörtern.

Die Kräfte innerhalb hydrostatischer Felder werden gemeinhin mittels Druck beschrieben. Schon Hubbert (1940) zeigte, warum hydrostatische Bedingungen nur ein spezieller Zustand der hydrodynamischen Bedingungen sind, nämlich dann, wenn $\text{grad } \Phi = 0$. Unter diesen Bedingungen sind der Gradient des Gravitationspotentials und der Gradient des verursachten Deformationspotentials (Druckpotential) innerhalb einer Flüssigkeit gleich groß, aber genau entgegengesetzt in der Richtung.

Deswegen heben sich überall im betrachteten hydrostatischen Bereich innerhalb der Flüssigkeit die gravitative Kraft - g (Vektor 1 in Abbildung 12) und Deformationspotentialkraft (Druckpotentialkraft) - $1/\rho \text{ grad } p$ (Vektor 2 in Abbildung 12) gegenseitig auf. Deswegen wird $\text{grad } \Phi = 0$, und deswegen fließt kein Wasser.

Die Größe der Deformations- oder Druck-Potentialkraft $-1/\rho \text{ grad } p$ hängt von der Dichte ρ in zwei Arten ab. Zum ersten bilden Flüssigkeiten mit einer hohen Dichte Deformationsfelder mit einem großen Druckgradienten, um der gravitativen Kraft zu widerstehen, während Flüssigkeiten mit geringerer Dichte nur kleinere Druckgradienten bilden, um die gravitative Kraft zu kompensieren. Zweitens, führt man Körper verschiedener Dichte in ein hydrostatisches Deformationsfeld ein, so werden Körper mit höherer Dichte (Masse/Volumen) als die Flüssigkeit auf den Boden dieser Flüssigkeit absinken, während Körper mit einer geringeren Dichte als die Flüssigkeit sich nach oben bewegen und auf der Flüssigkeit schwimmen.

Das Verhalten der Körper mit unterschiedlicher Dichte wird mit Hubberts Kräftefeldern erklärt (Abbildung 12). Da der Druckgradient in dem Feld der Deformationskraft $-1/\rho \text{ grad } p$ durch die dominierende Flüssigkeit bestimmt wird, ist jeder eingetauchte Körper den Druckpotential-Kräften dieser Flüssigkeit ausgesetzt, wobei dann die Dichte $\rho_{\text{Körper}}$ in dem Deformationskraft-Vektor erscheint. Da die Dichte im Nenner der Vektorengleichung für die Deformationskraft auftritt, ist die Deformationskraft im Verhältnis der Dichten größer als die gravitative Kraft, wenn $\rho_{\text{Körper}} < \rho_{\text{Flüssigkeit}}$ ist. Ist die Dichte des eingetauchten Körpers größer als die der Flüssigkeit [$\rho_{\text{Körper}} > \rho_{\text{Flüssigkeit}}$], dann ist die Deformationskraft des Körpers kleiner als die der gravitativen Kraft in der Flüssigkeit. Die Addition der Vektoren (Parallelogramm der Kräfte) bestimmt eine aufwärtsgerichtete Kraft für den eingetauchten Körper, wenn $\rho_{\text{Körper}} < \rho_{\text{Flüssigkeit}}$ und eine nach unten gerichtete Kraft, wenn $\rho_{\text{Körper}} > \rho_{\text{Flüssigkeit}}$.

Die Dichte der Gast-Flüssigkeit bestimmt also, zusammen mit der gravitativen Kraft, den Druckgradienten im Deformationsfeld der Flüssigkeit. Der Druckgradient zeigt die Richtung der Druckpotentialkraft innerhalb des eingetauchten Körpers an. Das Ergebnis dieser beiden Bedingungen schafft den sogenannten Archimedischen Auftrieb.

Die folgende kurze Beschäftigung mit dem Archimedischen Auftrieb wird sich dreier Tatsachen bedienen:

1. der 'Archimedische Auftrieb' wird von der Deformationskraft (Druckpotentialkraft) verursacht,
2. der 'Archimedische Auftrieb' wirkt sich in der Richtung der Deformationskraft aus, die im hydrostatischen Fall senkrecht nach oben gerichtet ist, und

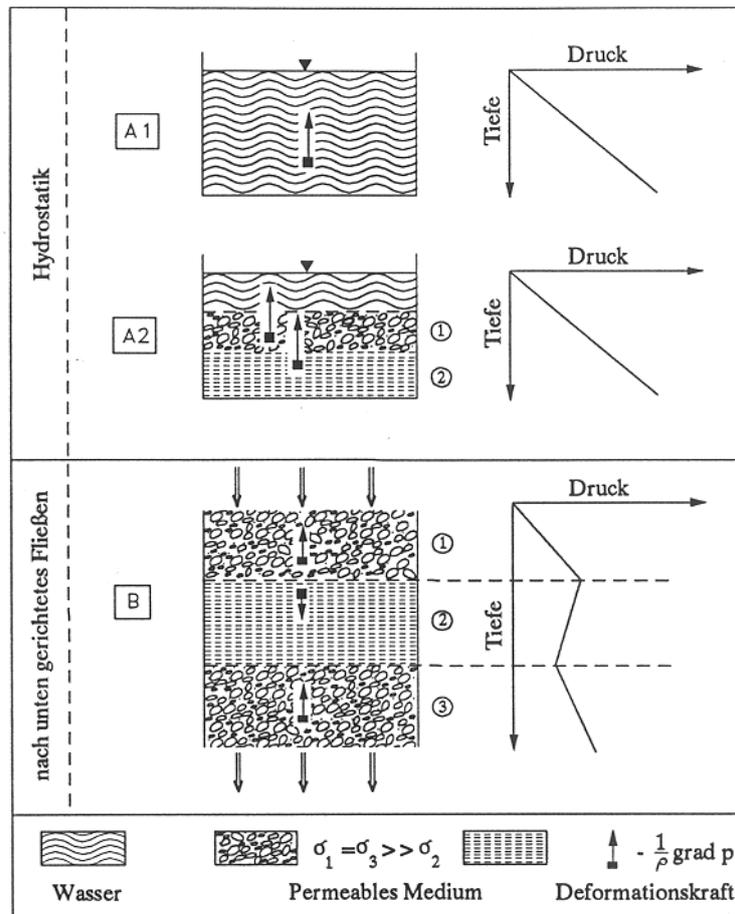


Abb. 13 Deformationskräfte unter hydrostatischen Bedingungen und bei starkem, nach unten gerichtetem Fließen (Weyer, 1978, Abbildung 9).

3. unter hydrodynamischen Bedingungen kann die Druckpotentialkraft jede Richtung im Raum annehmen. Das bedeutet, daß der sogenannte 'Archimedische Auftrieb' unter hydrodynamischen Bedingungen jede Richtung im Raum annehmen kann. Abbildungen 5 und 9 stellen zum Beispiel nicht-senkrechte Richtungen der Druckpotentialkraft dar.

3.10 Die Umkehrung des Archimedischen "Auftriebs" bei starkem, nach unten gerichtetem Grundwasserfließen durch niedrig permeable Schichten.

Im vorigen Kapitel wurden die Kräfte angesprochen, die das Phänomen des sogenannten 'Archimedischen Auftriebs' verursachen. Hier wird ein konzeptionelles Gedankenexperiment durchgeführt, das die Ungültigkeit des sogenannten 'Archimedischen Auftriebs' in dem Sinne zeigt, daß die "archimedische" Kraft durchaus nicht immer nach oben gerichtet sein muß. In diesem Experiment wird gezeigt, unter

welchen Bedingungen die “archimedische” Kraft im Grundwasser nach unten gerichtet ist.

Um das zu zeigen, wird in einem Modell eine Situation geschaffen, in der die Druckpotentialkräfte eindeutig nach unten gerichtet sind. Im Vorherigen wurde schon gezeigt, daß die Druckpotentialkräfte im schrägen Winkel zu der Vertikalen nach oben gerichtet sein können (Abbildungen 5 und 9).

In diesem Gedankenexperiment werden drei Modellanordnungen verglichen (Abbildung 13). Zwei Modelle (A1 und A2) zeigen hydrostatische Bedingungen ($\text{grad } \Phi = 0$); das dritte (B) stellt eine hydrodynamische Situation mit nach unten gerichtetem Fließen dar ($\text{grad } \Phi \neq 0$).

A1: Das Modell hat einen Boden und ist mit Wasser gefüllt. Die Deformationskraft (Pfeil) ist nach oben gerichtet und durch die gravitative Kraft im Gleichgewicht gehalten, wie es in Abbildung 12 gezeigt wird. Der Druck im Wasser nimmt mit einem hydrostatischen Gradienten gleichmäßig nach unten zu. Der Archimedische Auftrieb ist senkrecht nach oben gerichtet.

A2: Das Modell hat einen Boden und ist mit Wasser und zwei Lagen durchlässigen Materials gefüllt. Die Lage 1 hat eine viel größere Durchlässigkeit (σ_1) als die Lage 2 (σ_2). In beiden Lagen hat die Druckpotentialkraft die gleiche Richtung und Größe wie im Modell A1. Außerdem steigt der Druck im Wasser hydrostatisch nach unten an. Der Archimedische Auftrieb ist nach oben gerichtet und an allen Stellen der Modelle A1 und A2 gleich. Die Druckgradienten $-\text{grad } p$ sind senkrecht nach oben gerichtet.

B: Eine starke Strömung fließt von der Lage 1 mit relativ sehr hoher Durchlässigkeit (σ_1) durch die Lage 2 mit relativ sehr niedriger Durchlässigkeit in die Lage 3 mit relativ sehr hoher Durchlässigkeit. Eine solches Modell kann im Laboratorium hergestellt werden. Gleichartige Bedingungen sind auch im Gelände gemessen worden.

Die Strömung im Modell B soll so stark sein, daß zur Überwindung des Fließwiderstandes in der Lage 2 mehr Energie benötigt wird, als durch die Abnahme des gravitativen Potentials von der Oberfläche bis zur Unterfläche der Lage 2 frei wird. In diesem Falle wird die Energie, die für das Aufrechterhalten der Strömung nötig ist, von der zweiten verfügbaren Energiequelle genommen, nämlich von dem Deformationspotential des fließenden Wassers. Der Mechanismus, der zur Verringerung des Deformationspotentials führt, ist vergleichbar mit der Abnahme der Deformationspotentialkraft in Abbildung 11. In der Situation der Abbildung 11 wurde die freiwerdende Deformationsenergie benötigt, um das Wasser gegen die gravitative Potentialkraft aufsteigen zu lassen. Hier wird zusätzliche Energie benötigt, um den zusätzlichen Fließwiderstand der niedrigdurchlässigen Schicht 2 zu überwinden.

Als Folge wird die Deformation der Masse, welche in der Lage 1 durch Kompression der Wassermasse zugenommen hatte, in der Lage 2 durch Ausdehnung wieder verringert. Die Ausdehnung der Wassermasse verursacht in der Lage 2 eine Abnahme des Drucks entlang des Fließweges von der Oberfläche zu der Unterfläche der Lage 2.

Deswegen ist die Deformationskraft in der Lage 2 nach unten gerichtet und verstärkt die gravitative Deformationskraft in der Vektorenaddition (Parallelogramm der Kräfte). Jegliches Fluid mit niedrigerer Dichte, wie zum Beispiel Gasblasen, das in die Lage 2 injiziert würde, würde schneller abwärts wandern als das Wasser selber, da bei leichterem Material die Druckpotentialkraft größer ist.

Damit wurde gezeigt, daß unter den hier beschriebenen Versuchsbedingungen kein Archimedischer Auftrieb existiert, sondern daß die entsprechende Kraft senkrecht nach unten gerichtet ist.

Vollständigkeitshalber wird hier noch darauf hingewiesen, daß in den Lagen 1 und 3 der Archimedische Auftrieb geringer ist als in den Modellen A1 und A2. Der Grund für den damit verbundenen niedrigeren Druckgradienten ist in der Abbildung 11 beschrieben. In dem Modell B gelten die Bedingungen

$$\left(\frac{1}{\rho} \text{grad } p\right) \cos \omega < \text{grad } U \quad (13)$$

3.11 Durchlässigkeit durchflossener Medien

3.11.1 Durchlässigkeitskonstanten in Abhängigkeit von der Schreibweise des Darcy'schen Gesetzes

Im vorherigen Kapitel wurden die verschiedenen Schreibweisen des Darcy'schen Gesetzes angesprochen und gezeigt, daß nur eine der verschiedenen Schreibweisen physikalisch und energetisch konsistent ist, nämlich die von Hubbert (1940, 1953, 1957):

$$\bar{q} = -\sigma \text{ grad } \Phi \quad (14)$$

Der dabei auftretende Permeabilitätsfaktor σ wird den meisten Lesern fremd vorkommen, da er bisher in keinem der vorliegenden hydrogeologischen Lehrbücher verschiedener Sprachen Eingang gefunden hat.

Die Fluid-Konduktivität wurde zuerst von Israelsen und Morgan (1937) in der angelsächsischen wissenschaftlichen Literatur vorgeschlagen. Sie scheint bisher keinen Eingang in die deutschsprachige Grundwasserliteratur gefunden zu haben. Im Angelsächsischen wurde sie unter anderem von folgenden Autoren benutzt: Israelsen und Morgan, 1937 (S.568: specific water conductivity); Richards, 1943 (permeability); Hubbert, 1940 (S.819: specific fluid conductivity, S.648: specific conductivity parameter); Edlefsen und Anderson, 1943 (transmission function); Jacob, 1946 a (specific conductivity, conductivity, transmission function, specific water conductivity); Jacob, 1946 b (S.271: conductivity); Richards, 1952 (S.86: transmission constant, transmissivity, conductivity); S.88: water conductivity); Hubbert, 1953 (S.1967: fluid conductivity); Hubbert, 1957

Tab. 3 Permeabilitäten in Abhängigkeit von der Schreibweise des Darcy'schen Gesetzes (Weyer, 1977, Tabelle 3).

Hydrogeologische Geländearbeit und Darcy's Experiment		Erklärung der Variablen	
$v = -K \frac{\Delta h}{\Delta L}$ $K = \frac{k\rho}{\mu} g$ $K = \frac{k}{\nu} g$	<p>K = Durchlässigkeit = hydraulische Konduktivität [LT⁻¹]</p> <p>K verbindet alle skalaren Konstanten, die sich auf die Eigenschaften des durchflossenen Mediums (k), auf das Fluid (ρ, μ), und auf die gravitative Potentialkraft (g) beziehen</p>	<p>v [LT⁻¹] = spezifischer Durchfluß, Filtergeschwindigkeit</p> <p>Δh [L] = Headdifferenz</p> <p>ΔL [L] = Abstand</p> <p>ρ [ML⁻³] = Dichte</p> <p>g [LT⁻²] = Erdbeschleunigung</p> <p>μ [ML⁻¹T⁻¹] = dynamische Viskosität</p> <p>μ = ν · ρ</p>	
Energetische Darstellung (Hubbert, 1940)			
$\bar{q} = -\sigma \text{grad}\Phi$ $\sigma = \frac{k\rho}{\mu} = \frac{k}{\nu} = \frac{K}{g}$ $\text{grad}\Phi = g \frac{\Delta h}{\Delta L}$	<p>σ = Fluid-Konduktivität [T]</p> <p>σ verbindet die Eigenschaften des durchflossenen Mediums (k) und der Fluide (ρ, μ)</p>	<p>ν [L²T⁻¹] = kinematische Viskosität</p> <p>q̄ [LT⁻¹] = spezifischer Durchfluß, Fließvektor</p> <p>- gradΦ [LT⁻²] = hydraulische Kraft (Vektor)</p> <p>N = dimensionsloser Faktor, der die Form des Porenraumes und die Ungleichförmigkeit der Körner beinhaltet</p>	
Experimente in Laboratorien und Öl-Industrie			
$\bar{q} = -k \frac{\rho}{\mu} \text{grad}\Phi$ $k = Nd^2$	<p>k = spezifische Permeabilität [L²]</p> <p>k bezieht sich nur auf die geometrischen Eigenschaften des durchflossenen Porenraums.</p> <p>In der Öl-Industrie wird k in darcy gemessen.</p>	<p>d [L] = repräsentativer Korndurchmesser</p>	
		Dimensionen	
		M	= Masse
		L	= Länge
		T	= Zeit

(S.24, S.32: volume conductivity); Tóth, 1972 (S.479: specific fluid conductivity). Die Aufstellung ist unvollständig, zeigt aber die Aufmerksamkeit, die der Fluid-Konduktivität in den USA, und später auch in Kanada, gewidmet wurde.

Jacob (1946 b, S.272) weist darauf hin, daß 'fluid conductivity' oder 'water conductivity' im Vergleich mit 'thermal conductivity' und 'electrical conductivity' vorgeschlagen und benannt wurde. Der Gebrauch der Fluid-Konduktivität σ ist physikalisch konsistent mit dem Gebrauch von thermischer und elektrischer Konduktivität. Der Gebrauch der sogenannten hydraulischen Konduktivität K ist physikalisch nicht konsistent mit thermischer und elektrischer Konduktivität, obwohl das oft behauptet wird. Der Grund liegt darin, daß die Erdbeschleunigung Teil der hydraulischen Konduktivität K ist (siehe Tabelle 3). Im Folgenden wird die physikalische Bedeutung der drei verschiedenen Permeabilitäts-

faktoren im Zusammenhang mit den entsprechenden Schreibweisen des Darcy'schen Gesetzes dargestellt (Tabelle 3).

Es wird oft versucht, die Durchlässigkeiten durch bestimmte Geländebedingungen zu erklären. Zum Beispiel erklärt Heath (1988, deutsche Übersetzung, S.29): "Die Variablen, die wir zur Definition der Durchlässigkeit eingeführt haben, drücken aus, daß ein bestimmtes Wasservolumen K in einer bestimmten Zeiteinheit bei einem bestimmten Gefälle (z.B. 1 Meter pro Meter Fließweg) durch eine bestimmte Fläche (z.B. 1 Quadratmeter) strömt." Diese Art von Definition ist verwirrend, und sie ist nicht geeignet, das Verständnis der Grundwasserdynamik zu fördern.

Die obige und ähnliche Definitionen werden deswegen nicht näher erörtert, sondern die verschiedenen Durchlässigkeiten als Koeffizienten in den verschiedenen etablierten Schreibweisen des Gesetzes von Darcy ausgedrückt. Mit jeder dieser Schreibweisen ist auch eine bestimmte physikalische Bedeutung für den Durchlässigkeitsfaktor verbunden (Tabelle 3).

In der gebräuchlichen hydrogeologischen Darstellungsweise verbindet die hydraulische Konduktivität K eine Reihe von Konstanten, wie die Durchlässigkeit des durchflossenen Mediums (spezifische Permeabilität k), die Zähigkeit des Fluids (kinematische Viskosität ν = dynamische Viskosität μ / Dichte ρ) und die Gravitationspotentialkraft (Erdbeschleunigung \vec{g}). Diese Definition ist physikalisch unbefriedigend und damit zum Verständnis der Zusammenhänge ungeeignet, da sie einen Teil des Kraftfeldes mit einschließt.

Die bisher in der Hydrogeologie wenig gebrauchte Definition der Fluid-Konduktivität verbindet die Durchlässigkeits-Eigenschaften des durchflossenen Mediums (k) mit den Zähigkeitseigenschaften des Fluids (kinematische Viskosität ν ; oder dynamische Viskosität μ). Diese Definition entspricht den physikalisch-energetischen Gegebenheiten (Tabelle 3). Die Fluid-Konduktivität ist ein Proportionalitätsfaktor, der das Fließfeld mit dem antreibenden Kraftfeld verbindet. Vom Gesichtspunkt der Hydrogeologie ist die Fluid-Konduktivität praktisch anzuwenden, da die Hydrogeologie mit dem Ein-Phasen-Fluß von Wasser arbeitet. Die grundwasserbezogene Durchlässigkeit kann Wasser-Konduktivität genannt werden, da sie direkt die hydrogeologische Grundwassersituation widerspiegelt.

Bei Experimenten in Laboratorien und in der Öl-Industrie (Mehr-Phasen-Fluß) wird meist mit der spezifischen Permeabilität k gearbeitet. Dieser Durchlässigkeitsfaktor bezieht sich nur auf die geometrischen Eigenschaften des durchflossenen permeablen Mediums.

Die spezifische Permeabilität war ursprünglich in der Öl-Industrie durch eine unvollständige Formulierung des Darcy'schen Gesetzes

$$k = - \frac{q\mu}{\partial p / \partial s} \quad (15)$$

und durch inkonsistente Maßeinheiten definiert worden (Hubbert, 1957, S.34, bezogen auf Wyckoff et al., 1933, und American Petroleum Institute, 1935). Dabei war der Druckgradient als die Antriebskraft angenommen worden, wie es auch heute noch in Arbeiten in Reservoir Engineering geschieht (Weyer, 1977).

Tabelle 3 stellt die Definition der spezifischen Permeabilität k innerhalb der Schreibweise des Darcy'schen Gesetzes mit Kraftfeldern ($-\text{grad } \Phi$) dar, wie sie von Hubbert (1940, 1957) eingeführt wurde. Alle Definitionen in der Tabelle 3 (und in den Tabelle 1 und 2) sind in Dimensionen angegeben, also nicht in Maßeinheiten. Dadurch wird das elementare Verständnis der physikalischen Zusammenhänge gefördert.

Eine instruktive Darstellung von Maßeinheiten im Zusammenhang mit Grundwasser befindet sich zum Beispiel bei Langguth und Voigt (1980). Tabelle 5 enthält die Umrechnungsfaktoren aller hier erwähnten Permeabilitätskonstanten in gebräuchlichen Maßeinheiten.

Tab. 4 Dichte ρ und dynamische Viskosität μ reinen Wassers in Abhängigkeit von der Temperatur.

t [°C]	Dichte		dynamische Viskosität, μ [centipoise]
	[gr / cm ³]	[kg / m ³]	
0	0.99984	999.84	1.793
3.98	1.0000	1000.00	1.567 (4°C)
10	0.99970	999.70	1.307
15	0.99913	999.13	1.139
20	0.99821	998.21	1.002
25	0.99707	997.07	0.8904
30	0.99565	995.65	0.7975
35	0.99406	994.06	0.7194
40	0.99222	992.22	0.6532

Tabelle 5. Umrechnungsfaktoren für unterschiedliche Durchlässigkeitseinheiten britischer, amerikanischer und metrischer Maßsysteme bezogen auf ein Wasser der Dichte $\rho = 1 \text{ g/cm}^3$ und der dynamischen Viskosität $\mu = 1 \text{ centipoise}$

	hydraulische Konduktivität				Wasser-Konduktivität s	spezifische Permeabilität		
	m/s	ft/s	U.S. GPD/ft ²	Imp. GPD/ft ²		cm ²	ft ²	darcy (D)
m/s	1	3.28	2.12×10^6	1.77×10^6	1.02×10^{-1}	1.10×10^{-6}	0.968×10^{-5}	
ft/s	0.305	1	6.46×10^5	5.38×10^5	3.11×10^{-2}	3.35×10^{-7}	3.15×10^{-4}	
U.S. GPD/ft ²	4.72×10^{-7}	1.55×10^{-6}	1	0.833	5.42×10^{-8}	5.83×10^{-13}	5.49×10^{-2}	
Imp. GPD/ft ²	5.67×10^{-7}	1.86×10^{-6}	1.2	1	6.51×10^{-8}	7.00×10^{-13}	6.59×10^{-2}	
s	9.81	3.22×10^1	1.85×10^7	1.54×10^7	1	1.00×10^{-2}	1.01×10^6	
cm ²	9.81×10^2	3.22×10^3	1.85×10^9	1.54×10^9	1.00×10^2	1	1.01×10^8	
ft ²	9.11×10^5	2.99×10^6	1.71×10^{12}	1.42×10^{12}	9.29×10^4	9.29×10^2	9.42×10^{10}	
darcy (D)	9.68×10^{-6}	3.17×10^{-5}	1.82×10^1	1.52×10^1	9.87×10^{-7}	9.87×10^{-9}	1	

1 U.S. gallon = 3.7854 l
 1 Imperial gallon = 4.5459 l
 Dichte $\rho = 1 \text{ g/cm}^3$; dynamischen Viskosität $\mu = 1 \text{ centipoise (Pa}\cdot\text{s oder kg}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{m}^{-1})$

3.11.2 Der Einfluß der Grundwassertemperatur auf die Durchlässigkeit

Die hydraulische Konduktivität K und die Wasser-Konduktivität σ hängen sehr von der Temperatur des fließenden Grundwassers ab. In der Gleichung

$$\sigma = \frac{k\rho}{\mu} \quad (16)$$

sind die Dichte ρ und die dynamische Viskosität μ von der Temperatur in der in Tabelle 4 angeführten Weise abhängig. Während sich die Dichte kaum mit der Temperatur verändert, verändert sich die Viskosität von 1.307 Centipoise bei 10°C – einer in Deutschland üblichen Grundwassertemperatur – auf 0.7975 Centipoise bei 30°C, wie sie in den Tropen im Grundwasser überschritten werden. Da $1.307/0.7975 = 1.64$ ist, bedeutet dies, daß bei sonst gleichartigen Bedingungen in den Tropen bei 30 °C Grundwassertemperatur etwa 65 % mehr Wasser fließt als in Deutschland. Der Vergleich zwischen der Arktik (Weyer, 1983: Grundwassertemperaturen 0 – 3 °C) und den Tropen ist noch deutlicher. Verglichen mit arktischen Bedingungen, fließen bei sonst gleichen Bedingungen in den Tropen 120% mehr Wasser. Es ist also ersichtlich, daß die hydraulische Konduktivität K und die Wasser-Konduktivität σ sehr stark von der Temperatur des Grundwassers abhängen.

Man ist zuerst geneigt anzunehmen, daß die Temperatur des Wassers keinen Einfluß auf die spezifische Permeabilität k hat, da diese sich nur auf die Eigenschaften des permeablen Mediums bezieht. Das muß aber nicht der Fall sein, da zum Beispiel die Bestimmung des Durchlässigkeitswertes aus Siebproben nach Köhler (1965) auf 10°C Grundwassertemperatur bezogen ist. Hat das lokale Grundwasser stark unterschiedliche Temperaturen, so müssen Korrekturfaktoren angewandt werden, die hauptsächlich von den temperaturbedingten Änderungen der Viskosität abhängen.

3.12 Über den Winkel zwischen Äquipotentiallinien, Kraftlinien und Fließlinien

3.12.1 Anisotrope Durchlässigkeit

Bei isotroper Durchlässigkeit ist der Winkel zwischen Äquipotentiallinien, Kraftlinien und Fließlinien leicht festzulegen. Beide, die Kraftlinien und die Fließlinien, verlaufen immer im rechten Winkel zu den Äquipotentiallinien, da der Durchlässigkeitstensor unter isotropen Bedingungen zu einem Skalar reduziert wird (Kugel).

Berechnet man Grundwasserfließen in einem anisotropen Medium, so schneiden die Kraftlinien die Äquipotentiallinien immer noch senkrecht. Die Fließlinien sind jedoch in einem schiefen Winkel, da die Durchlässigkeit im anisotropen Medium ein Tensor (Ellipsoid) ist.

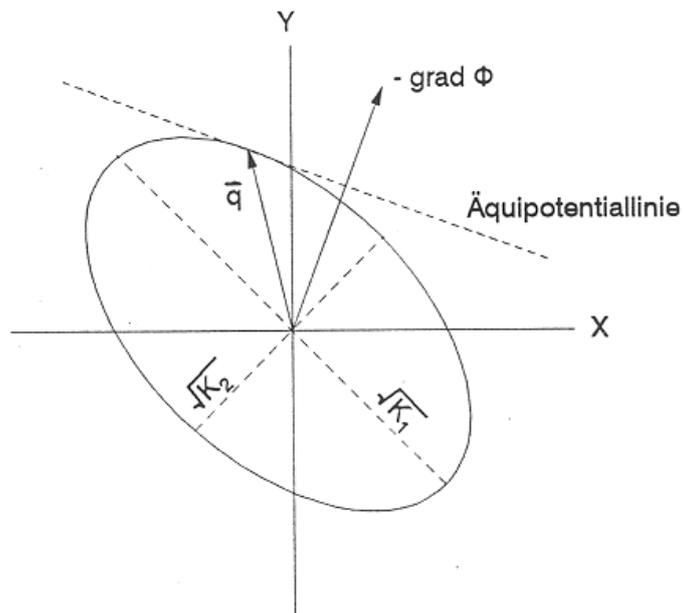


Abb. 14 Graphische Bestimmung der Richtung des Fließvektors q in einem anisotropen zweidimensionalen Medium durch Anwendung einer 2D-Tensor-Ellipse der Durchlässigkeit (Achsen der Ellipse: K_1 , K_2) und einer Äquipotentiallinie. Der Radiusvektor des Berührungspunktes zwischen Ellipse und Äquipotentiallinie zeigt die Fließrichtung an. Der Kraftvektor $-\text{grad } \Phi$ kreuzt die Äquipotentiallinie immer im rechten Winkel (Kiraly, 1971, Abbildung 3).

Unter isotropen Bedingungen ist die Durchlässigkeit in allen Richtungen des Raumes die gleiche (Tensor hat Kugelform), während sie unter anisotropen Bedingungen in den verschiedenen Richtungen des Raumes unterschiedlich ist (Tensor hat ellipsoide Form). Liakopoulos (1965) und Kiraly (1971) geben gute Einführungen in die tensoriellen Eigenschaften der Durchlässigkeit und der Berechnungen des Winkels zwischen der Richtung des Kraftgradienten und der des Fließvektors. Abbildung 14 zeigt eine zweidimensionale graphische Darstellung eines Durchlässigkeitsensors mit dem Berechnungsschema nach Kiraly (1971). Der Kraftvektor $-\text{grad } \Phi$ schneidet die Äquipotentiallinie senkrecht. Die Richtung des Fließvektors \bar{q} wird durch den tangentiellen Berührungspunkt der Äquipotentiallinie bestimmt. Die Größen und die Richtungen der kleinsten (K_1) und der größten (K_2) Durchlässigkeiten bestimmen die Größe und die Raumorientierung des Durchlässigkeitsensors (Ellipsoid).

Detaillierte Erörterungen des Permeabilitätstensors befinden sich auch in Hubbert (1940, 1953 und 1957).

3.12.2 Verzerrungen der Winkel in überhöhten Schnittdarstellungen

Geologische und hydrodynamische Detaildarstellungen müssen oft in Überhöhungen dargestellt werden, insbesondere dann, wenn ein Profilschnitt mehrere Kilometer lang ist. Bei der Streckung eines Profils in die Höhe treten Verzerrungen der natürlichen Winkel auf. Aus den in der Natur rechten Winkeln zwischen Kraftlinien und Äquipotentiallinien (isotrope Bedingungen) werden spitze Winkel. Alle anderen Winkelbeziehungen ändern sich ebenfalls. Abbildung 15 stellt die Verzerrungen für isotrope Bedingungen dar. Der verzerrte Winkel ϵ_2 wird folgendermaßen berechnet (van Everdingen, 1964; X = Verzerrungsfaktor):

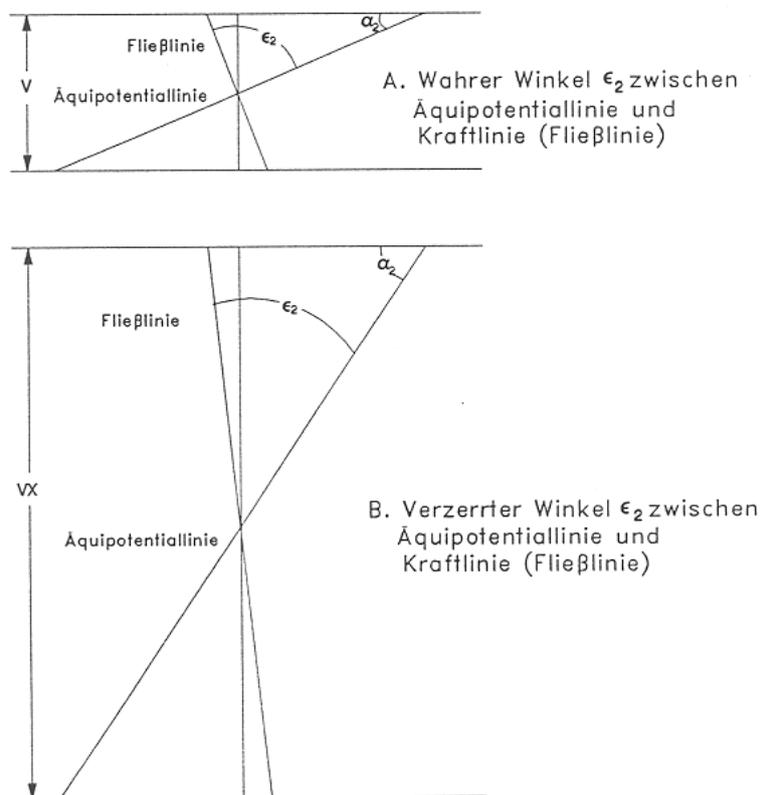


Abb. 15 Einfluß einer zeichnerischen Überhöhung von Querschnitten auf den Winkel zwischen Fließlinie und Äquipotentiallinie in einem isotropen permeablen Medium. A: keine Überhöhung, Winkel 90° ; B: überhöhte Darstellung (Überhöhungsfaktor = x). Die Gleichung zur Bestimmung des Winkels zwischen Fließlinie und Äquipotentiallinie befindet sich im Text (van Everdingen, 1964, Abbildung 1).

$$\tan \varepsilon_2 = \frac{\tan \alpha_1 + X^2 \cot \alpha_1}{X^2 - 1} \quad (17)$$

Die Verhältnisse sind wesentlich komplizierter unter anisotropen Bedingungen.

Computerprogramme, wie die in diesem Bericht benutzte Programm-Serie FLONET (Guiguer et al., 1992), zeichnen die entsprechenden Grundwasserfließlinien und Potentiallinien entweder maßstabsgetreu ohne Überhöhung oder verzerrt entsprechend des gewählten Überhöhungsfaktors.

4. Gravitative Grundwasserfließsysteme

4.1 Einführung

Im vorherigen Kapitel 3 wurden die physikalischen Grundlagen des Grundwasserfließens erörtert.

Die Prinzipien des regionalen Grundwasserfließens werden bisher nicht allgemein in der Praxis angewendet. Das gilt besonders auch für die Untersuchung von Schadstoff-Fahnen im Grundwasser an Altlasten, Deponien und anderen Schadstoffquellen. Als Einführung werden im Folgenden zentrale Aussagen der gravitativen Grundwasserdynamik im Hinblick auf die Ausbildung und das Erscheinungsbild von Grundwasserfließsystemen zusammengefaßt.

Die Topographie der Grundwasseroberfläche bestimmt immer die generelle Richtung des Grundwasserfließens. Das Grundwasser fließt immer von den Hochbereichen (Recharge-Gebieten) zu den Niedrigbereichen (Discharge-Gebieten). Dabei bilden sich Grundwasserfließsysteme dergestalt aus, daß Fließrichtungen im Grundwasserkörper in alle Richtungen des Raumes weisen können, auch entgegengesetzt zur Gefällsrichtung der Grundwasseroberfläche. Es gilt

- (1) das Grundwasser fließt im allgemeinen nicht in die Richtung des Druckgradienten,
- (2) das Grundwasser fließt im allgemeinen nicht parallel zur Grundwasseroberfläche (Grundwasserspiegel) und
- (3) das Grundwasser fließt in bedeutsamen Mengen im Gelände durch Ton- und Tonsteinlagen und andere "niedrig-durchlässige" Schichten.

Kapitel 4.2 stellt die physikalischen Zusammenhänge dar, die diese Aussagen schlüssig begründen.

4.2 Grundlagen der gravitativen Grundwasserdynamik

Ende der 50er Jahre trat die Hydrogeologie in eine neue Entwicklungsphase, in der sich der Schwerpunkt hydrodynamischer Betrachtungen von der lokalen Brunnenhydraulik zum regionalen Maßstab erweiterte. Nach der Entdeckung des Darcy'schen Gesetzes (Darcy, 1856) waren, vorwiegend von Ingenieuren, die Brunnenhydraulik und die Hydraulik an Damm- und anderen Ingenieurbauwerken entwickelt worden, um den täglichen Problemen der Praxis zu begegnen. Die dabei abgeleiteten Formeln wurden auf vereinfachende und damit beschränkt gültige Annahmen aufgebaut, wie zum Beispiel darauf, daß das Grundwasser parallel zur Grundwasseroberfläche und in Richtung des Gefälles der Grundwasseroberfläche fließt (Dupuit – Forchheimer Annahme). Offensichtliche Abweichungen glich man bei einer solchen Betrachtungsweise durch Korrekturfaktoren

Tab. 6 Erklärung der benutzten hydrodynamischen Zeichen.

Φ	= mechanisches Potential
Φ_g	= gravitatives Potential
Φ_p	= Druck-Potential
$-\text{grad}\Phi$	= Kraftvektor in Darcy-Gleichung
\bar{q}	= Fließvektor in Darcy-Gleichung
\bar{g}	= Erdbeschleunigung
z	= Höhe über Referenz-Niveau (normalerweise NN)
p	= Druck
ρ	= Dichte des Wassers
μ	= dynamische Viskosität
k	= spezifische Permeabilität ein Durchlässigkeitsfaktor in der Darcy-Gleichung, der sich nur auf die geometrischen Eigenschaften des durchflossenen Mediums bezieht (engl.: intrinsic permeability).
σ	= Fluid-Konduktivität ein Durchlässigkeitsfaktor in der Darcy-Gleichung, der alle konstanten Faktoren in sich vereint, die sich auf die Eigenschaften des durchflossenen Mediums (k) und der Flüssigkeit (ρ, μ) beziehen (engl.: fluid conductivity). $\sigma = \frac{k \times \rho}{\mu}$
K	= hydraulische Konduktivität ein Durchlässigkeitsfaktor in der Darcy-Gleichung, der alle als konstant betrachteten physikalischen Eigenschaften in sich vereint, die sich auf das durchflossene Medium (k), auf die Flüssigkeit (ρ, μ) und auf das gravitative Feld (g) beziehen (engl.: hydraulic conductivity). $K = \sigma \times g$
h	= Head (engl.: head)
∇^2	= Laplace-Operator $\nabla^2 = \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} + \frac{\partial^2}{\partial z^2}$

aus. In einer weiteren Annahme wurde als der alleinige Grund für das Grundwasserfließen fälschlicherweise das Druckgefälle ($\text{grad } p$) betrachtet und damit der Einfluß der Gravitation ausgeschlossen. In Wirklichkeit ist aber die Gravitation der entscheidende Antriebsmotor für regionales und lokales Grundwasserfließen.

Die entsprechenden physikalischen Zusammenhänge wurden von Hubbert (1940) schlüssig dargelegt. In seinem grundlegenden Werk "The Theory of Ground Water Motion" wurde deutlich, daß es die physikalisch konsequente, energetische Betrachtungsweise des Grundwasserfließens mit Hilfe der beiden Energiefelder des gravitativen Potentials und des Druckpotentials erstmals ermöglichte, Phänomene und Zusammenhänge zu verstehen, die im Konflikt mit der bekannten Brunnenhydraulik waren. Das gilt auch für das Auftreten von artesischen Wässern und das Fließen von Grundwasser durch Tonlagen zwischen Aquifern.

Im Rahmen dieses Kapitels ist keine detaillierte Herleitung der physikalischen Zusammenhänge vorgesehen, da sie in Kapitel 3 gegeben wurde. Hier wird eine Darstellung der Zusammenhänge gegeben, die zum unmittelbaren Verständnis des hier vorgetragenen Untersuchungsganges nötig sind. Die dabei benutzten Zeichen sind in der Tabelle 6 zusammengefaßt.

Der Begriff 'Potential' beschreibt in der Mechanik die Energie pro Einheitsmasse. In einem Grundwasserkörper addiert sich aus den beiden schon erwähnten Energiefeldern des gravitativen Potentials Φ_g und des Druckpotentials Φ_p , das Energiefeld des hydraulischen Potentials Φ (fluid potential) :

$$\Phi = \Phi_g + \Phi_p \quad (18)$$

$$\Phi = g * z + \frac{p}{\rho \bar{g}} \quad (19)$$

Der Gradient, $-\text{grad } \Phi$, ist der Kraftvektor, der in Darcys Gleichung benötigt wird, um den Fließvektor \vec{q} zu berechnen :

$$\vec{q} = -\text{grad } \Phi \quad (20)$$

Den Grundgesetzen der Physik entsprechend fließt das Wasser von Stellen höheren Energiepotentials zu solchen mit niedrigerem Potential und das völlig unabhängig von der Richtung im Raum. Es kann also in jede Richtung des Raumes fließen, nach oben, nach unten und zur Seite; es fließt jedoch immer im Gefälle des hydraulischen Potentials Φ . Dabei kann es auch gegen das Gefälle des Druckpotentials, also des Druckgradienten, und gegen das Gefälle der Grundwasseroberfläche fließen. Tritt ein anisotroper Durchlässigkeitstensor auf, so wird die Fließrichtung des Wassers modifiziert, d.h. sie weist nicht direkt in die Richtung des Kraftvektors, des hydraulischen Gradienten, sondern in einem spitzen Winkel zu dieser Richtung (siehe Kap. 3.12.1). Alle in diesem Bericht gezeigten Fließbilder beruhen auf isotroper Durchlässigkeiten. Dabei gilt, daß die lokale

Fließrichtung genau der Richtung des Kraftvektors – grad Φ entspricht. Da die Isolinien des Energiefeldes Φ im allgemeinen gekrümmt sind, tritt paralleles Grundwasserfließen keineswegs allgemein auf, sondern nur unter besonderen Bedingungen.

In Kapitel 3 wurde gezeigt, daß viele Ableitungen der konservativen Grundwasserhydraulik auf zwei Annahmen beruhen, von denen Hubbert (1940) zeigte, daß sie nur in Sonderfällen gelten: dem Fließen in Richtung des Druckgefälles und der Annahme, daß Grundwasser parallel zur Grundwasseroberfläche fließt. Es ist deswegen zu erwarten, daß eine konsequente Anwendung moderner Grundwasserdynamik zu ungewöhnlichen Ergebnissen über Grundwasserfließen führen kann.

Das Energiepotential Φ nimmt in der modernen Grundwasserdynamik eine zentrale Stelle ein. Zur Messung des Potentials Φ im Gelände bestimmt man, welche Arbeit das Deformationspotential gegen das Schwerkraftfeld der Erde nach der Gleichung

$$\Phi = h * \bar{g} \quad (21)$$

leisten kann. Dazu baut man einen Beobachtungsbrunnen, einen Piezometer, in den gewünschten Untersuchungsbereich ein und verrohrt diesen bis auf einen kurzen Filter am gewünschten Beobachtungspunkt. Entlang des Filters wird der Hohlraum zwischen Außenseite Filter und Bohrlochwand mit Filterkies verfüllt; entlang des Vollrohres wird der Hohlraum mit Ton gut abgedichtet. Die Höhe, auf die der Wasserspiegel in dem Piezometer steigt, gibt das hydraulische 'Head' h im Bereich des Meßpunktes – also am Filter – an. Abbildung 7 zeigt die Bedeutung der verschiedenen Teile, aus dem das Gesamt-'Head' zusammengesetzt ist.

Die Bezeichnung 'Head' wurde aus dem Englischen übernommen, da sie Mißverständnisse ausschließt, die sich bei der Benutzung von Ausdrücken, wie Höhe oder Wasserhöhe, ergeben können (siehe z.B. Abbildung 10, in der das Piezometer 2 ein Gesamthead von 150 m in einer Höhe von 100 m über NN anzeigt).

Das hydraulische 'Head' setzt sich aus zwei Teilen zusammen (Abb. 7), dem Druckhead

$$h_p = \frac{p}{\rho \bar{g}} \quad (22)$$

und dem gravitativen Head

$$h_g = z \quad (23)$$

Das Druckhead wird als der Höhenunterschied zwischen der Lage des Filters im Piezometer und dem Wasserstand im Piezometer gemessen. Diese Höhendifferenz zeigt die Größe der Deformationsenergie an, indem diese Arbeit gegen die Erdbeschleunigung (gravitative Kraft) leistet. Das gravitative Head entspricht der Höhenlage des Filters im Piezometer. Die Heads stellen nicht die Energie dar, sondern sind ein Maß für die Energie. Das entsprechende Potential [Energie/Masse] wird nach der Gleichung (21) aus den Heads berechnet.

Im Folgenden werden die Begriffe Hydrodynamik, Hydrostatik und Grundwasserdynamik verglichen. Hydrodynamik beschäftigt sich mit dem fließenden Wasser, während die Hydrostatik die Gleichungen der Hydrodynamik für den Sonderfall ruhendes Wasser ($\Phi = \text{const.}$) vereinfachend anwendet. Die klassische Hydrodynamik, wie sie zum Beispiel von Sir Horace Lamb (1879) im vergangenen Jahrhundert gelehrt wurde, hat sich aus der Anwendung auf Oberflächenwässer entwickelt. Deswegen sind ihre Definitionen und Ableitungen nicht allgemein auf Grundwasserprobleme anwendbar, da unter bestimmten Bedingungen der Durchlässigkeitsfaktor ein niedrig-symmetrischer Tensor ist. Das Geschwindigkeitspotential der klassischen Hydrodynamik ist lediglich mathematisch definiert und hat keine physikalische Bedeutung. Die Anwendung des Geschwindigkeitspotentials auf Grundwasserprobleme ist physikalisch ungültig und führt im allgemeinen zu falschen Ergebnissen. Da man mit dem Begriff Hydrodynamik oft die Anwendung des Geschwindigkeitspotentials verbindet, wird die Hydrodynamik des Grundwassers hier auch als Grundwasserdynamik bezeichnet. Das betont, daß korrekterweise das hydraulische Potential Φ und nicht das Geschwindigkeitspotential Ψ angewendet wird. In der klassischen Hydrodynamik wird des öfteren zudem $\text{grad } h$ und nicht $\text{grad } \Phi$ als Kraftvektor angewandt. Dessen Anwendung entspricht nicht einer physikalisch korrekten Betrachtungsweise.

4.3 Grundwasserfließen durch niedrig-durchlässige Schichten

Bei der Lösung der Feldgleichungen für das Energiepotential, und die davon als Gradienten des Energiefeldes abgeleiteten Fließlinien, tritt die Permeabilität als Parameter in den Feldgleichungen auf. Die Lösung besteht in einer Minimierung (Integration) der Differentialgleichungen und damit des Energieverbrauches im gesamten betrachteten Feld. Die so berechneten Energie- und Fließlinien erstrecken sich damit kontinuierlich durch beides, Aquifer (Kies, Sand, Sandstein, Kalkstein, Mergel) und Aquitard (Ton, Tonstein, Schluffstein). Es ist deswegen völlig normal, daß Aquifer durch dazwischenliegende Tonlagen miteinander kommunizieren. Dieses Phänomen wird oft als 'Leakage' bezeichnet.

Die Annahme, daß Grundwasser nicht durch tonige Schichten zwischen Aquifern in signifikanten Mengen fließt, muß für jede einzelne Annahme erst bewiesen werden,. Das gilt vor allem auch deswegen, dweil es sich in genau untersuchten Ton-Aquitarden in Nordamerika erwiesen hat, daß die von Kluftsystemen im Ton verursachte Durchlässigkeit in der Größenordnung von 3–5 Zehnerpotenzen höher sein kann, als die im Labor am Gesteinsblock gemessene Durchlässigkeit . Ähnliche Ergebnisse wurden auch im Tonstein der SAD Münchehagen gefunden (Dörhöfer und Fritz, 1988; Gronemeier et al., 1990, siehe Kap. 7.3.2).

Da in den Grundwasserfließsystemen die Kontinuitätsgleichung gilt – es wird kein Grundwasser innerhalb des Systems verloren oder dazugewonnen – , ist es sogar der Fall, daß in ungestörten Grundwasserfließsystemen mehr Wasser durch die überlagernden Tonschichten fließt (im Recharge-Gebiet zum Aquifer, im Discharge gebiet vom Aquifer) als durch die darunterliegenden Aquifere (vergl. Kap. 4.5, Erläuterungen zur Abbildung 20 (2)).

Dieses scheinbare Paradoxon kann man erklären, indem man bestimmt, unter welchen Bedingungen die Menge des durch die niedrig durchlässige Deckschicht zum Aquifer fließenden Grundwassers dieselbe ist, wie die im Aquifer fließende Grundwassermenge. Dazu wird die Gleichung (20) um die Querschnittsfläche A und die Permeabilität k erweitert, um damit ein Maß für die Menge M des fließenden Grundwassers zu bekommen:

$$q * A = - \text{grad } \Phi * A * k \quad (24)$$

$$M = -\text{grad } \Phi * A * k \quad (25)$$

Es soll nun die Fließmenge im Aquifer $M(a)$ gleich der Fließmenge im Ton $M(t)$ sein:

$$M(t) = M(a) \quad (26)$$

Dabei existieren die folgenden vorgegebenen Ungleichheiten im Untergrund:

1. Die Permeabilität des Aquifers $k(a)$ ist wesentlich größer als die des Tons $k(t)$

$$K(A) \gg K(T) \quad (27)$$

Um das zu kompensieren, arrangiert die Natur die Kraftfelder und damit die Grundwasserfließsysteme der Art, daß

2. die Gesamtdurchtrittsfläche durch den Ton sehr viel größer wird als die durch den Aquifer

$$A(a) \ll A(t), \quad (28)$$

und

3. die hydraulischen Gradienten im Ton sehr viel größer werden als die im Aquifer

$$- \text{grad } \Phi(t) \gg - \text{grad } \Phi(a), \quad (29)$$

Das bedeutet, daß das Grundwasser durch Tonlagen auf dem kürzesten Weg – also meistens normal (vertikal) zur Schichtfläche – fließt, während es sich im Aquifer oft parallel zur Schichtfläche bewegt. Durch eine entsprechende Größenvariation der Durchtrittsflächen (A) und des Kraftvektors ($-\text{grad } \Phi$) macht die Natur sicher, daß die Gleichung (26) erfüllt ist. Das geschieht deswegen, weil die Kontinuitätsbedingung und zwei Grundbedingungen der Thermodynamik erfüllt sein müssen:

1. Das gesamte Grundwassersystem strebt dem Zustand niedrigster Energie im Gravitationsfeld der Erde zu; deswegen fließt Wasser im gesamten System.

2. Der Energieausgleich erfolgt derart, daß während des Energieausgleichs – über das gesamte System integriert – möglichst wenig Energie verbraucht wird.

Das sind, allgemein verständlich dargestellt, die Gründe, warum in ungestörten und damit im hydraulischen Gleichgewicht befindlichen Grundwasserfließsystemen ebensoviel oder mehr Wasser durch niedrig durchlässige Schichten fließen kann, als durch die darunterliegenden Aquifer. Das wird in Kapitel 4.5 an Hand der Abbildung 20 graphisch dargestellt.

4.4 Orohydrographie, Geologie und artesische Piezometer als Hinweise für die Ausbildung von Grundwasserfließsystemen

Orohydrographische (Topographie und Gewässernetz) und geologische Gegebenheiten, sowie das Auftreten von artesischen Bohrungen erlauben eine erste Abschätzung über die Ausbildung von Grundwasserfließsystemen und die allgemeine Lage von Recharge- und Discharge-Gebieten in neu zu untersuchenden Gebieten, ehe Geländeuntersuchungen durchgeführt werden.

Der erste und einfachste Schritt zur Bestimmung der Grenzbedingungen von regionalen Grundwasserfließsystemen ist die Auswertung von topographischen und orographischen Karten, denn im allgemeinen folgt die Grundwasseroberfläche der Morphologie. Mittels geologischer Übersichtsinformation kann man zudem die höher durchlässigen Lagen bestimmen, in denen sich das Grundwasserfließen konzentriert.

Topographische Hochgebiete sind Recharge-Gebiete für regionales Grundwasserfließen, während die Flußniederungen Discharge-Gebiete sind. Das bedeutet, daß in den Recharge-Gebieten das Grundwasser vom Grundwasserspiegel nach unten in den Grundwasserkörper und zu den höher durchlässigen geologischen Schichten fließt. In Discharge-Gebieten fließt es dann von diesen Schichten nach oben zum Grundwasserspiegel, wo es entweder verdunstet oder einem Oberflächengewässer zufließt.

Deswegen sind die Niederungen von großen Bächen, Flüssen und Seen normalerweise die Endpunkte regionaler Grundwasserfließsysteme. Das sind ebenfalls die Gebiete, in denen subartesische und artesische Brunnen (Abb.16) in größerer Zahl auftreten, da

unter Discharge-Gebieten der Energiezustand im Grundwasserkörper höher ist als am Grundwasserspiegel. Artesische Brunnen zeigen also Grundwasser-Discharge-Gebiete

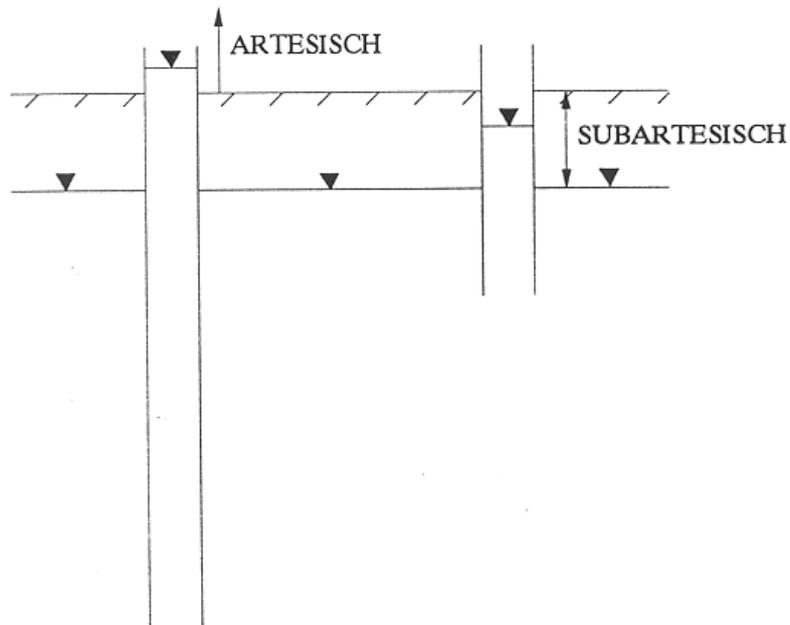


Abb. 16 Zeichnerische Darstellung der Begriffe artesisch und subartesisch.

an. Geologische Parameter können das Grundwasserfließen entscheidend innerhalb der betrachteten Bereiche modifizieren.

4.5 Grundlegende Untersuchungen über regionales Grundwasserfließen

Schon Hubbert (1940) zeigte ein Beispiel von regionalem Grundwasserfließen mit sehr einfachen Randbedingungen und Parametern (Abb. 17). Solche Berechnungen von stationären, also zeitunabhängigen, Energiefeldern in einem Grundwasserkörper lassen sich nicht mit der einfachen Darcy-Gleichung durchführen. Stattdessen wird diese zusammen mit der Kontinuitätsgleichung in die Laplace'sche Gleichung (siehe Tabelle 6) überführt:

$$\nabla^2 \Phi = 0 \quad (30)$$

Die Lösung dieser Differentialgleichung für zwei- oder auch dreidimensionale Räume kann bei einfachen Randbedingungen analytisch, bei komplizierten Bedingungen meist aber nur nach Diskretisierung numerisch erfolgen. Die Entwicklung der modernen Computer ermöglicht heute auch die Lösung komplizierter Fragestellungen.

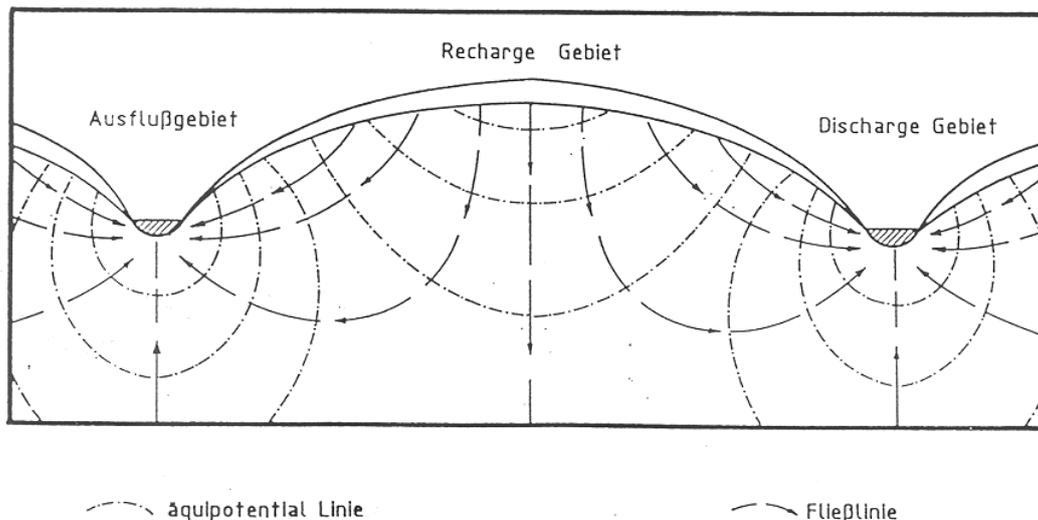


Abb. 17 Ungefährer Verlauf von Äquipotential- und Strömungslinien in einem gleichmäßig permeablen Grundwasserleiter zwischen zwei effluenten Flüssen (nach Hubbert, 1940, S. 930)

Abbildung 10 zeigte, daß die Wasserstände in verschiedenen Piezometern entlang einer Fließlinie nicht die Grundwasseroberfläche messen, sondern nur den Energiezustand (das Potential) an der Stelle im Grundwasserkörper, an der der Piezometer verfiltert ist. Eine Meßstelle zur Messung des Grundwasserspiegels muß im Bereich der Schwankungsbreite des Grundwasserspiegels verfiltert sein. Die physikalischen Zusammenhänge wurden in Kapitel 3 näher erörtert.

Seit Anfang der 60er Jahre werden in zunehmendem Maße Modelle zur Erforschung der regionalen Grundwasserdynamik eingesetzt. J. Tóth (1962) und Freeze und Witherspoon (1966, 1967) erforschten so die grundlegenden Regeln der Erscheinungsform großräumiger Grundwasserfließsysteme.

Aus der Abbildung 17 ersieht man das Grundprinzip regionaler Grundwasserdynamik. In Abhängigkeit von der Topographie der Grundwasseroberfläche fließt das Grundwasser in den Hochgebieten der Grundwasseroberfläche in den Grundwasserkörper (Recharge-Gebiete) und von dort in Gebiete mit niedrig gelegener Grundwasseroberfläche (Discharge-Gebiete). Energetisch gesehen versucht das System 'Grundwasserkörper' die ihm innewohnende Gesamtenergie zu minimieren. Dieser Prozeß wird durch den Fließwiderstand des durchflossenen Materials verzögert. Neue Regenfälle und dadurch verursachte Grundwasserneubildung unterbrechen den Ablauf dieses Geschehens und erhöhen die Grundwasseroberfläche und damit die Summe der Potentiale des gesamten Systems.

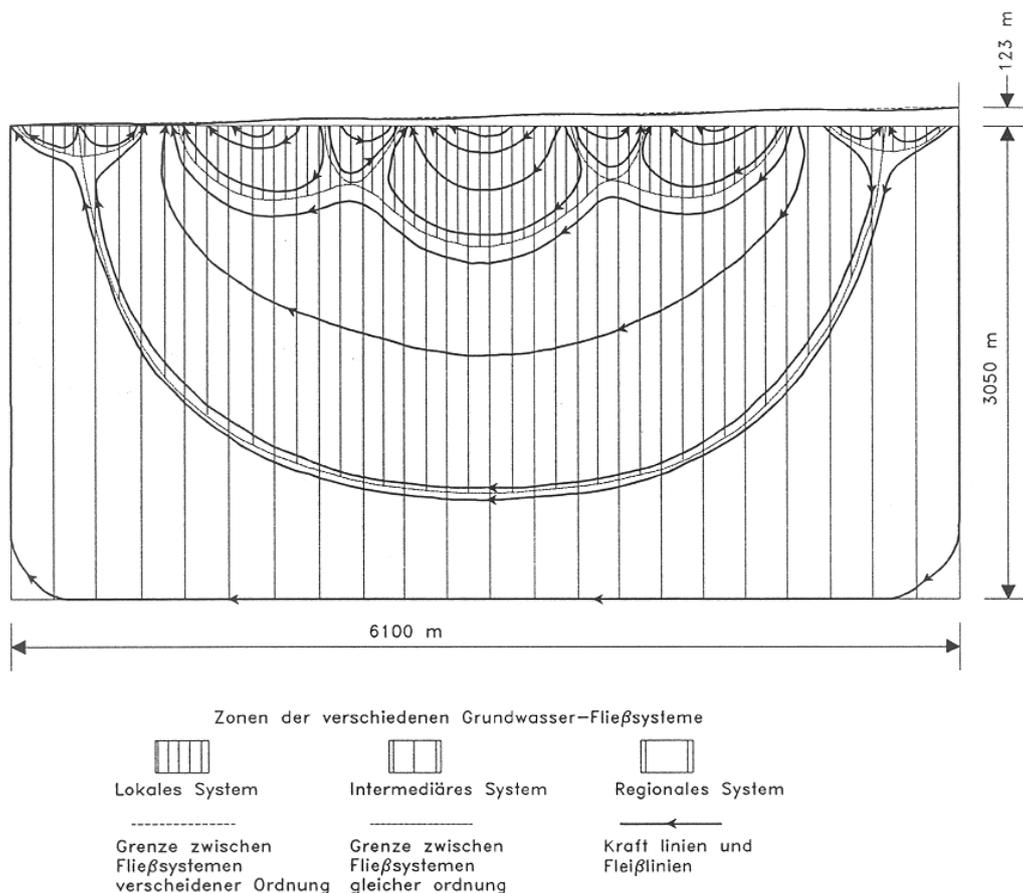


Abb. 18 Grundwasserfließsysteme in einem homogenen und isotropen Medium unter einer schwach geneigten und welligen Grundwasseroberfläche, nach J. Tóth, 1962 (Oszillation der Topographie = 50 ft, 16 m). (1) lokales Fließsystem; (2) intermediäres Fließsystem; (3) Regionales Grundwasserfließsystem; (4) Grenzen zwischen Fließsystemen verschiedener Ordnung; (5) Fließlinien

J. Tóth (1962) untersuchte in stationären Modellen die Abhängigkeit der Energieverteilung im Grundwasserkörper von verschiedenen Randbedingungen und Parametern, wie Tiefe einer undurchlässigen Schicht und Topographie der Grundwasseroberfläche. Ein Beispiel der von ihm analytisch berechneten Profilschnitte ist in Abbildung 18 zu sehen. Er kam zu dem damals erstaunlichen Ergebnis, daß auch in einem homogenen Medium verschiedene Grundwasserfließsysteme existieren, welche zum Beispiel nicht unbedingt in den nächstgelegenen Vorfluter entwässern. Außerdem kann die Fließrichtung in einem etwas tieferen Bereich unter der Grundwasseroberfläche unabhängig sein von dem Gefälle des Grundwasserspiegels, also auch entgegengesetzt zu diesem Gefälle. Wie aus dem Diagramm (Abb. 18) ersichtlich ist, fließt in solchen homogenen Fällen das meiste Grundwasser nahe der Oberfläche und in der generellen Richtung des Gefälles. Es traten

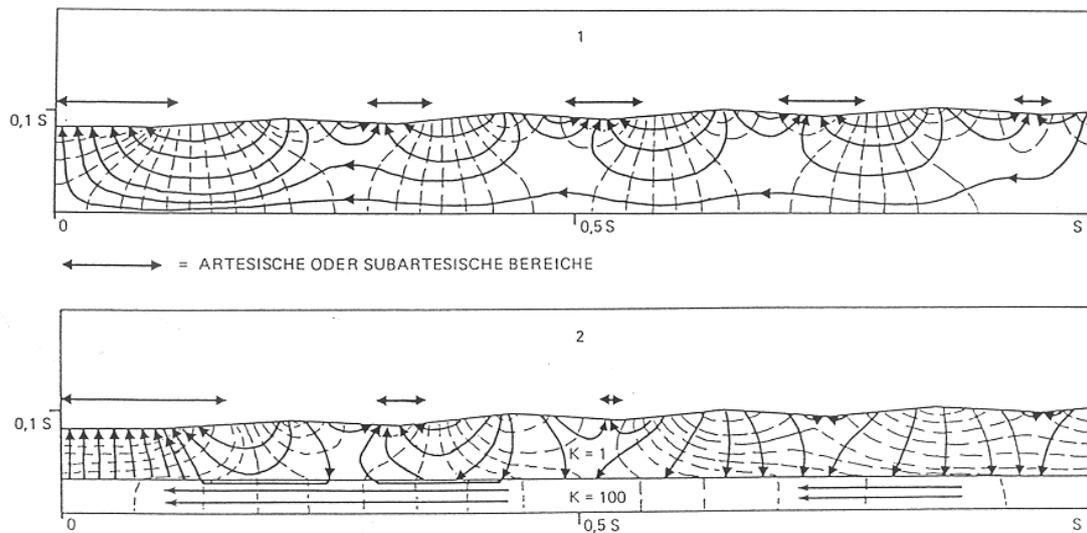


Abb. 19 Einfluß hügeliger Topographie und höher permeabler Lagen auf das Grundwasserfließen im Untergrund und auf die Verteilung von Recharge-Gebieten und von artesischen Discharge-Gebieten (Freeze und Witherspoon, 1967).

lokale, intermediäre und regionale Grundwasserfließsysteme auf. Selbst bei den angenommenen homogenen Modellbedingungen und dem geringen Höhenunterschied von nur etwa 120 m auf 6 km Entfernung erreichte das intermediäre Fließsystem eine Tiefe von über 2 km. Die viel aktiveren lokalen Fließsysteme erreichten eine Tiefe bis etwa 700 m.

Den nächstfolgenden Erkenntnisschritt brachten die Ergebnisse der zweidimensionalen mathematischen Modelluntersuchungen von Freeze und Witherspoon (1966, 1967). Sie erweiterten die Studien über den Einfluß der Morphologie und untersuchten vor allen Dingen den Einfluß der Permeabilitätsverteilung, also der Geologie, auf diese Energiefelder. Wie zu erwarten, wurde ein sehr großer Einfluß der Topographie und Geologie auf das Grundwasserfließen im Untergrund bestätigt. Der Vergleich zwischen zwei Beispielpaaren dieser Modellrechnungen in Abbildungen 19 und 20 macht dies weiter unten deutlich.

Im Hinblick auf den Begriff *artesisch* ist von den amerikanischen Schulen um Theis (1935, 1938) und Jacob (1940, 1950) sehr viel Verwirrung gestiftet worden. Dort wurde jeder gespannte Aquifer als artesisch bezeichnet. Die Anwendung der Grundwasserdynamik zeigt, daß dieses Verhalten für tiefer liegende Aquifer normal ist und vor allen Dingen nicht bedeutet, daß die gespannten (confined) Aquifer für sich und vom gesamten System Grundwasserkörper losgelöst betrachtet werden dürfen, wie das zum Beispiel

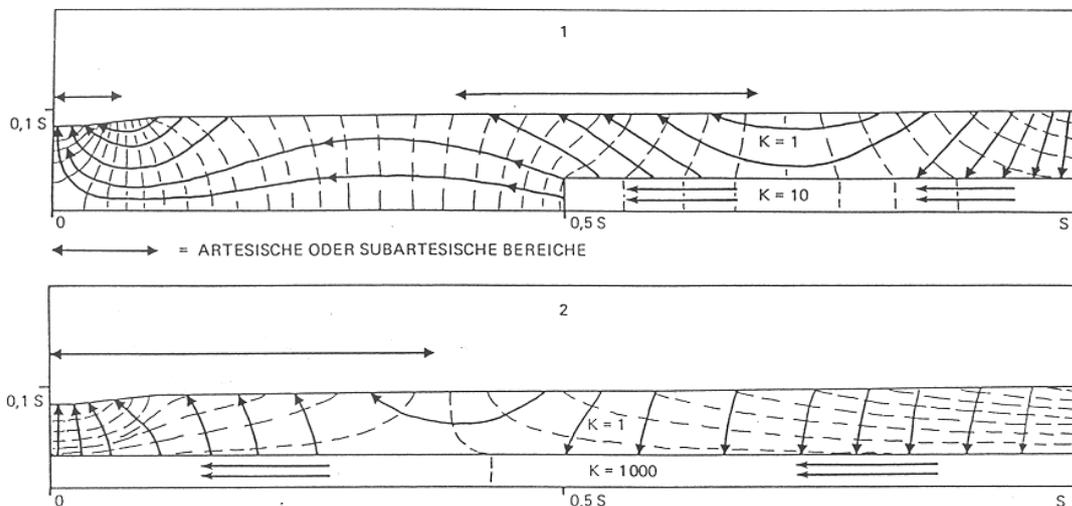


Abb. 20 Der Einfluß höher permeabler Aquifer auf das Grundwasserfließen im Deckgebirge und auf das Auftreten artesischer Wässer bei gleicher, einfacher Morphologie der Grundwasseroberfläche (Freeze und Witherspoon, 1967).

bei vielen Pumpversuchsformeln angenommen wird. Vom grundwasserdynamischen und physikalischen Gesichtspunkt ist die Definition gespannter Aquifer bedeutungslos.

Abb. 16 zeigt eine physikalisch adäquate Definition der Begriffe *artesisch* und *subartesisch*, die auch dem traditionellen Gebrauch der europäischen Wissenschaft entspricht. Subartesisch wäre eine Situation, in der das Wasser in einem Piezometer höher als die Grundwasseroberfläche steigt, und artesisch, wenn es über die Erdoberfläche steigt und damit frei ausfließen kann. Beide Fälle der Abbildung 16 zeigen an, daß der Energiezustand an den Filtern des Piezometers höher ist als an der Grundwasseroberfläche. In dem Grundwasserkörper ist also eine aufwärtsgerichtete Fließkomponente vorhanden.

Eine schematische Darstellung von Geländesituationen wird in den Abbildungen 19 und 20 gezeigt. In Abbildung 19 ist die Grenzbedingung einer hügeligen topographischen Oberfläche angenommen. Die horizontalen und vertikalen Entfernungen sind relativ mit S (horizontal) und etwa $0.1 S$ für die Mächtigkeit des Schichtpakets angenommen worden. Bei 6 km horizontaler Ausdehnung wäre das Schichtpaket etwa 600 m mächtig, bei 600 m horizontaler Ausdehnung etwa 60 m mächtig. Die Permeabilitäten sind im unteren Teil der Abbildung 19 ebenfalls relativ mit $K=1$ und $K=100$ angegeben worden. Das bedeutet, daß der angenommene Aquifer 100 mal durchlässiger ist als die darüber liegenden Deckschichten. Für die Berechnung des Fließbildes sind die beiden relativen Annahmen für Entfernungen und Durchlässigkeitskontraste genügend; erst bei einer Bestimmung des Massenflusses müssen genaue Angaben über die absoluten Durchlässigkeiten und Entfernungen gemacht werden.

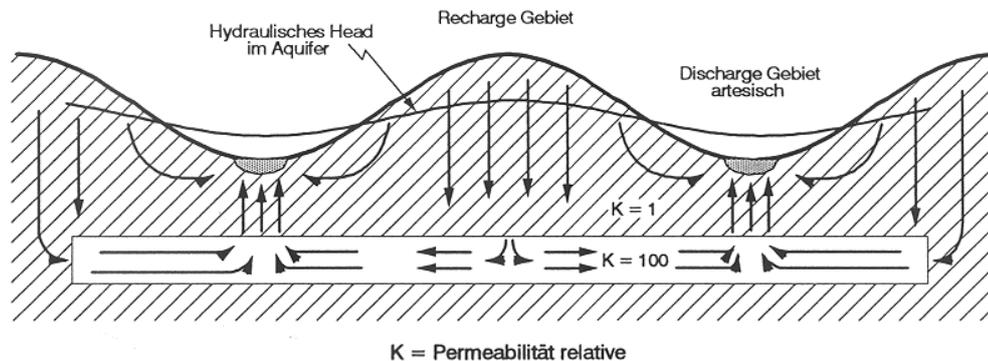


Abb. 21 Grundwasserfließen in einem schematisierten artesischen Aquifer. In diesem allgemeinen Fall steht der Aquifer nicht über Tage an.

In Abbildung 19(1) wird deutlich, wie stark die Topographie auch bei homogenem Untergrund die Verteilung von Recharge- und Discharge-Gebieten (artesisch) bestimmt. Man sieht einige Fließlinien unter den lokalen Fließsystemen zum regionalen Discharge-Gebiet durchziehen. Dieses Fließbild wird stark verändert, wenn im Untergrund eine höher durchlässige Schicht eingebaut wird (Abb. 19:2). Diese Schicht muß kein Aquifer sein; sie muß nur höher durchlässig sein. Grundwasserfließen wird nun in der unteren Schicht "gesammelt". An der Ausbildung der Fließlinien sieht man aber, daß immer noch mehr Wasser in der niedrig durchlässigen Deckschicht (dem Aquitard) fließt als in der höher durchlässigen Schicht (dem "Aquifer"). Die Menge des von der niedrig durchlässigen Schicht an den "Aquifer" abgegebenen Wassers bildet die im Aquifer fließende Menge Wasser. Im rechten Teil der Abbildung 19(2) fließt fast alles Wasser nach unten weg in den "Aquifer". Im linken Teil dieses Profils sieht man an einigen begrenzten Stellen Wasser parallel zur Grundwasseroberfläche fließen. Dieser Vorgang ist also nicht unmöglich. Es ist nur ein Sonderfall, dessen Existenz nachgewiesen werden muß. Da fast überall die Topographie und Geologie variabel ist, gibt es keine Berechtigung, Grundwasserfließen parallel zur Grundwasseroberfläche ohne ausdrücklichen Nachweis anzunehmen.

In Abbildung 20 (1 und 2) wird bei einfacher Geologie der Einfluß der Permeabilitätsverteilung (Geologie) auf das Grundwasserfließen und die Verteilung von Recharge- und Discharge-Gebieten gezeigt. Bei Auftreten eines Permeabilitätskontrastes von nur 1:10 in einer Linse im Untergrund (Abb. 20:1) gibt es selbst bei dieser einfachen Topographie praktisch kein Grundwasserfließen parallel zur Grundwasseroberfläche. In Abbildung 20(2) verursacht der Kontrast von 1:1000 einer durchgehenden Schicht im Untergrund das Auftreten von jeweils einem großen Discharge- und Recharge-Gebiet. Trotz der einfachen Topographie tritt Fließen parallel zur Grundwasseroberfläche nur in einem sehr begrenztem Bereich auf. Wegen des Kontinuitätsprinzips und den zusätzlichen Fließlinien in der stauenden Schicht gilt wiederum: im ungestörten Zustand fließt mehr Grundwasser durch die "stauende", überlagernde Schicht, als durch den Aquifer. Aus den Fließlinien

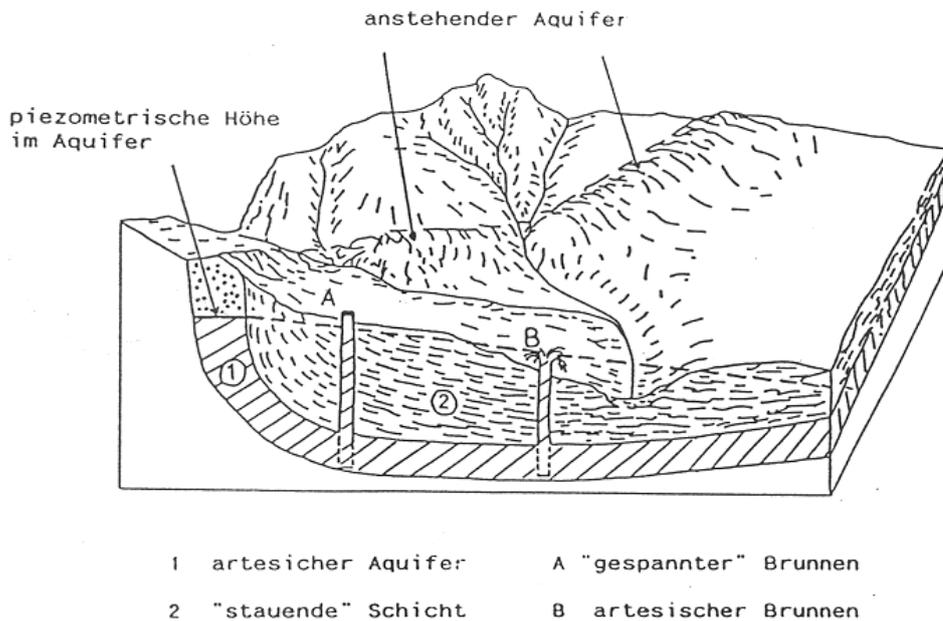


Abb. 22 Übliche Fehleutung artesischer Verhältnisse (Waltz, 1973, Fig. 6.1.3)

ergibt sich ebenfalls, daß in dem gezeigten Fall mehr als doppelt soviel Grundwasser durch die niedrig durchlässigen Deckschichten fließt. Im rechten Teil des Querschnittes fließt genau die Menge des Grundwassers durch die niedriger durchlässige Deckschicht abwärts in den Aquifer, die dann in dem Aquifer fließt. Im linken Teil des Querschnitts fließt die gleiche Menge Wasser nun aufwärts durch die Deckschichten. Zudem fließt im Mittelbereich des Querschnitts noch zusätzliches Wasser durch die Deckschicht.

Die hier gezeigten Prinzipien sind sehr wichtig für verschiedene hydrogeologische Fragestellungen, z.B. für die Festlegung der Einzugsgebiete von Aquifern für die Berechnung von Grundwasserneubildung, für das Auftreten von Grundwasserfließen durch Aquitarde (Tonstein) und für die Migration von Verschmutzungen. Die hier verwendeten Methoden unterscheiden sich grundsätzlich von an bisherigen Betrachtungsweisen und Annahmen. Sie kommen deswegen auch oft zu völlig anderen Ergebnissen.

Entgegen weitverbreiteter Auffassung ist es in Situationen, wie in Abbildungen 19 und 20, nicht nötig, daß der artesischer Aquifer über Tage ansteht. Abbildung 21 zeigt den allgemeinen Fall schematisch. Das Wasser fließt aus den Hochgebieten (Recharge-Gebieten) nach unten zum Aquifer und unter den Tälern vom Aquifer nach oben (Discharge-Gebieten). In den Tälern treten artesischer Bedingungen auf. Auf Grund der geschilderten Gegebenheiten spiegelt die Head-Verteilung im Aquifer die Topographie wieder. Das ist in vielen Untersuchungen in der ganzen Welt bestätigt worden.

Die weitverbreitete Ansicht über das Auftreten von artesischem Wasser bei "undurchlässigen" Deckschichten (Abb. 22) entspricht nicht den grundwasserdynamischen Prinzipien und ist zudem schlecht durchdacht. Wohin soll das Wasser im Aquifer der Abbildung 22 denn nach rechts fließen?

Die oben dargestellten grundwasserdynamischen Prinzipien und Zusammenhänge stehen im Gegensatz zu vielen der verbreiteten Ansichten über Grundwasserfließen. Die dargestellten Prinzipien und Zusammenhänge entsprechen aber der Wirklichkeit und sind in den letzten vier Jahrzehnten in zahlreichen Untersuchungen weltweit angewandt und bestätigt worden.

5. Beispiele regionaler Grundwasserfließsysteme in Europa

5.1 Problemstellung

In den Kapiteln 3 und 4 wurden die Grundlagen der Potentialtheorie und der aus Modellrechnungen abgeleiteten Theorie der Grundwasserfließsysteme dargestellt. Man kann auch im Gelände nachweisen, daß Grundwasser in größeren Mengen durch Ton-schichten fließt und daß Grundwasserfließsysteme in der Natur ein Kontinuum in den niedrig durchlässigen Schichten (Tonlagen) und den Aquifern bilden. Der Gelände-nachweis von beiden Thesen basiert auf dem Prinzip der Abbildung 21. In der Abbildung 21 wurde gezeigt, wie und warum sich die Topographie der Grundwasseroberfläche in den Potentialen (Heads) eines artesischen Aquifers widerspiegelt. Unter dem Recharge-Gebiet (Hügel) fließt das Wasser durch niedrig-durchlässige Schichten nach unten in den Aquifer, im Aquifer zur Seite und dann durch die niedrig-durchlässigen Schichten wieder aufwärts in die Täler. Dabei wird das hydraulische Potential während des Fließvorganges derart abgebaut, daß die Headverteilung in dem Aquifer die topographische Form der Grundwasseroberfläche widerspiegelt. Die Headniveaus im Aquifer sind unter den Hügeln höher als unter den Tälern. Unter den Tälern ist das Headniveau im Aquifer höher als die Höhenlage der Täler; diese Bereiche des Aquifers sind artesisch.

Während im europäischen Ausland eine größere Anzahl regionaler Geländebeispiele mit hydraulischen Messungen in der einschlägigen Literatur veröffentlicht wurde, scheint das bisher in Deutschland nicht der Fall zu sein. Im Folgenden werden einige europäische Beispiele kurz beschrieben, bevor zwei Grundwasserfließsysteme aus Nordrhein-Westfalen vorgestellt werden (Gegend von Dorsten an der Lippe und Sennegebiet im Bereich der Tiefenwasserversorgung der Stadtwerke Bielefeld). Beide deutschen Beispiele wurden hauptsächlich aus öffentlichen Daten zusammengestellt und grundwasserdynamisch interpretiert.

Kapitel 6 zeigt dann die Ausbildung eines Grundwasserfließsystems in einem Sandmodell und einem korrespondierenden mathematischen Modell. Das Kapitel 7 beschäftigt sich detailliert mit der Ausbildung regionaler und lokaler Grundwasserfließsysteme an zwei der bekannten deutschen Deponien, der Industrieschlammdeponie Bielefeld-Brake in der Herforder Liasmulde und der Sonderabfalldeponie Münchehagen in der Schaumburger Kreidemulde. Die grundwasserdynamische Auswertung Münchehagen stützt sich dabei vollständig auf publizierte Daten.

Die beiden Deponiebeispiele stehen stellvertretend für alle möglichen Arten von Verschmutzungen des Untergrundes. Die an diesen Beispielen demonstrierten Methoden der Untersuchung von Schadstoff-Fahnen im Grundwasser lassen sich entsprechend auf alle Arten von Schadstoff-Fahnen im Grundwasser anwenden.

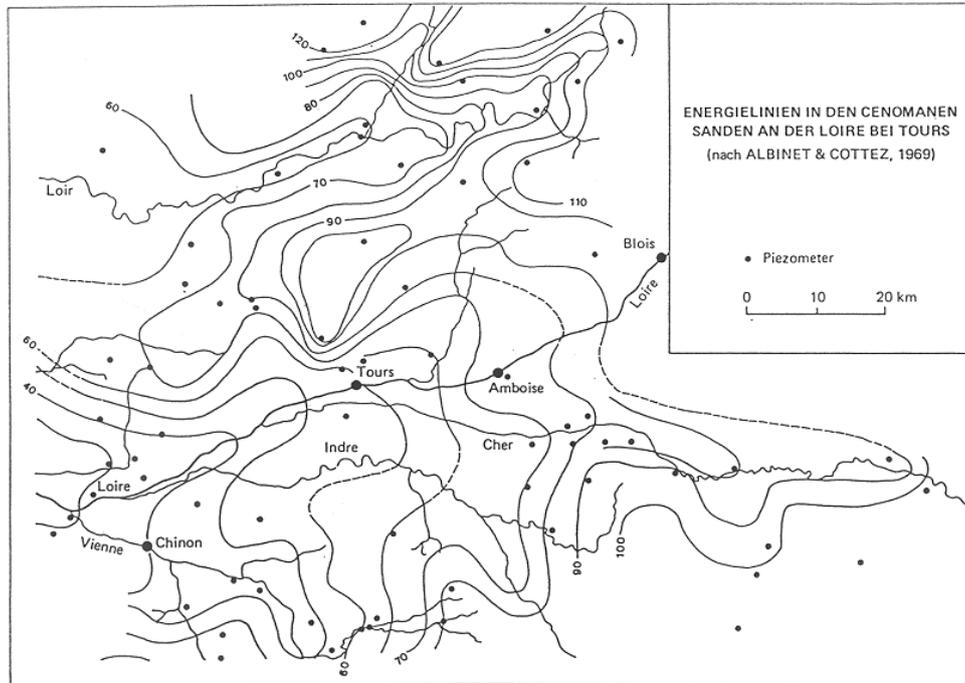


Abb. 23 Energielinien in den Cenomanen Sanden an der Loire bei Tours (Albinet und Cottez, 1969, Abb.1)

5.2 Gebiet südlich St. Petersburg

In Russland wurde schon zwischen 1930 und 1935 durch Gatalskiy (berichtet in Kolesov, 1965) bei detaillierten Untersuchungen von artesischen ordovizischen und kambri-schen Aquifern in 100 bis 200 m Tiefe in der Gegend von St. Petersburg (Leningrad) festgestellt, daß die Heads in diesen Aquifern in der Regel die heutige topographische Oberfläche widerspiegeln. Seither hat eine große Anzahl russischer Untersuchungen in allen Landesteilen, einschließlich der West-Sibirischen Tiefebene, ähnliche Ergebnisse erbracht. In den Hügelbereichen war das Head umso tiefer, je tiefer ein Piezometer installiert wurde. Unter weiten Tälern war das Head jeweils höher und schließlich artesisch, je tiefer ein Piezometer installiert wurde. Die gefundenen Erkenntnisse sind kennzeichnend für die Existenz großräumiger Grundwasserfließsysteme.

5.3 Steiermark

Bekannt sind die artesischen Wässer der Oststeiermark in Österreich (z.B. Amt der Steiermärkischen Landesregierung, 1972; Ronner und Schmied, 1968). Ronner und

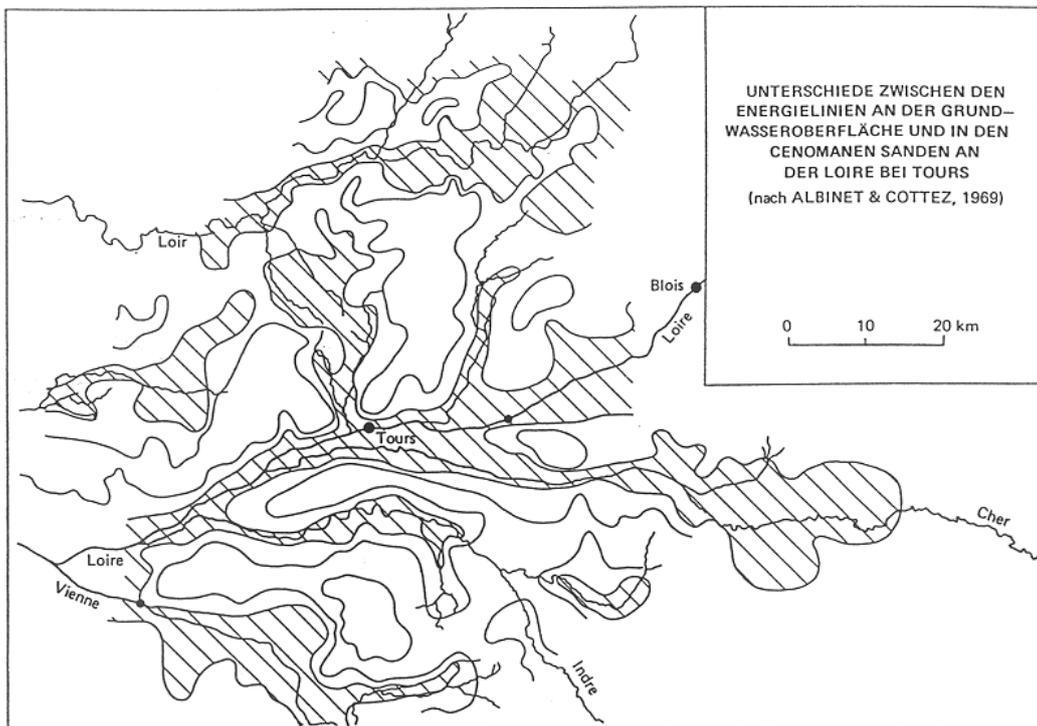


Abb. 24 Unterschiede zwischen den Energieniveaus an der Grundwasseroberfläche und in den Cenomanen Sanden an der Loire bei Tours (Albinet und Cottez, 1969, Abb.2). Das schraffierte Gebiet ist ein regionales Discharge-Gebiet, in dem das Grundwasser aus den Cenomanen Sanden nach oben fließt. Recharge-Gebiete sind nicht schraffiert.

Schmied (1968) schätzen (vorsichtig) die Anzahl der artesischen Brunnen im dortigen Tertiärbecken auf 1300 bis 1600. Im Bezirk Fürstenfeld liegen (Ronner und Schmied, 1968, S.66 und Abb. 1) "alle Orte mit artesischen Brunnen in den Tälern der vier Flüsse Feistritz, Safen, Ilz und Rittschein (1 Brunnen liegt in Burgau im Lafnitztal)". Das Auftreten der artesischen Brunnen in den Discharge-Gebieten ist kennzeichnend für die Existenz von Grundwasserfließsystemen.

5.4 Loire bei Tours und Gironde westlich von Bordeaux

Leichter zugänglich sind die regionalen Untersuchungen französischer und afrikanischer Becken. Ein Teil dieser Untersuchungen ist in der hydrogeologischen Reihe 'chronique d'Hydrogéologie' des BRGM veröffentlicht worden, insbesondere in den Heften 11 (1967) und 12 (1969). Im Folgenden wird über die Ergebnisse von zwei Untersuchungen berichtet, von denen die eine im Bereich der Loire bei Tours (Albinet und Cottez, 1996) und die andere im Departement Gironde bei Bordeaux (Astie et al., 1969) liegt. In beiden Fällen haben die Autoren die Heads in den Aquifern mit dem Grundwasserspiegel



Abb. 25 Unterschiede zwischen den Energieniveaus der Grundwasseroberfläche und den Eozänen Sanden in der Gironde bei Bordeaux (Astie et al., 1969, Abb.6).

(Heads an der Grundwasseroberfläche) verglichen und das Ergebnis in Karten dargestellt. Diese Karten sind hier übernommen worden. In beiden Fällen waren der Oberflächenaquifer und der tiefer liegende Aquifer durch dazwischenliegende niedrig-durchlässige Schichten (Aquitarde) getrennt.

Abbildung 23 (Albinet und Cottez, 1969, Abb.1) zeigt die Headverteilung in den Cenomanen Sanden an der Loire bei Tours. Obwohl die Anzahl der Piezometer mit etwa 70 relativ klein ist für eine Fläche von etwa 10000 km^2 , so zeigt die Verteilung der Heads in den Aquiferen doch eine generelle Abhängigkeit von der Topographie. Die Hochgebiete der Heads fallen im allgemeinen mit den Hügellagen zwischen den Flüssen zusammen. Die Abhängigkeit der Head-Verteilung im Aquifer von der Topographie wird noch wesentlich deutlicher in Abbildung 24 (Albinet und Cottez, 1969, Abb.2). In den schraffierten Bereichen liegt das Head in den Cenomanen Sanden höher als die Lage der Grundwasseroberfläche (Albinet und Cottez, 1969, Abb.3). In diesen Bereichen ist das Fließen vom Cenomanen Aquifer nach oben in die Discharge-Gebiete gerichtet. Die Abbildung zeigt, daß dies im allgemeinen die Talbereiche sind; diese sind artesisch. In den Recharge-Gebieten der Hügel sind die Heads in den Cenomanen Sanden niedriger als an der Grundwasseroberfläche.

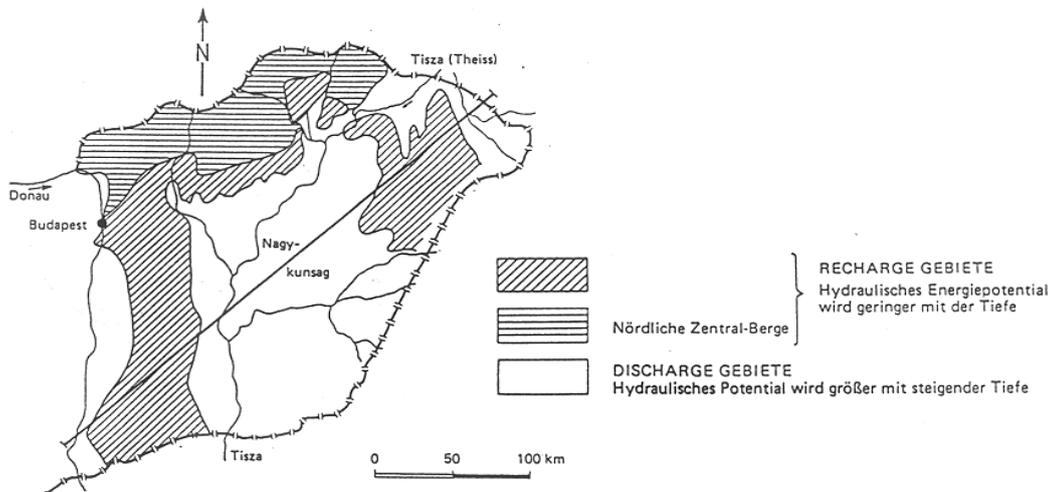


Abb. 26 Hydrodynamische Übersicht der artesischen Großen Ungarischen Tiefebene (nach Erdelyi, 1973, berichtet in Deak, 1974).

Astie et al. (1969, Abb.6) führten einen ähnlichen Vergleich von Heads in den eoziänen Sanden der Gironde mit der Grundwasseroberfläche durch (Abb.25). Die regionalen Discharge-Gebiete sind schraffiert. Sie erstrecken sich von dem Basin d'Arcachon etwa 100 km entlang der Atlantik-Küste bis zur Gironde-Mündung, entlang der Gironde und des Tales der Garonne an Bordeaux vorbei und ebenfalls entlang des Tales der Dordogne. Die nicht-schraffierten Gebiete sind die Recharge-Gebiete. Entlang der Atlantik-Küste treten zwei langgestreckte Recharge-Gebiete in den dortigen Dünen auf.

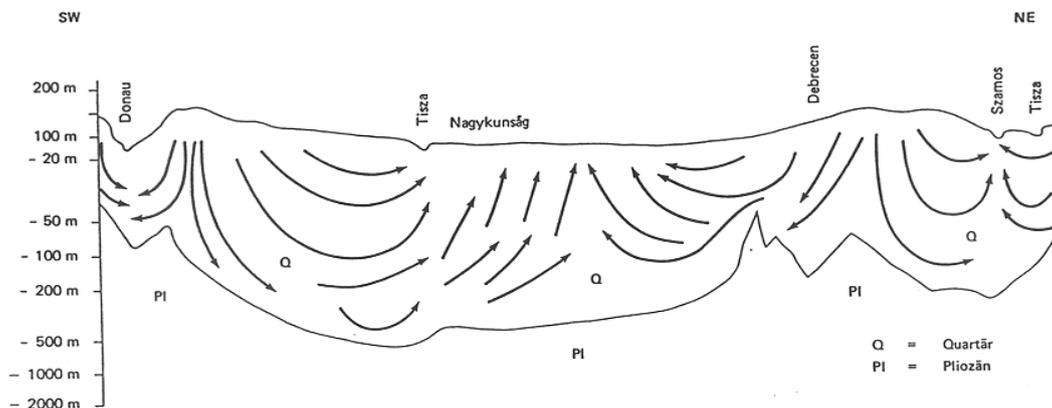


Abb. 27 Schematische Grundwasserfließsysteme der artesischen Großen Ungarischen Tiefebene (nach Erdelyi, 1973, berichtet in Deak, 1974).

Diese beiden französischen Beispiele bestätigen ebenfalls die Existenz von großräumigen gravitativen Grundwasserfließsystemen, wenn eine entsprechende Topographie und Geologie mit hoch und niedrig durchlässigen Schichten vorhanden ist.

5.5 Große Ungarische Tiefebene

Deak (1974) berichtet von weitausgedehnten Grundwasserfließsystemen in den quartären Schichten der ungarischen Tiefebene (Abb. 26 und 27). Regionale Recharge-Gebiete mit nach unten geringer werdendem Potential (Head) und Discharge-Gebiete mit nach unten zunehmendem Potential sind in Abbildung 26 abgegrenzt worden. Die entsprechenden Fließsysteme sind in Abbildung 27 schematisch dargestellt worden.

5.6 Dorstener Kreidemulde

5.6.1 Untersuchungsgang

In der deutschsprachigen hydrogeologischen Literatur sind regionale grundwasserdynamische Auswertungen eine Seltenheit. Der Grund für diesen Mangel und der zusätzliche Mangel an detaillierten Headmessungen unter kontrollierten Bedingungen und Durchlässigkeitsbestimmungen aus dem Gelände ist eigentlich schwer zu verstehen.

Das könnte mit der vorherrschenden Ansicht zusammenhängen, daß jedes Grundwasser sowieso parallel zur Grundwasseroberfläche fließt. Unter solchen Bedingungen wäre ja jeder Wasserstand in einem Bohrloch eine brauchbare grundwasserdynamische Messung und die Tiefe und der Ausbau eines Piezometers würde nicht wichtig sein, solange ein Zufluß von Tageswässern entlang des Piezometers verhindert würde. Eine solche Ansicht ließe sich von den Ergebnissen der Grundwasser-Untersuchungen an eingedämmten Talsperren (z.B. Dachler, 1936; Breitenöder, 1942, Grundwasser im Damm: Abb. 84, 86, 87, 88; Grundwasser allgemein: Abb. 79, 80) ableiten, bei denen in den Dämmen wegen der hier speziellen hydrodynamischen Randbedingungen tatsächlich Grundwasserfließen parallel zur Grundwasseroberfläche auftritt. Oben wurde gezeigt, daß diese Art Grundwasserfließen auch in Modellen auftreten kann (Schwille 1982). Offensichtliche Abweichungen bei Geländeuntersuchungen sind dann natürlich sehr verwirrend und störend. Vielleicht spielt auch der Einfluß der entsprechenden DIN-Normen eine Rolle, die mit genormten, zum Teil recht schlecht definierten Begriffen die entsprechenden Entwicklungen beeinflussten. Eine weitere Rolle könnten die geltenden Vorschriften zur Installation von Piezometern spielen, die in der Vergangenheit oft grundwasserdynamische Gesetzmäßigkeiten ignorierten. Zudem könnte eine zu starke Betonung der geologischen Seite der Hydrogeologie eine Rolle gespielt haben.

In den folgenden zwei Beispielen aus 1. der Dorstener Kreidemulde und 2. dem Bereich der Sennesande im Vorland des Osning bei Bielefeld wird gezeigt, wie die Grenzbe-

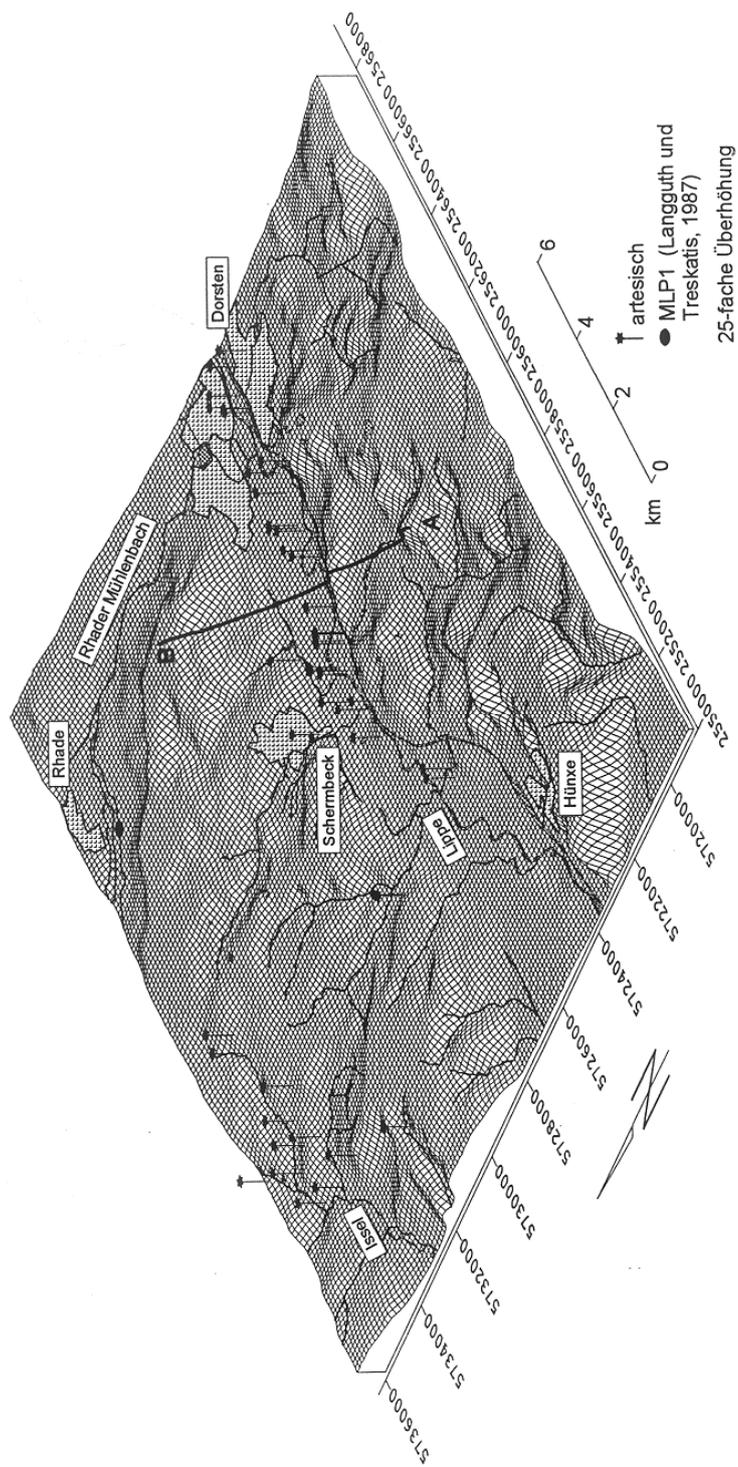


Abb. 28 Digitales Geländemodell entlang der Lippe im Bereich der Dorstener Kreide-Mulde. Etwa 50 artesische Bohrungen wurden von Breddin (1935) und Hilden (1975) für die Täler und Hänge im Bereich des DGM berichtet. Die artesischen Bohrungen sind ein Indiz für die Lage der Discharge-Gebiete. Die Recharge-Gebiete befinden sich auf den umliegenden Höhen.

dingungen Topographie (Grundwasseroberfläche) und die geologischen Parameter (räumliche Verteilung der Durchlässigkeiten) das grundwasserdynamische Geschehen bestimmen. In Kapitel 7 werden diese Fragen dann an zwei weiteren deutschen Beispielen (Bielefeld-Brake in der Herforder Liasmulde und Münnehagen in der Schaumburger Kreidemulde) im Detail diskutiert.

Die Bearbeitung dieser Beispiele beginnt mit einer Darstellung der Geländeoberfläche in einem digitalen Geländemodell (DGM). Das DGM gestattet einen geologischen Profilschnitt auszuwählen, der der allgemeinen Richtung des Grundwasserfließens folgt. Nach der Erstellung eines geologischen Profils wird in einem dritten Schritt dann das Grundwasserfließen in dem geologischen Profil mit dem Programm FLONET (Guiguer et al., 1990) berechnet.

Die Grundwasseroberfläche ist die wichtigste Randbedingung für Grundwasserfließen, da sie die Lage der Recharge- und Discharge-Gebiete bestimmt. Die Grundwasseroberfläche folgt im allgemeinen recht gut der topographischen Oberfläche. Die beigefügten Digitalen Geländemodelle [DGM] dienen dazu, die Ausbildung der Grundwasseroberfläche in den untersuchten Gebieten zu verdeutlichen. Sie wurden mit Hilfe des Programmes SURFER erstellt (Golden Software Inc., 1990, 1993). Digitale Geländemodelle sind jedoch immer eine Vereinfachung der detaillierten Topographie. Sie zeigen oft abgerundete Formen, und begünstigen dadurch die Darstellung von Grundwasseroberflächen in den untersuchten Gebieten.

Die geologischen Verhältnisse wurden aus vorhandenen Schnitten und Karten der amtlichen geologischen Karten übernommen. Wegen Mangel an Geländedaten wurde die Durchlässigkeit der geologischen Schichten meist durch Schätzungen zugeteilt, die auf Erfahrung beruhten. Wenn einigen Lesern die zugeteilten Werte zu hoch erscheinen sollten, so beruht das wahrscheinlich darauf, daß in der Vergangenheit Durchlässigkeiten meist zu gering angenommen wurden. Neuere Untersuchungen, wie zum Beispiel die an der Deponie Münnehagen (Dörhofer und Kilger, 1984; Gronemeier et al., 1990), haben gezeigt, daß vormals als undurchlässig angenommene Tonschichten erstaunlich hohe Durchlässigkeiten haben können (Münnehagen: 10^{-7} m/s).

Das Programm FLONET wurde am Waterloo Centre for Groundwater Research der Universität Waterloo, (Ontario, Kanada) von Emil Frind und seinen Schülern entwickelt. Vorläufer des Programmes entstanden im Zusammenhang mit Untersuchungen am Fuhrberger Feld in der Nähe von Hannover (Frind et al., 1989). Dort bestand das Problem, Fließ- und Transportvorgänge in einem nur 30–40 m dicken Quartäraquifer auf 6 km Länge darzustellen. Die Kodierung des Vorläufers von FLONET brachte die geforderte Lösung des Problems (Frind, 1993). Das Programm FLONET wird im Kapitel 6 näher erläutert.

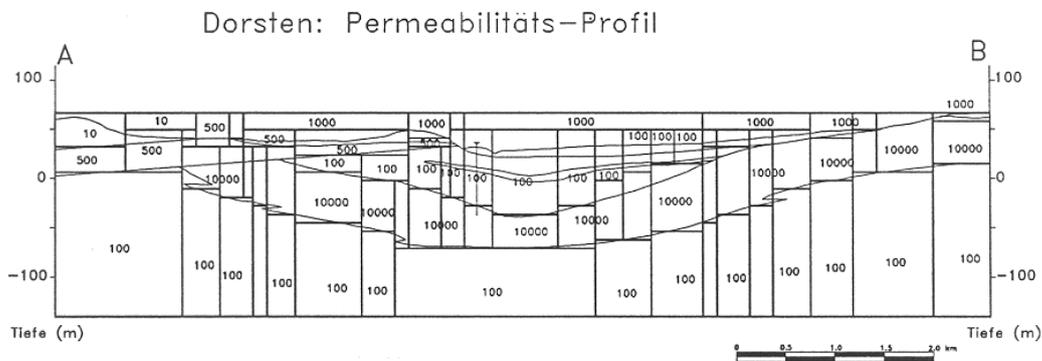
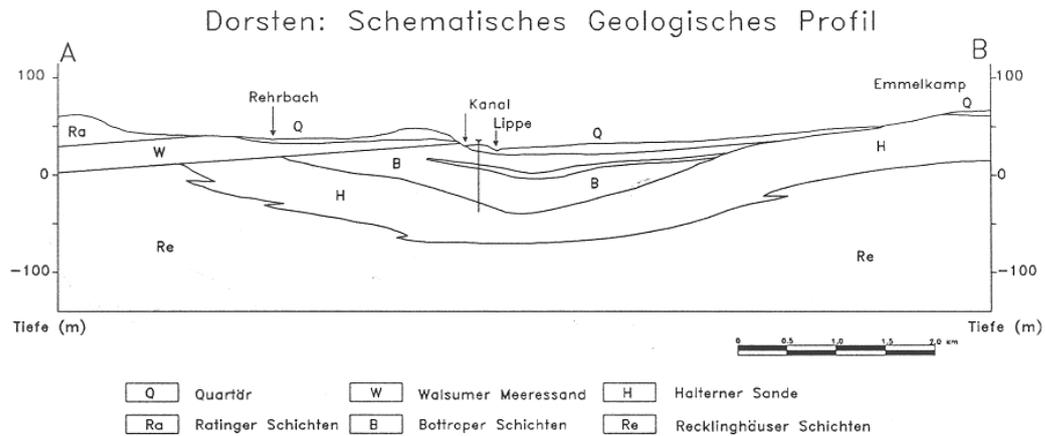


Abb. 29 Geologisches Profil durch die Dorstener Kreidemulde (nach Hilden, 1975) und Anordnung der relativen Durchlässigkeiten im Profil innerhalb des Modells. Die Festlegung der Permeabilität geschieht bevor die Oberfläche des Modells zur Berechnung auf die Höhe der Topographischen Oberfläche komprimiert wird (Vergleiche Abb. 30). Überhöhung 10:1. Die Lage des Profils wird in Abbildung 28 gezeigt.

Zum Verständnis der durchgeführten Berechnungen des Grundwasserfließens in geologischen Schnitten sei betont, daß es zur Bestimmung der Grundwasserfließrichtungen im Raum genügt, die relativen Durchlässigkeiten anzugeben, wie $K = 1, 10$ oder 100 . Soll auch die Menge und die Geschwindigkeit des fließenden Grundwassers bestimmt werden, so müssen die exakten Durchlässigkeitswerte eingegeben werden.

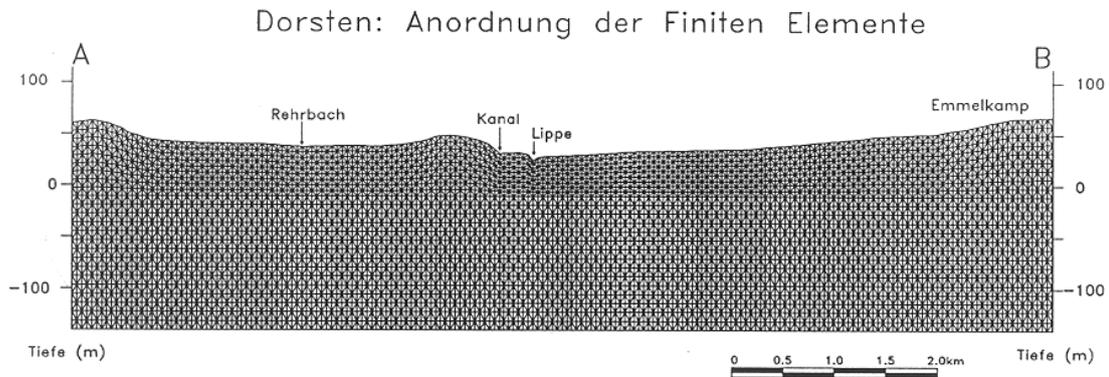


Abb. 30 Anordnung der Finiten Elemente im mathematischen Modell Dorsten. Überhöhung 10:1.

Tab. 7 Geologie und Durchlässigkeit der Gesteine im Bereich der Dorstener Kreidemulde.

Formation	Lithologie	Dicke Meiners (1986) [m]	Permeabilität			dieser Bericht [relativ]
			Hilden (1975) [m/s]	Meiners (1986) [m/s]	Languth (1987) [m/s]	
Quartär	Sand, Kies, Schluff, Torf	30		1.0×10^{-3}		10000
Tertiär	Ratinger Schichten	85		1.0×10^{-6}		10
	Walsumer Meeressand	20	1.0×10^{-5}	1.0×10^{-5}		100
Oberkreide	Santon 3					
	Bottroper Schichten	60		1.0×10^{-6}	5.0×10^{-6}	500
	Halterner Schichten	} 200	1.0×10^{-3}	1.0×10^{-3}	1.0×10^{-4}	10000
	Recklinghäuser Schichten		wie Bottr	1.0×10^{-6}		500
Santon 2						
	Emscher Mergel	200				100

5.6.2 Geologie, Topographie und Schema der Grundwasserfließsysteme

Das Tal der Lippe wurde von Breddin (1935) als eines der klassischen Beispiele des Auftretens von artesischen Bohrungen (Breddin: 'Quellen, eigenartige Springquellen') beschrieben. Der Aquifer (Halterner Sande) strich in den nördlich gelegenen Hügeln aus

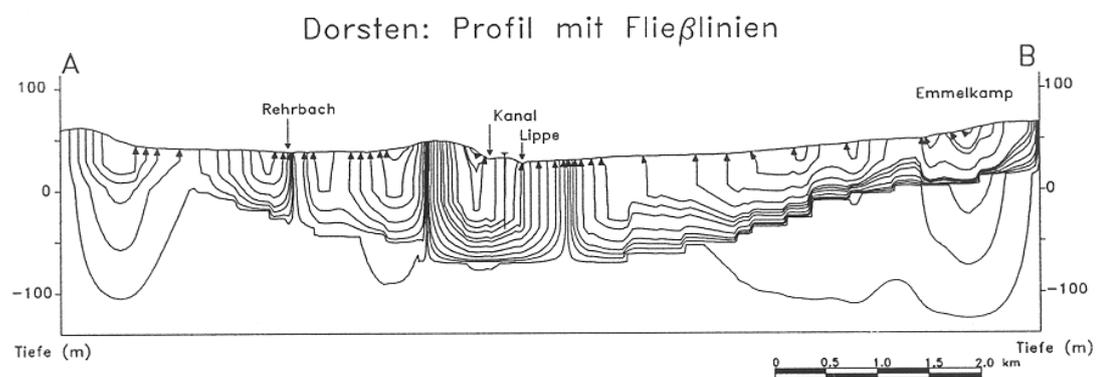
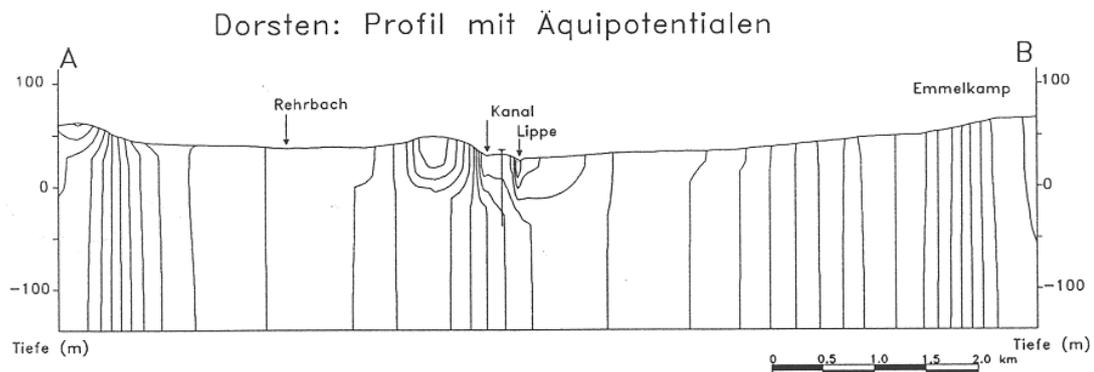


Abb. 31 Profile mit Äquipotentiallinien und Fließlinien. Das Grundwasser fließt durch die niedrig-durchlässigen Ratinger, Bottroper und Recklinghäuser Schichten. Überhöhung 10:1.

(dem 'Wasserversickerungsgebiet'). Der Bottroper Mergel wurde als 'wasserundurchlässige Schicht' (Breddin, 1935, S.3) und als 'wasserabweisende Schicht' (Breddin, 1935, Abb.3) angenommen. Breddin's Abbildung 3 (1935) zeigt den klassischen Irrtum über die Art und Weise wie "artesischen Quellen" entstehen (Breddin's Abbildung entspricht etwa der Abbildung 22 dieser Abhandlung).

Das Digitale-Gelände-Modell (DGM; Abb.28) zeigt etwa 50 artesischen Bohrungen im Bereich des Lippe-Tales und im Bereich der Issel. Die Angaben über die Lage der artesischen Bohrungen stammen von Breddin (1935) und Hilden (1975). Die Lage der artesischen Bohrungen zeigen die Discharge-Gebiete an. Die Recharge-Gebiete befinden sich auf den umliegenden Höhen. Die Abbildung 29 zeigt ein geologisches

Profil entlang der Linie A–B des Digitalen Geländemodells (Abb. 28). Das Profil stammt von Hilden (1975, Abb.8); es wurde anhand der topographischen und geologischen Karte etwas modifiziert. In dem Profil ist eine der dort auftretenden artesischen Bohrungen eingetragen.

Innerhalb dieses geologischen Profils wurde das Grundwasserfließen mittels des Programms FLONET (Guiguer et al., 1991) berechnet. Dazu wurden Annahmen über die relative Durchlässigkeit gemacht, wie sie in Tabelle 7 ausgewiesen sind. Die angenommenen relativen Durchlässigkeiten dienen nur dem Zweck, die prinzipiellen Richtungen des Grundwasserfließens im Bereich der Dorstener Kreidemulde sichtbar zu machen. Der untere Teil der Abbildung 29 zeigt die Anordnung der relativen Durchlässigkeiten innerhalb des mathematischen Modells. Diese Durchlässigkeitsblöcke wurden festgelegt, bevor die Oberfläche des Modells zur Berechnung auf die Höhe der topographischen Oberfläche komprimiert wurde (siehe Abb. 30).

Das Ergebnis der Berechnungen wird in Abbildung 31 gezeigt. Das obere Profil zeigt die Äquipotentiallinien an, das untere die Fließlinien. Das wichtigste Ergebnis ist, daß das Wasser durch die angeblich "stauenden" Bottroper Schichten nach oben in die Talaue der Lippe fließt. Auch von dem Hügel südlich neben der Lippe fließt ein Teil des Grundwassers durch die Bottroper Schichten nach unten in die Halterner Sande und dann von den Sanden wieder nach oben dem Lippe–Seitenkanal und der Lippe zu.

Erstaunlich ist, daß in diesem Bereich der Lippe das Grundwasser von dem erwähnten Hügel wegen des größeren Potentialgefälles bis in den Bach auf der nördlichen Seite der Lippe fließt (vergleiche Abb. 31 und 28). Das mathematische Modell gibt hier also eine wahrscheinliche Erklärung, warum an der fraglichen Stelle ein Quellgebiet auftritt. Die Ursache ist das relativ hohe hydraulische Potentialniveau in dem Hügel südlich der Lippe.

Wir finden ebenfalls bestätigt, daß die früheren Vorstellungen über die Ursache artesischen Grundwassers nicht der hydrodynamischen Wirklichkeit entsprechen. Das topographische Relief der Oberfläche spiegelt sich in dem Headniveau der Halterner Sande wieder. Es tritt zudem eine Anzahl lokaler Fließsysteme auf. Die "welligen" Fließlinien in den Halterner Sanden werden durch die Anordnung der Durchlässigkeitsblöcke im Modell verursacht (Abb. 29, unteres Profil). Das ist eine der gegenwärtigen Limitierung des Programmes FLONET.

5.7 Tiefes Grundwasser im Gebiet der Sennesande

5.7.1 Problemstellung

Die Frage der Durchlässigkeit von Mergel- und Tonschichten ist in der deutschen Hydrogeologie noch nicht abgeklärt. Das dürfte darin begründet sein, daß bisher oft die Rolle der Klüfte und Störungen für das Fließen von Grundwasser unterschätzt wurde. Man betrachtete Mergel und Ton als einheitliches, wenig geklüftetes und praktisch undurchlässiges Gestein, und man sah wohl auch keinen Sinn darin, die Durchlässigkeit

von Ton und Mergel im Gelände genauer zu bestimmen. In der Nordrhein–Westfälischen Hydrogeologie zum Beispiel wurde seit langem angenommen, daß der kretazische Emscher-Mergel undurchlässig sei. Diese These wird an Hand des Auftretens von tiefen Süßwasser in der Senne in diesem Kapitel untersucht. Das verwendete geologische Profil wurde von den Stadtwerken Bielefeld zur Verfügung gestellt.

5.7.2 Frühere Untersuchungen

In den letzten Jahrzehnten sind im Vorland des Teutoburger Waldes von den Stadtwerken Bielefeld in Zusammenarbeit mit dem Geologischen Landesamt Nordrhein–Westfalen in großen Mengen tiefe süße Grundwässer in den Cenomankalken unter Sennesand und Emscher-Mergel erschlossen worden. Das Auftreten dieser süßen Grundwässer in großer Tiefe kam den Bearbeitern aus mehreren Gründen unerwartet:

- es existierte keine natürliche hydrogeologische Vorflut für dieses Grundwasser (Geyh und Michel, 1983)
- seit über 150 Jahren glaubte man sicher sein zu können, daß in den Kalkgesteinen des Münsterländischen Kreidebecken nur Sole vorkommt (Geyh und Michel, 1983)
- im untersuchten Gebiet werden die fraglichen Kalke "von dem als Aquiclude einzustufenden 'Emscher-Mergel' (Mittelconiac–Santon) überdeckt" (Geyh und Michel, 1983).

"Die neue hydrogeologische Vorstellung wirft die Frage auf, wo das relativ junge Karstwasser hingeflossen ist, ehe es durch Tiefbrunnen erschlossen worden ist. Hydrogeologisch ist keine Vorflut erkennbar. Der Weg zum Beckeninneren ist durch Sole blockiert und nach oben durch den überdeckenden Emscher-Mergel – es sei denn, er ist hier doch nicht so dicht wie immer angenommen wird" (Geyh und Michel, 1983).

Geyh und Michel (1983, S.902) berechnen die Durchlässigkeit des Emscher-Mergels mit 2.5×10^{-8} m/s unter der Annahme, daß 2.4 mill m³/anno Grundwasser den im Mittel 200 m mächtigen Emscher-Mergel durchfließen. Geyh und Michel (1983) führten keine direkten Geländebestimmungen der Durchlässigkeit durch.

"Dem Hydrogeologen, der in diesem Gebiet arbeitet, widerspricht es, diesen relativ großen k_f -Wert für den wasserstauenden Emscher-Mergel zu akzeptieren, nachdem alle Bohrproben aus dieser Schicht völlig trocken waren. Es bleibt vorerst nur anzunehmen, daß lokal begrenzte, wasserwegsame Zerrüttungszonen im Emscher-Mergel existieren, deren Lage noch unbekannt ist" (Geyh und Michel, 1983, S. 902).

Soweit bekannt waren bis 1993 noch keine direkten Geländemessungen der Durchlässigkeit des Emscher-Mergels durchgeführt worden. Nach eigenen Aussagen hatten die Stadtwerke Bielefeld auch 1993 keine Absicht, die Durchlässigkeit des Emscher-Mergels durch

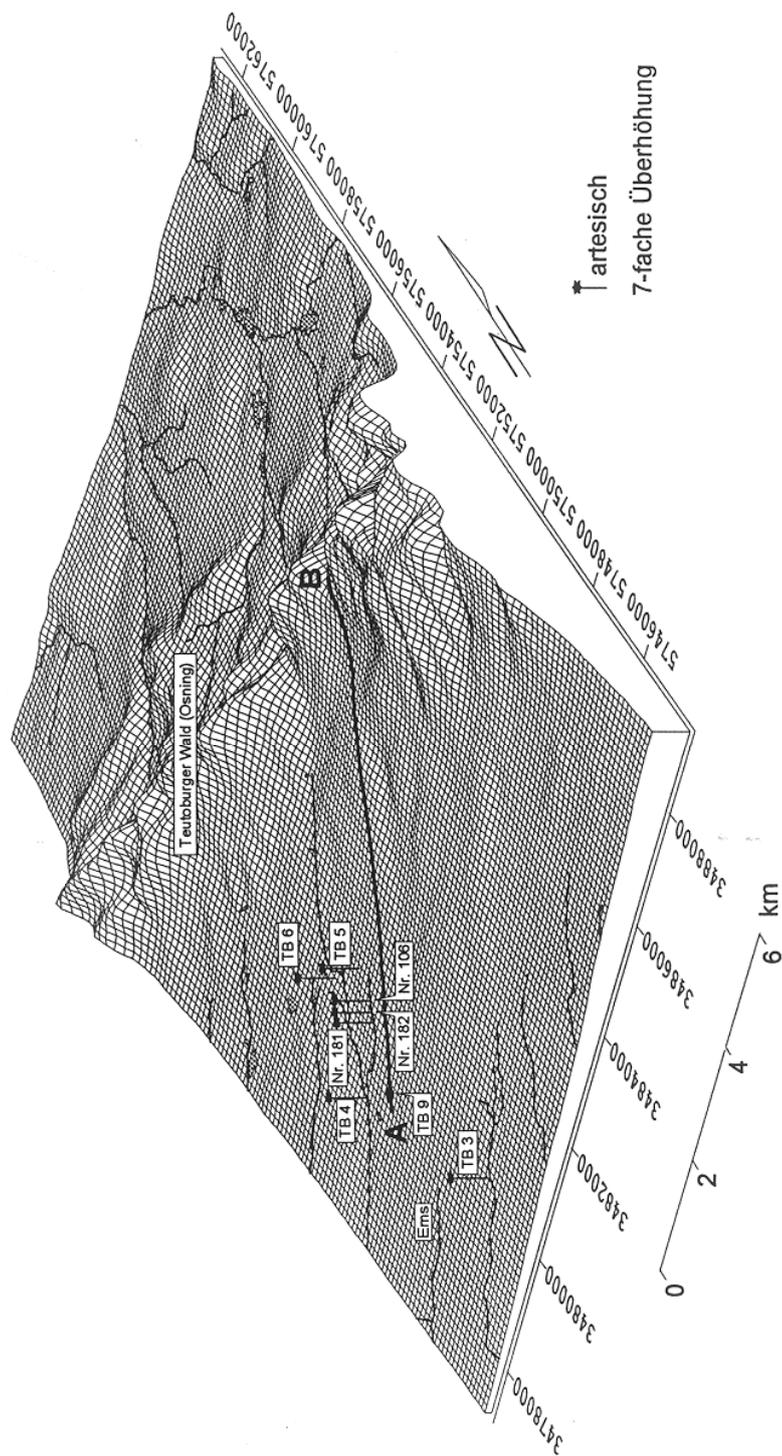


Abb. 32

Digitales Geländemodell (DTM) entlang des Osnings im Bereich der Senne-Sande. TB 3–6, TB 9 = Tiefbohrungen der Stadtwerke Bielefeld, die aus den Kalklagen artesisch fließen; Nr. 106, 181, 182 = Piezometer die aus dem unteren Bereich der Senne-Sande artesisch fließen (Daten von Geyh und Michel, 1983, Tab.3); A–B Lage des geologischen Profils und des Profils der mathematischen Modellberechnungen.

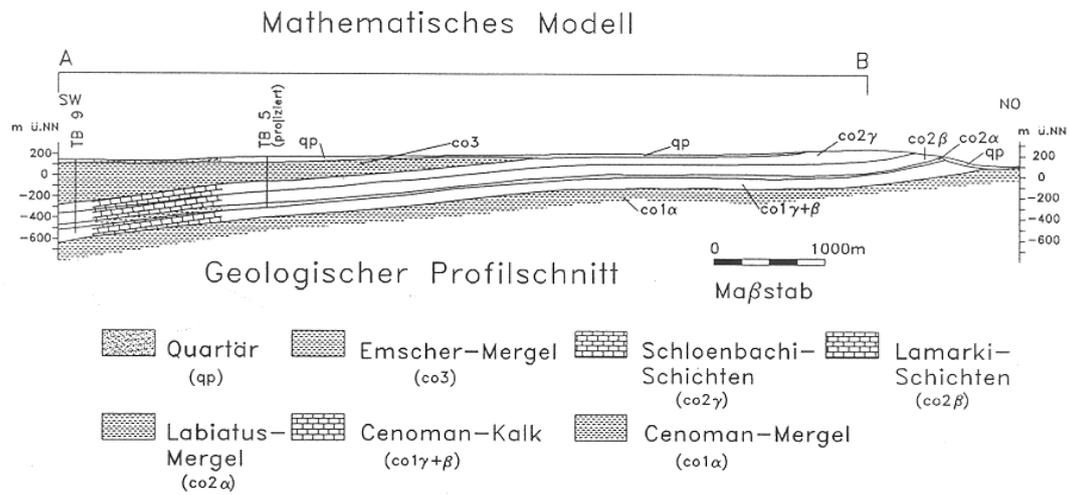


Abb. 33 Geologisches Profil durch den Bereich der Senne-Sande. Die Lage des mathematischen Modells wird durch die Linie A-B angezeigt. Die Bohrungen TB 5 und TB 9 sind eingezeichnet [Profil erhalten von den Stadtwerken Bielefeld].

Tab. 8 Geologie und Durchlässigkeit der Gesteine im Bereich der Senne bei Bielefeld.

Formation		Lithologie	Dicke geol. Profil [m]	Permeabilität		
				Geyh + Mich. (1983) [m/s]	dieser Bericht [m/s]	
Quartär	Senne-Sand	qp Sand, Kies, Schluff, Torf	40	—	1.0x10 ⁻²	
Kreide	Emscher Mergel	co3 Mergel, feinsandig, schwach mittelsandig, graugrün mit Kalksandsteinlagen	350	2.5x10 ⁻⁸	1.0x10 ⁻⁷ 1.0x10 ⁻⁵	1.0x10 ⁻⁶ 5.0x10 ⁻⁵
	Schloenbachschichten, Lamarkischichten, Labiatusmergel	co2 Kalk Kalk Mergel	} 350	—	isotrop. : 1.0x10 ⁻² anisotr.: 1.0x10 ⁻² 1.0x10 ⁻³	[horiz.] [vert.]
	Cenoman-Kalk	co1 Kalk				
	Cenoman-Mergel	co1 Mergel		—	1.0x10 ⁻⁷	

Messungen direkt in situ zu bestimmen. Im Folgenden wird deswegen an Hand des vorliegenden begrenzten Datenmaterials das mögliche Fließverhalten des tiefen Grundwassers im Vorland des Osning und das des Grundwassers in den Sennesanden in Abhängigkeit von der Durchlässigkeit des Emscher-Mergels schematisch berechnet.

5.7.3 Geologie, Topographie und Schema der Grundwasserfließsysteme

Das digitale Geländemodell des Sennegebietes (Abb. 32) zeigt die großräumige Topographie des südwestlichen Vorlandes des Osnings. Im Bereich der Senne–Sande sind einige der neuen Tiefbrunnen der Stadt Bielefeld (TB3–TB6, TB9) dargestellt. Die Linie A–B markiert die Lage des geologischen Profils und des vertikalen numerischen Modells.

Abbildung 33 repräsentiert das geologische Profil, welches von A über B weiter nach NE reicht. Als oberste Schichten stehen die Senne–Sande an (qp). Darunter folgen Emscher-Mergel (co3) und die Kalkschichten, die im numerischen Modell als eine Schicht zusammengefaßt wurden. Unter den Kalken stehen die Cenoman-Mergel an. Der Einfachheit halber wurde der Cenoman-Mergel und die darunter liegenden Schichten in dem numerischen Modell zusammengefaßt. Die für die geologischen Schichten angenommenen Durchlässigkeiten sind in Tabelle 8 aufgelistet.

Das numerische Modell entlang des Schnittes A–B kann nicht geeignete, grundwasserdynamische Geländeuntersuchungen ersetzen. Es wird aber dazu dienen, Prinzipien der Grundwasserdynamik am Beispiel der tiefen Grundwässer der Senne darzustellen. Dabei werden keine vorformulierte Ansichten über eine eventuelle "Undurchlässigkeit" der Emscher-Mergel angenommen, sondern es wird berechnet, wie verschiedene Durchlässigkeiten des Emscher-Mergels das Fließen der tiefen Grundwässer und des Grundwassers in den Senne–Sanden beeinflussen würden. Soweit bekannt sind bisher keine geeigneten Piezometer im Emscher-Mergel installiert worden, um das Fließen dort direkt zu messen. Wegen der Wichtigkeit dieser Grundwässer für die Wasserversorgung des Bielefelder Raumes wäre das eine unerklärliche Unterlassung.

Obwohl das numerische Modell FLONET sich als die beste verfügbare Lösung zur Berechnung und Darstellung des Grundwasserfließens in einem geologischen Schnitt herausstellte, ist es noch nicht ideal. Ein Problem wird durch den im Modell angewandten topographischen Kompressionsmechanismus geschaffen, der in den oberen Lagen des Modelles leicht die Geologie vertikal verzerren kann (Abb. 34). Das bedeutet, daß die Fließlinien und hydraulisch bedingten Richtungsänderungen dann nicht genau den geologischen Schichtgrenzen folgen. Die entstehenden Verzerrungen ändern aber nichts an den prinzipiellen Ergebnissen, sondern nur am Detail.

Ein weiterer Nachteil ist die stufenweise Abgrenzung von Durchlässigkeitsblöcken oder –quadern (Abb. 34, unteres Profil). Die gestufte Anordnung der Geologie beeinflußt nicht die prinzipielle Ausbildung des Grundwasserfließens, sondern nur die Details. Die Äquipotentiallinien und Grundwasserfließlinien der Abbildung 35 verdeutlichen diesen Befund.

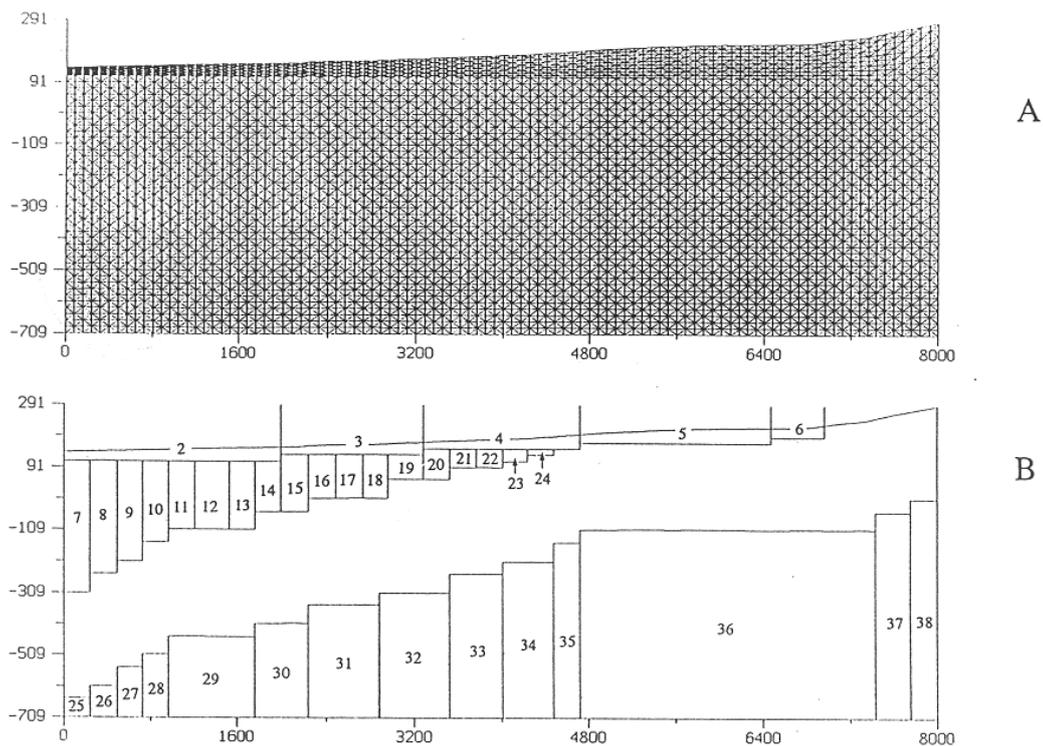


Abb. 34 Anordnung der Finiten Elemente und der Durchlässigkeitsquader im mathematischen Modell Senne. Die benutzte Version des Programms FLONET erlaubt nur eine treppenförmige Abgrenzung der Durchlässigkeitsbereiche. Boxen 1–6: Senne–Sande; Boxen 7–24: Emscher–Mergel; Boxen 25–38: Cenoman–Mergel und tiefere Schichten. Der Übersichtlichkeit halber sind die Quader für den karstifizierte Kalk nicht eingetragen.

Die Profilschnitte der Abbildung 35 sind direkt von dem Programm FLONET gedruckt worden und zeigen deutlich das Auftreten beider Nachteile. In anderen Beispielen dieses Berichtes wurden FLONET's Rechenergebnisse nach AUTOCAD exportiert und dann, in interaktiven Wiederholungen der Blockabgrenzungen und der Berechnungen versucht, eine elegantere Lösung zu finden. Für die vorliegenden FLONET–Berechnungen wurde eine spezielle Version des Programmes FLONET getestet, die Matrizen für 50 Reihen und 200 Kolonnen Finiter Elemente lösen kann. Die Normalversion des Programmes rechnet etwa 25 Reihen und 50 Kolonnen.

In der Abbildung 35 (oberes Profil) folgen die Äquipotentiallinien recht deutlich den in Kapitel 4.3 beschriebenen Prinzipien des Grundwasserfließens durch niedrig–durchlässige Schichten. Die Äquipotentiallinien scharen sich im Emscher–Mergel, damit der Kontinuitätsgleichung im linken Bereich des oberen Profils Genüge getan wird. Die entsprechenden Fließlinien befinden sich im unteren Profil.

Die dargestellten Fließlinien sind jedoch kein Maß für die Menge des fließenden Grundwassers. Es wurde eine Log–Verteilung der Fließlinien (stream functions) ausgewählt,

um zu zeigen, wie das Grundwasser auch durch die niedrig-durchlässigen Schichten (Emscher-Mergel, Cenoman-Mergel) fließt. Wäre eine regelmäßige Verteilung der Fließlinien (stream functions) gewählt worden, so wäre die Verteilung der Fließlinien zugleich ein Maß für die Menge des fließenden Grundwassers, entsprechend der Theorie der Fließnetze. Außerhalb der Senne-Sande fließt bei weitem die größte Menge des Grundwasser in den Kalken im rechten oberen Teil des Profils von den hohen Recharge-Gebieten durch den Senne-Sand in die Discharge-Gebiete im Bereich ohne anstehenden Emscher-Mergel.

Die Abbildung 35 zeigt aber auch deutlich, daß der Emscher-Mergel und die Cenomanmergel Teil des gesamten Fließfeldes sind. Das Fließen in den überlagernden Senne-Sanden zeigt eine deutliche Ausbildung von lokalen Fließsystemen, die in der Abbildung 35 hauptsächlich von der Topographie der Grundwasseroberfläche beeinflusst und vom Fließen im Kalk bestimmt werden.

Das obere Profil in Abbildung 36 zeigt die Lage sowie den Einfluß (Recharge-Gebiet; input-flux; positive Fluxwerte) und den Ausfluß (Discharge-Gebiet; output-flux; negative Fluxwerte). Das Fließbild in der Abbildung 36 entspricht dem Fließbild in Abbildung 35. In dem oberen Profil der Abbildung 37 wurde eine höher durchlässige Zone (Block Abb. 34: $10 = 10^{-5}$ m/s) eingefügt, ohne daß das Fließbild dadurch wesentlich verändert wurde.

5.7.4 Anisotrope Durchlässigkeit im Kalkstein

Einen wesentlich deutlicheren Effekt hat die Einführung einer schichtparallelen Anisotropie von 10:1 (Abb. 37: unteres Profil). Ein Teil des Grundwassers bewegt sich nun in gebogenen Fließlinien unter dem Emscher-Mergel und kehrt dann in Richtung Senne-Sande um. Die Entfernung der höheren Durchlässigkeit in Block 10 führt zu einem weiteren Vordringen der gebogenen Fließlinien (Abb. 38: oberes Profil).

5.7.5 Durchlässigkeit des Emscher-Mergels und Einfluß auf die Senne-Sande

Die Abbildungen 35, 36 und 38 (untere Profile) und 39 (beide Profile) zeigen Fließbilder in Abhängigkeit von einer zunehmenden Durchlässigkeit [m/s] des Emscher-Mergels:

Abb. 35 und 36 (unteres Profil)	$K = 10^{-7}$
Abb. 38 (unteres Profil)	$K = 10^{-6}$
Abb. 39 (oberes Profil)	$K = 10^{-5}$
(unteres Profil)	$K = 5 \times 10^{-5}$

Die entsprechenden Fließlinien verdeutlichen, wie bei erhöhten Durchlässigkeiten des Emscher-Mergels mehr Grundwasser entlang der Kalksteinlagen weiter unter den

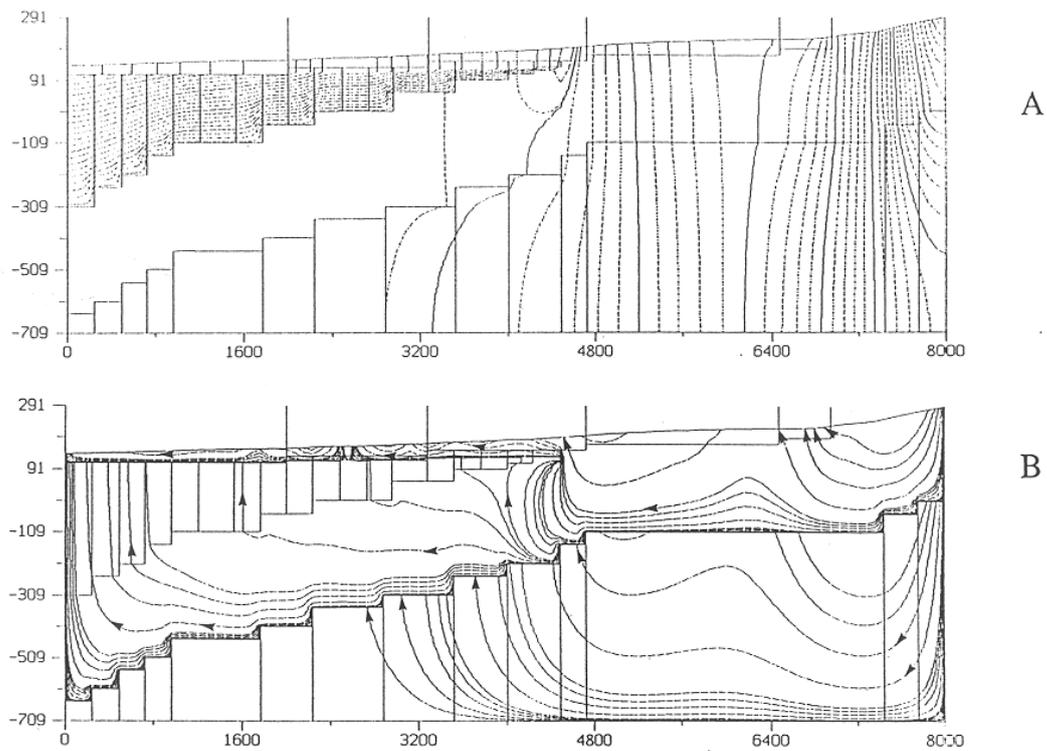


Abb. 35 Vergleich von Äquipotentiallinien (oberes Profil) und Fließlinien (unteres Profil). Die Auswahl der Fließlinien (stream functions) erfolgte manuell im Log-Abstand, um auch das Fließen in niedrig-durchlässigen Schichten zu zeigen.

Durchlässigkeiten [m/s] :

Quartär	= 10^{-2}	Emscher-Mergel	= 10^{-7}
Kalkstein (Karst)	= 10^{-2}	Cenoman-Mergel	= 10^{-7}

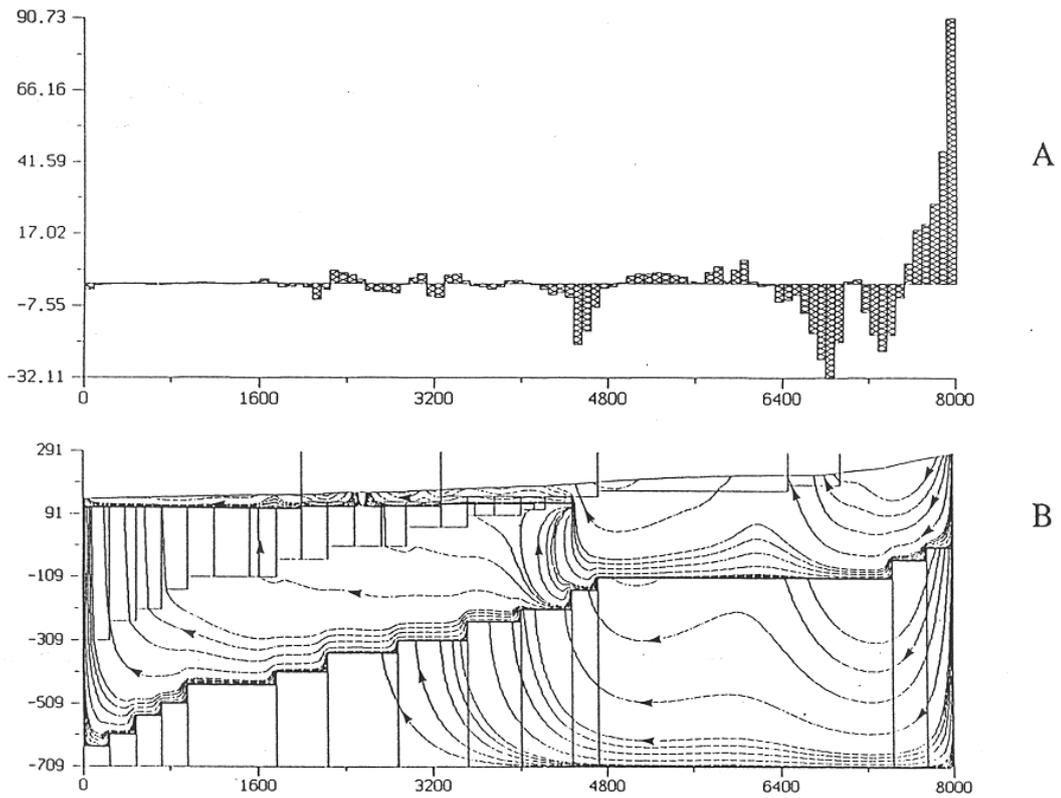


Abb. 36 Berechnung von Einfluß (input flux) in den Recharge-Gebieten und Ausfluß (output flux) in den Discharge-Gebieten (siehe oberes Profil) mit dem Profil der Grundwasser-Fließlinien. Durchlässigkeitsverteilung und Fließlinien wie in Abbildung 35.

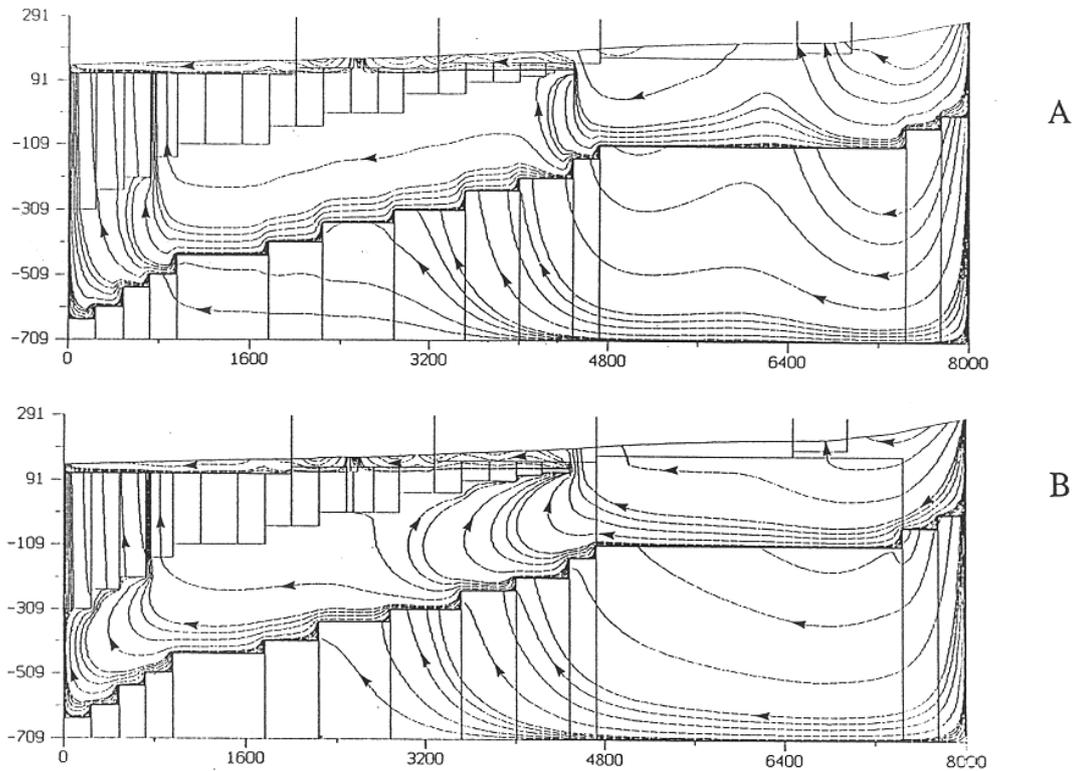


Abb. 37

Änderungen von Fließlinien in Abhängigkeit von Änderungen des Parameters Durchlässigkeit [m/s]:

Oberes Profil			
Quartär	= 10^{-2}	Emscher-Mergel	= 10^{-7} [Box $10=10^{-5}$]
Kalkstein (Karst)	= 10^{-2}	Cenoman-Mergel	= 10^{-7}
Unteres Profil			
Quartär	= 10^{-2}	Emscher-Mergel	= 10^{-7} [Box $10=10^{-5}$]
Kalkstein (Karst)	= h: 10^{-2}	Cenoman-Mergel	= 10^{-7}
	[anistr.: 7°]		= v: 10^{-3}

Im oberen Profil wurde dem Durchlässigkeitsquader 10 eine höhere Durchlässigkeit zugeordnet. Vergleiche die erfolgte Änderung des Fließbildes mit Abb. 35 oder 36. Im unteren Profil wurde zusätzlich dem Kalk eine Anisotropie von 10:1 im Winkel von 7° zugeordnet.

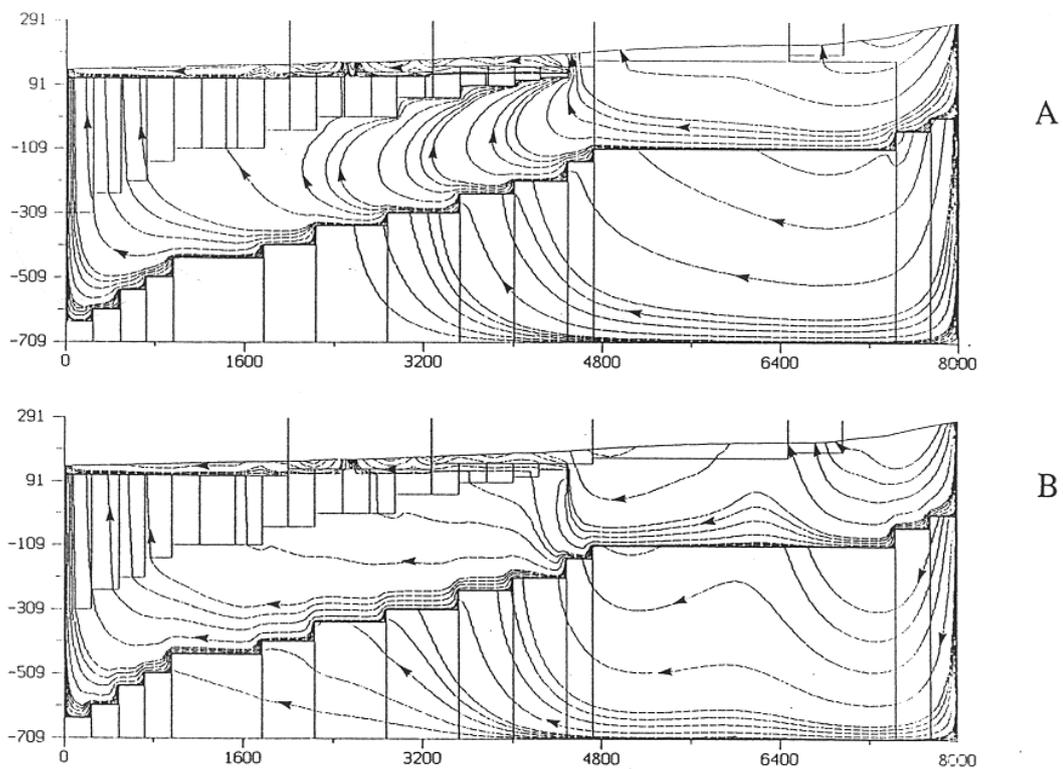


Abb. 38 Änderungen von Fließlinien in Abhängigkeit von Änderungen des Parameters Durchlässigkeit [m/s]:

Oberes Profil			
Quartär	= 10^{-2}	Emscher-Mergel	= 10^{-7}
Kalkstein (Karst)	= h: 10^{-2}	Cenoman-Mergel	= 10^{-7}
[anistr.: 7°]	= v: 10^{-3}		
Unteres Profil			
Quartär	= 10^{-2}	Emscher-Mergel	= 10^{-6}
Kalkstein (Karst)	= 10^{-2}	Cenoman-Mergel	= 10^{-7}

Das obere Profil zeigt das Fließbild mit Anisotropie im Kalk, und gleichförmiger Durchlässigkeit im Emscher-Mergel (Vergleiche mit Abb. 35 oder 36). Das untere Profil zeigt das Fließbild bei isotropen Bedingungen und einer erhöhten Durchlässigkeit im Emscher-Mergel (10^{-6}) (Vergleiche mit Abb. 35 oder 36).

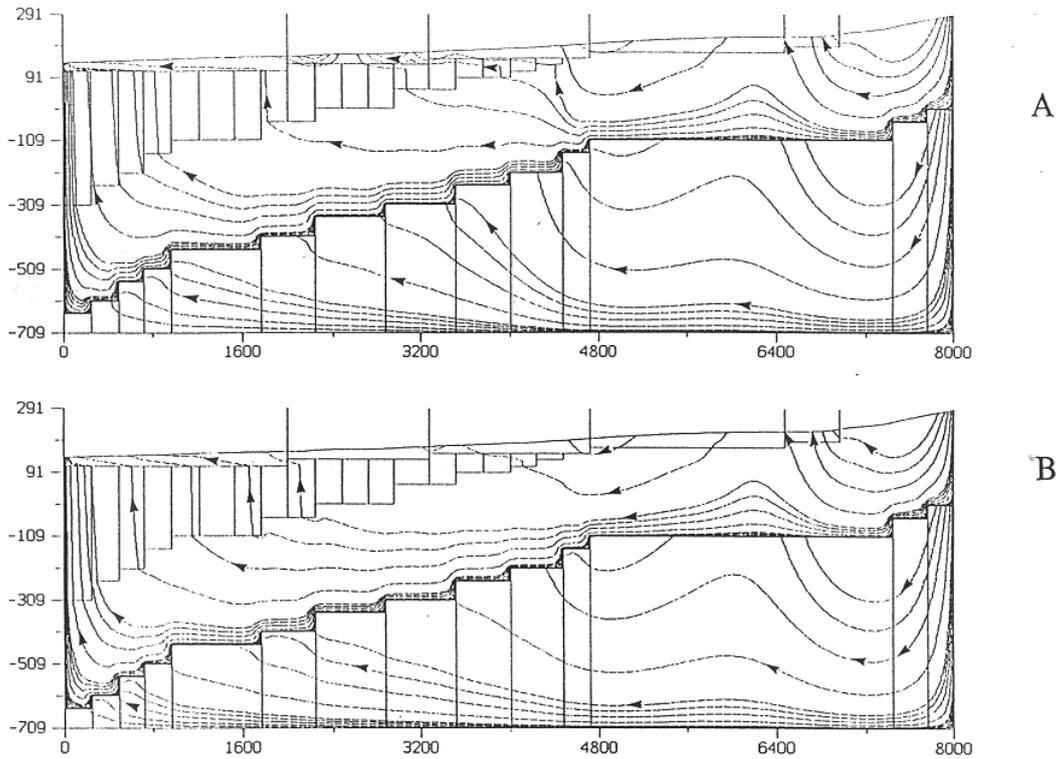


Abb. 39 Änderungen von Fließlinien in Abhängigkeit von Änderungen des Parameters Durchlässigkeit [m/s]:

Oberes Profil			
Quartär	= 10^{-2}	Emscher-Mergel	= 10^{-5}
Kalkstein (Karst)	= 10^{-2}	Cenoman-Mergel	= 10^{-7}
Unteres Profil			
Quartär	= 10^{-2}	Emscher-Mergel	= $5 \cdot 10^{-5}$
Kalkstein (Karst)	= 10^{-2}	Cenoman-Mergel	= 10^{-7}

In diesen beiden Profilen ist die Durchlässigkeit des Emscher-Mergel noch weiter erhöht worden (oberes Profil: 10^{-5} ; unteres Profil: $5 \cdot 10^{-5}$). Erhöhte Durchlässigkeiten im Emscher-Mergel haben einen starken Einfluß auf das Fließverhalten im Senne-Sand.

Emscher-Mergel dringt und durch den Emscher-Mergel nach oben in die Senne-Sande aufsteigt. Das aufsteigende Wasser verändert die Fließsysteme in den Senne-Sanden.

5.7.6 Hydrochemie des Wassers in den Senne-Sanden

Der modellierte geologische Schnitt A–B schneidet keinen der tiefer liegenden Bachläufe. Das meiste des aufsteigenden tiefen Grundwassers setzt unter natürlichen Bedingungen den Bachläufen zu. Auf den Höhenrücken neben den Bachtälern bilden sich zudem in den Senne-Sanden lokale Fließsysteme, die von den Seiten den Bächen zufließen. Unter den Bächen vermischen sich die lokalen Fließsysteme (Nitrat, hoher Tritium-Gehalt) mit den tiefen Grundwässern (erhöhter Cl-Gehalt; erhöhter HCO₃-Gehalt). Genau diese Chemie von Mischwässern wurde von Geyh und Michel (1983, Tabelle 2, Nr.16) für den artesischen Brunnen 106 beschrieben, der im unteren Teil des Senne-Sandes unter einer Geschiebemergellage verfiltert ist. Der Piezometer hatte erhöhte Cl-Gehalte (70 mg/l), erhöhte HCO₃-Gehalte (168 mg/l), verglichen mit Werten für lokales Senne-Grundwasser (Cl:19; HCO₃:49), das eine nahe gelegene Brunnengalerie aus den Senne-Sanden fördert. Außerdem hatte der Piezometer 106 hohe Nitratgehalte (70 mg/l) und Tritium-Gehalte (Wert nicht angegeben). In den tiefen Brunnen liegen die Cl-Werte zwischen 250 und 290 mg/l.

5.7.7 Schlußfolgerungen und Empfehlungen

Zusammenfassend wird festgestellt, daß die Ergebnisse der grundwasserdynamischen Modellrechnung sehr gut mit den genauen Untersuchungen von Geyh und Michel (1983) konform gehen und grundwasserdynamische Ursachen maßgeblich für die hydrochemischen und isotonenphysikalischen Ergebnisse der obigen Autoren sind. Es wäre daher empfehlenswert, gezielt geeignete Piezometer in allen Schichten, einschließlich des Emscher-Mergels, zu installieren und geeignete grundwasserdynamische Untersuchungen durchführen zu lassen. Die Fließvorgänge im Emscher-Mergel und dessen Durchlässigkeiten sollten mit geeigneten Methoden bestimmt werden und zudem die Ausbildung der lokalen und regionalen Fließsysteme bestimmt werden. Die Kenntnisse der entsprechenden grundwasserdynamischen Zusammenhänge sind erforderlich, um die verfügbare Menge, die dreidimensionalen Fließrichtungen des Grundwassers und die Lage der Recharge- und Discharge-Gebiete des tiefen Grundwassers und des Grundwassers in den Senne-Sanden festzustellen und später planmässig zu bewirtschaften.

6. Rolle von Fließsystemen im Stofftransport: Sandmodell und numerische Berechnungen

6.1 Fließen und Stofftransport im Sandmodell

Die vorherigen Kapitel haben sich mit Grundwasserfließsystemen größerer Ausdehnung beschäftigt. Alle Fließsysteme haben zwei Dinge gemeinsam, ein höher gelegenes Recharge–Gebiet und ein niedriger gelegenes Discharge–Gebiet. Es wurden Systeme beschrieben, die sich über 100 km und mehr erstrecken. Offensichtlich sind die Unterschiede der gravitatativen Potentiale ausreichend, um den Fließwiderstand der permeablen Medien auf große Strecken zu überwinden und solche großräumigen Fließsysteme in Bewegung zu halten.

Der Motor dieser Fließsysteme ist Verdunstung und Niederschlag, wobei letzterer immer wieder den Grundwasserspiegel in den Recharge–Gebieten erhöht. Damit bleibt der Höhen- und Energieunterschied zwischen den Discharge– und den Recharge–Gebieten erhalten.

Die folgenden Ausführungen wenden sich sehr kleinmaßstäblichen Grundwasserfließsystemen zu. Grundwasserfließsysteme existieren auch im Maßstab eines Dammes, eines Straßengrabens oder eines Sandkastens, den man auf einen Tisch stellen kann. Ein solch kleines Sandmodell für Grundwasserfließen wird im Folgenden benutzt, um daran die Grundprinzipien des gravitativen Grundwasserfließens und Stofftransportes sichtbar und verständlich zu machen.

Eine Gesamtansicht des Sandmodells für Grundwasserfließen und Stofftransport gibt das Photo 1 in Anlage 1. Die Ausmaße des Modells sind etwa 49 * 28 cm. Das hydraulische Headgefälle von dem Recharge–Gebiet zu dem Discharge–Gebiet beträgt etwa 10 cm. Im Modell befindet sich das Recharge–Gebiet auf der rechten Seite; links befindet sich das Discharge–Gebiet in einem Bach. Die geschätzten relativen Durchlässigkeiten der Schluff–, Sand– und Kieslagen des Modells sind in der Abbildung 40 (A) dargestellt. In Photo 1 stellt die weiße Lage einen Aquitard dar. Nach gängiger Vorstellung ist der darunterliegende Aquifer gespannt, der darüberliegende ungespannt. Vom Gesichtspunkt der Grundwasserfließsysteme sind diese Bezeichnungen überflüssig.

Im Sandmodell sind 7 Piezometer installiert, die am Rohrende offen sind. Die im unteren Teil der Piezometer befindliche Watte verhindert das Einfließen von Sand. Die Piezometer sind von rechts nach links numeriert. In der Mitte des Modells liegt ein Teich. Unter dem Piezometer 4 befindet sich eine Altlast und hinter dem Piezometer 4 eine Pumpe, die das Wasser aus dem Haltetank wieder zum Recharge–Gebiet hochpumpt. Das Photo 2 zeigt eine Seitenansicht des Sandmodells mit der geologischen Profildicke (2.5 cm) und der Umwälzpumpe; die Pumpe hält einen konstanten Grundwasserstrom aufrecht.

SAND MODELL

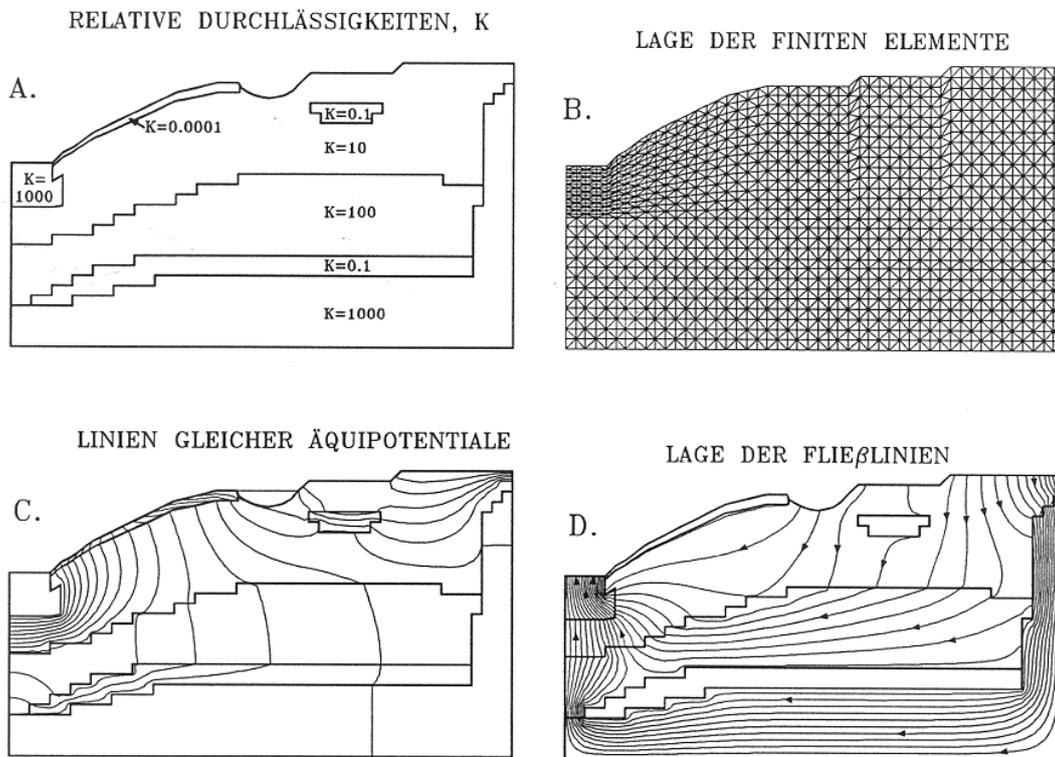


Abb. 40 Programm FLONET: Berechnung des Grundwasserfließens in dem Sandmodell. A: Anordnung der relativen Durchlässigkeiten; B: Anordnung der Finiten Elemente; C: Linien gleicher Äquipotentiale; D: Lage der Fließlinien.

In dem Sandmodell wurden drei Migrationsversuche mit Farbstoff durchgeführt, die zwei Sachverhalte verdeutlichen: (1) die Richtung des Grundwasserfließens und (2) die Ausbreitung der Fahnen gelöster Schadstoffe entlang der Fließrichtungen des Grundwassers.

Der Versuch 1 zeigt die Wanderung der Schadstoff-Fahne von der Deponie (Piezometer 4) zum Bach. Nach Einleiten eines gelösten Farbstoffes in den Piezometer 4 (Photo 3) wandert der gelöste Schadstoff von der Altlast entlang der Fließlinien nach unten in den höher durchlässigen Teil des "Quartär"-Aquifers und biegt dort zur Seite um (Photo 4). Das Photo 4 zeigt, daß die Schadstoff-Fahne den Bach noch nicht erreicht hat. Im Photo 5 hat die Schadstoff-Fahne den Bach erreicht. Entlang des Piezometers 6 hat bevorzugtes Fließen durch eine höher permeable Auflockerungszone im Kies und Sand die Verschmutzungszone verbreitert. Zwischen Piezometer 7 und dem Bach bewegt sich die Schadstoff-Fahne im mittleren und hinteren Teil des geologischen Schnittes. Eine unbeabsichtigte Einwanderung von Sand in den Porenraum des Kieses führte unter dem

Bach zu einer starken Verringerung der Durchlässigkeit der vormals hochpermeablen Zone. Das bewirkt, zusammen mit der höher permeablen Zone entlang des Piezometers, daß die Schadstoff-Fahne frühzeitig aufwärts und dann seitwärts zum Bach wandert.

Im Versuch 2 fließt die Schadstoff-Fahne vom Piezometer 3 senkrecht nach unten (Photo 6), bevor sie in die höher durchlässige Lage einbiegt (Photo 7). Das senkrecht nach unten gerichtete Fließen wird nicht durch etwaige Dichteunterschiede bewirkt. Die Dichte des gefärbten Wassers ist die gleiche, wie die des ungefärbten Wassers. Wie die Photos 8 und 9 demonstrieren, wandert die Schadstoff-Fahne lateral in Richtung des Baches (Discharge-Gebiet) und bewegt sich dann gegen die Gravitationskraft aufwärts dem Bach zu. Im Photo 9 hat die Schadstoff-Fahne den Bach erreicht. Eine hochpermeable Zone entlang des Piezometers 7 hat die Fließrichtung frühzeitig nach oben gelenkt.

Photo 10 des Versuches 3 zeigt das Einleiten der Verschmutzung an der Oberfläche im Bereich des Piezometers 1 (Recharge-Gebiet). Wieder wandert die Schadstoff-Fahne senkrecht nach unten entlang der Fließlinien (Photo 11), biegt dann in den unteren 'gespannten' Aquifer ein (Photo 12) und wandert dort entlang des 'gespannten' Aquifers (Photo 13). Der Piezometer 7 ist artesisch und ermöglicht deswegen den Beginn der Migration von verschmutztem Wasser durch den Piezometer in den Bach (Photo 13). In Photo 14 zieht die Verschmutzungsfahne aufwärts zum Discharge-Gebiet, hat aber die Bachsohle noch nicht erreicht. Die Verschmutzung im Bach stammt alleine aus dem artesischen Piezometer Nummer 7.

Die Nahaufnahme (Photo 15) des artesischen Piezometers und der nach oben wandernden Schadstoff-Fahne zeigt, wie die Schadstoff-Fahne durch die Bachsohle in den Bach eintritt. Das Head in dem Piezometer 7 ist mehr als 4 cm höher als der Wasserspiegel in dem Bach. Das Head in Sand und Kies an der Bachsohle ist gleich dem Wasserstand des Baches. Die Differenz dieser beiden Heads ist ein Maß für den Energiebetrag, der für das Fließen durch die Sandlagen von der unteren Öffnung des Piezometers 7 bis zur Bachsohle benötigt wird.

Das Photo 16 zeigt unterschiedliche Wasserstände in Piezometern im Recharge-Gebiet mit nach unten gerichtetem Fließen. Für die Nahaufnahme der Wasserstände in den Piezometern 1–3 wurde das Wasser in den Piezometern angefärbt, damit die Wasserstände deutlich werden. Der Grundwasserspiegel befindet sich nahe des oberen Randes des Modells in der Höhe des Nullpunktes des Maßstabes. Der Wasserstand in dem Piezometer 3 liegt 2.6 cm unter dem Grundwasserspiegel. Damit wurde bei dem nach unten gerichteten Fließen in dem anstehenden feineren Sand auf 6 cm Länge das energetische Äquivalent von 2.6 cm Wassersäule benötigt. Die Wasserstände in den Piezometern 2 und 1 sind 4.1 cm und 4.3 cm unter dem Grundwasserspiegel. Das bedeutet, daß das abwärtsgerichtete Fließen durch den Sand im Bereich des Piezometers 2 bis zu seinem Einlaß in 13 cm Tiefe unter dem Grundwasserspiegel das energetische Äquivalent von 4.1 cm Wassersäule benötigt. Die entsprechenden Werte für Piezometer 1 sind ein energetisches Äquivalent von 4.3 cm Wassersäule bei einer Tiefe des Piezometers von 25 cm. Der etwa gleiche Energieverbrauch für das Fließen bis zu den

unterschiedlich tiefen Einlässen der Piezometer 1 und 2 wird durch die viel höhere Durchlässigkeit entlang des Piezometers 1 bewirkt.

6.2 Numerisches Modell FLONET

Obwohl Grundwasserfließsysteme immer eine dreidimensionale Einheit sind, können sie in einem zweidimensionalen senkrechten Profil annähernd dargestellt werden. Unter hydrogeologischen Geländebedingungen mit einer deutlichen vertikalen Änderung der Durchlässigkeiten, oder mit deutlichen vertikalen Fließgradienten, ist die vertikale numerische Modellierung die beste zweidimensionale Simulationslösung (Guiguer et al., 1991, S.11). Eine horizontale zweidimensionale Modellierung von Grundwasserfließsystemen kann keine vertikalen Fließsysteme darstellen. In einem horizontalen zweidimensionalen Modell wird automatisch angenommen, daß das Grundwasser überall horizontal fließt. Eine solche Annahme ist aber für eine realistische Modellierung von Grundwasserfließen nicht zufriedenstellend. Die zweidimensionale vertikale Modellierung ist deswegen einer zweidimensionalen horizontalen Modellierung vorzuziehen.

Ähnliches gilt für die Anwendung dreidimensionaler Modelle mit horizontalen Lagen (sandwich models), bei denen das Fließen in horizontalen Lagen stattfindet, die vertikal miteinander verbunden sind. Die vertikalen zweidimensionalen Simulationen sind dieser Art dreidimensionaler Simulation an Aussagekraft überlegen. Nur echte dreidimensionale Modelle ohne Lagenstruktur werden zu aussagekräftigeren Simulationsergebnissen führen.

Der beste Weg, Grundwasserfließsysteme zu verstehen, ist die Anwendung von Headwerten aus Piezometern in zweidimensionalen vertikalen Modellen oder in echt dreidimensionalen Modellen. Echt dreidimensionale Modelle erbringen die besten Ergebnisse, falls genügend und gute Geländedaten vorliegen. Die Anwendung echt dreidimensionaler Modelle ist aber schwierig, zeitraubend und kostspielig. Die Anwendung vertikaler zweidimensionaler Modellsimulationen ist dagegen nicht sehr schwierig, zeitgünstig und kostengünstig.

Bei Anwendung vertikaler zweidimensionaler mathematischer Modelle, wie FLONET, können Grundwasserfließsysteme durch eine Doppelformulierung des hydraulischen Potentials [Φ] und der Fließfunktion [Ψ] zufriedenstellend numerisch simuliert werden (Frind und Matanga, 1985a). Diese Doppelformulierung kann jedoch nur für gesättigte und stationäre Grundwasserbedingungen angewendet werden (Guiguer et al., 1991, S.11).

Das Programm FLONET benutzt zur numerischen Formulierung Finite Elemente nach Galerkin's Methode. Die Grenzbedingungen für die Lösung der Potentialverteilung kann aus festgelegten Headwerten oder aus festgelegtem Flux bestehen. Die Grenzbedingungen können an allen Knotenpunkten unterschiedlich sein. Allerdings muß zumindest ein Knotenpunkt mit einem festen Headwert definiert werden, damit das Gleichungs-

system einer Lösung zugeführt werden kann. Die Lösung der Bandmatrix wird mit der Cholesky-Methode durchgeführt.

Das Programm FLONET ist sehr benutzerfreundlich. Es wurde so geschrieben, daß es auch für Hydrogeologen geeignet ist, die wenig Erfahrung in der Anwendung numerischer Methoden haben. Unerfahrene Benutzer sollten jedoch vorsichtig mit der Anwendung von FLONET sein; die Annahmen und Beschränkungen numerischer Methoden müssen genau beachtet werden. Für die Eingabe der Grenzen und Parameter ist dem Programm FLONET ein eigenes CAD-System beigegeben. Alle Eingaben erfolgen in einem Rechteck von finiten Elementen. Während des Berechnens deformiert das Programm die oberen Lagen der Elemente automatisch und zwar entweder in Abhängigkeit von den angegebenen Werten für die Grundwasseroberfläche oder in Abhängigkeit von dem angegebenen Flux. Die Anzahl der deformierenden Lagen kann vom Benutzer bestimmt werden. In den Beispielen Dorsten und Senne (beide in Kapitel 5) wurde betont, welchen Einfluß diese automatische Verformbarkeit der Elemente und die davon unabhängige treppenartige Anordnung von Durchlässigkeitsblöcken auf die geologischen Grenzen und die Details der berechneten Fließlinien nehmen können. Während die Lösungen im Detail die Beschränkungen dieser vereinfachten Eingabemethoden des Programmes widerspiegeln, werden die grundwasserdynamischen Prinzipien durch die Berechnungen klargestellt. Das Programm FLONET ist gerade wegen seiner einfachen Handhabung sehr gut geeignet, die Prinzipien der Grundwasserdynamik zu verdeutlichen und klärende Modellierungen für die Beurteilung regionaler grundwasserdynamischer Zusammenhänge für die Planung von Deponiestandorten und für Grundwasser-Sanierungen jedweder Art durchzuführen.

FLONET berechnet und zeichnet Äquipotentiallinien, Fließlinien, Fließgeschwindigkeiten und das Fließen (Flux) durch die Grundwasseroberfläche (Recharge und Discharge). Die Ausgabe der Ergebnisse kann auf dem Bildschirm, im Drucker oder als AUTOCAD-Datei erfolgen. Die ausgegebenen AUTOCAD-Dateien können dann innerhalb AUTOCAD mit der Geologie und anderen Parametern kombiniert werden. Dieser Vorgang ist recht zeitraubend und leidet oft an der Verformung der oberen Lagen des Elementnetzes. Eine neue Version des Programmes ist gegenwärtig in Vorbereitung, bei der die geologischen Grenzen im Elementenetz vor der Berechnung genau festgelegt werden können.

Im folgenden Kapitel 6.3 werden die Ergebnisse einer FLONET-Simulation mit den Ergebnissen der Färbeversuche im Sandmodell verglichen.

6.3 Vergleich zwischen Sandmodell und numerischen Berechnungen

Die Ergebnisse der Färbeversuche im Sandmodell sind in Kapitel 6.1 erörtert worden (Photos 1–16). Aus der Wanderung der Farbstoff-Fahnen wurde die Anordnung der Fließlinien im Sandmodell klar. Das Sandmodell besteht aus einer Scheibe von etwa 2.5 cm Dicke. Das Programm FLONET arbeitet in einer ähnlichen Weise. Es berechnet

einen geologischen Profilschnitt in einer Scheibe mit der Dicke der gewählten Einheiten (z.B. 1 Meter).

In Abbildung 40 (A) sind die Grenzen der Berechnung und die Verteilung des Parameters relative Durchlässigkeit dargestellt worden. Die Anordnung dieser Durchlässigkeiten entspricht in etwa der Anordnung der Durchlässigkeiten im Sandmodell (Photo 1). Die Permeabilitätskontraste der Abbildung 40 (A) wurden entsprechend der Korngrößen abgeschätzt. Zusätzlich wurde, in Übereinstimmung mit dem Sandmodell, an der Oberfläche eine sehr niedrig durchlässige Lage zwischen dem Teich und dem Bach eingeführt, um das Fließen auf den Bach zu konzentrieren.

Für die Berechnung des numerischen Modells wurden die Headwerte an allen Knotenpunkten der Grundwasseroberfläche auf deren gemessenen Höhenwert festgelegt. Abbildung 40 (B) zeigt die komprimierte Anordnung der finiten Elemente, die für die numerische Berechnung erstellt wurde. Die Ergebnisse der numerischen Berechnungen sind in der Abbildung 40 (C und D) zusammengefaßt. Die Zeichnung 40 (C) zeigt die berechneten Äquipotentiallinien (als Headwerte, also ohne Multiplikation mit dem Skalar der Erdbeschleunigung), während die Abbildung 40 (D) die korrespondierenden Fließlinien zeigt.

Der Höhenunterschied zwischen Recharge- und Discharge-Gebiet beträgt etwa 10 cm. Die entsprechende Headdifferenz beträgt ebenfalls 10 cm. In der Abbildung 40 (C) ist die Differenz zwischen den Linien gleichen Heads (gleiche Position wie Äquipotentiallinien) 0.5 cm. Werden die im Sandmodell gemessenen Differenzen in den Headwerten (Photos 15 und 16) mit den im Modell berechneten Differenzen in Tabelle 9 verglichen, so besteht eine gute Übereinstimmung.

Tab. 9 Head-Differenzen zwischen den Bestimmungen im Sandmodell und den Bestimmungen im numerischen Modell

Piezometer	Head Grundwasser- oberfläche [cm]	im Sandmodell gemessene Differenz [cm]	numerische berechnete Differenz [cm]
Piezometer 1	0	-4.3	-3.6
Piezometer 2	0	-4.1	-3.3
Piezometer 3	0	-2.6	-2.0
	Head Sohle des Bachbettes [cm]	gemessene Differenz [cm]	berechnete Differenz [cm]
Piezometer 7	-10	+4	+6

Im Rechenmodell zeigen die Piezometer 1, 2, 3, und 7 gleiche Änderungstrends und ähnliche Differenzen in den Headwerten wie im Sandmodell. Im Recharge-Gebiet zeigt Piezometer 3 den größten Headverlust pro Strecke; die Heads in den Piezometern 1 und 2 sind sehr ähnlich, obwohl die Tiefen sehr unterschiedlich sind. Der Piezometer 7 ist artesisch.

Vergleicht man die Fließlinien, so findet man ebenfalls gute Übereinstimmungen zwischen dem berechneten Fließen im Modell und dem im Sandmodell beobachteten Fließverhalten. Vergleicht man die Fließbewegungen der Versuche 1, 2 und 3 mit der Abbildung 40 (D), so sind die Fließlinien in beiden Modellen praktisch identisch, zumal wenn man bedenkt, daß die relativen Durchlässigkeiten für das Rechenmodell nur abgeschätzt worden sind.

Durch die gute Übereinstimmung des physikalischen und des numerischen Modells wurde bestätigt, daß die Berechnungen und Zeichnungen des Modells FLONET die natürlichen Gegebenheiten tatsächlich widerspiegeln, sofern die eingegebenen Grenzbedingungen und Parameter repräsentativ für die untersuchten Geländebedingungen sind. Das benutzte mathematische Programm ist in Kanada an der Universität Waterloo entwickelt worden und ist käuflich zu erwerben.

6.4 Schlußfolgerungen und Empfehlungen für Geländeuntersuchungen

Aus den Ergebnissen der Versuche mit dem Sandmodell und den Berechnungen durch FLONET ergeben sich grundlegende Schlußfolgerungen und Empfehlungen:

1. Für jeden durchgehend verfilterten Piezometer in Quartärschichten sollte angenommen werden, daß er falsche Werte über die Höhenlage der Grundwasseroberfläche anzeigen könnte. In Recharge-Gebieten würden diese Werte tendenziell zu niedrig sein, in Gebieten mit Aufwärtsfließen zu hoch. Nur in Gebieten mit horizontalem Fließen über die ganze Länge des installierten Filters wären die angezeigten Heads korrekt.
2. Piezometer 3 zeigt im Sand auf nur 6 cm Fließweg (nach unten) eine Wasserstandsänderung (Head-Änderung) von 2.6 cm unter der Position des Grundwasserspiegels. Das ist eine Head-Änderung von nahezu 45% über die Wegstrecke von 6 cm.
3. Die Piezometer 1 und 2 zeigen fast gleiche Wasserstände an, obwohl das Grundwasser dort senkrecht nach unten fließt. Das wird durch die hoch permeable Zone entlang des Piezometers 1 verursacht. In diesem Fall wurde - trotz fast gleicher Heads in sehr unterschiedlichen Tiefen - kein horizontales, sondern vertikales Fließen gemessen.

4. Die Begriffe 'gespannter' und 'ungespannter' Aquifer wurden für Brunnenberechnungen eingeführt. Die Betrachtung von Grundwasserfließsystemen geht jedoch über die lokalen Betrachtungen der Brunnenhydraulik hinaus. Im Rahmen der Grundwasserfließsysteme sind die obigen Begriffe nicht nützlich bzw. eher verwirrend.
5. Die Ansicht und praktische Anwendung, daß ein Piezometer "oberstrom" (im Gefälle der Grundwasseroberfläche) und zwei Piezometer "unterstrom" (im Gefälle der Grundwasseroberfläche) geeignet wären, Schadstoff-Fahnen an Altlasten und Deponiestandorten zu lokalisieren, hat sich als unzureichend erwiesen.
6. Es ist notwendig, an Deponien und anderen Untersuchungsobjekten Gruppen von Piezometer in verschiedenen Tiefen zu installieren. Dabei muß der oberste Piezometer im Bereich der Schwankungen der Grundwasseroberfläche verfiltert werden. Andernfalls erhält man inkorrekte Werte für die Höhe der Grundwasseroberfläche (vergleiche Piezometer 1, 2 und 3 in Photo 16). Eine Anzahl zusätzlicher Piezometer sollte in verschiedenen Tiefen verfiltert werden, auch deutlich unterhalb des untersuchten Objektes. Es sollten auch Piezometer in niedrig durchlässigen Schichten installiert werden. Piezometer sollten auf ihre Funktionsfähigkeit geprüft werden, und an allen Piezometern sollte mit Einlochmethoden (z.B. Slugtest) die Größenordnung der Durchlässigkeit des anstehenden Gebirges bestimmt werden. Dazu sind nur Piezometer mit Einzelfilter gut geeignet (vergleiche Abb. 4). Um die Kosten erträglich zu halten, sollten die Innendurchmesser der Piezometer auf 2 oder 3 Zoll begrenzt werden.

Aus den Headmessungen an mehreren Piezometergruppen können dann die Hauptzüge der Grundwasserfließlinien im Bereich des untersuchten Objektes bestimmt werden. Es mag gegebenenfalls nötig sein, zusätzliche Piezometergruppen zu installieren, um noch offene grundwasserdynamische Fragen zu beantworten. Hydrochemische Untersuchungen sollten aber erst stattfinden, nachdem die Grundwasserfließsysteme in ihren Grundzügen festgelegt worden sind. Dadurch können die Kosten für hydrochemische Untersuchungen stark gesenkt und die Voraussetzungen für grundwasserdynamisch begründete und kostengünstige Sanierungsmaßnahmen geschaffen werden.

Wegen ihrer allgemeinen Bedeutung werden die obigen Themen in den Kapiteln 7 und 9 noch einmal aufgegriffen. Im folgenden Kapitel gilt die Aufmerksamkeit der Untersuchung und Darstellung der hydrodynamischen Gegebenheiten an zwei bekannten Industriedeponien in Deutschland, der Industrieschlammdeponie Bielefeld-Brake und der Sonderabfalldeponie (SAD) Münchehagen östlich des Steinhuder Meeres.

7. Darstellung des Grundwasserfließens an der Industrieschlammdeponie Bielefeld–Brake und der Sonderabfalldéponie Múnchehagen

7.1 Übersicht

Der Transport gelöster Schadstoffe erfolgt im Grundwasser hauptsächlich durch den Fließvorgang des Grundwassers selber. Hier liegt begründet, warum hydrodynamische Untersuchungen die Grundlage jeder Altlasten-Untersuchung und Sanierung sein sollten. Das ist bisher jedoch nur in begrenztem Maße der Fall. Die Messungen von Grundwasserständen in Bohrlöchern können durch die Konstruktionsart der Piezometer und durch ungenügende Abdichtungen sehr ungenau oder gar systematisch falsch sein. Auch wird die hydrodynamische Interpretation der Meßwerte oft nach überholten Konzepten durchgeführt.

Hydrodynamische Mängel werden dann deutlich, wenn Messungen der Grundwasserfließrichtungen und des Migrationsverhaltens von Schadstoffen zu Ergebnissen führen, die mit den bisherigen Erfahrungen nicht im Einklang stehen. Dazu gehören die Ergebnisse der Schadstoffuntersuchungen an den bekannten Deponien Bielefeld–Brake und Múnchehagen. In beiden Fällen scheint sich nur ein geringer Verschmutzungshof um die Deponie im Grundwasser ausgebildet zu haben. An der Deponie Brake war bisher der Mechanismus ungekannt, welcher die laterale Migration von Schadstoffen im Grundwasser verhinderte.

Beide Deponien wurden in ehemaligen Tongruben angelegt. Beide liegen in Recharge–Gebieten, Brake auf einem Hügel in einem regionalen Recharge–Gebiet, Múnchehagen liegt auf einer sehr flachen Anhöhe in einem lokalen Recharge–Gebiet in der Nähe eines regionalen Discharge–Gebietes.

Im Folgenden sollen die grundwasserdynamischen Gründe für das scheinbare Fehlen einer Schadstoff-Fahne an der Deponie Bielefeld–Brake dargelegt werden. Anschließend wird die grundwasserdynamische Situation der Deponie Múnchehagen untersucht.

7.2 Industrieschlammdeponie Bielefeld-Brake

7.2.1 Einleitung

Bei der Deponie Brake scheint - bei herkömmlicher Interpretation der gemessenen Daten - keine nennenswerte Migration von Schadstoffen von der Deponie zur Seite, dem Gefälle der Grundwasseroberfläche folgend, stattzufinden. Wenn das Grundwasser wirklich parallel zum Gefälle der Grundwasseroberfläche fließen würde, müßte dies aber der Fall sein. Denn es wurde dort bisher kein Mechanismus gefunden, der eine Migration der Schadstoffe verhindern würde. Die Gründe für diese scheinbar paradoxe Situation werden im Folgenden untersucht. Die Ausführungen basieren auf den Arbeiten von Weyer (1991a, 1991b).

7.2.2 Wasserstände in den Piezometern an der Deponie Brake

Dieses Kapitel beschäftigt sich mit der Höhe von Wasserständen in Bohrungen verschiedener Tiefe, um damit die hydraulische Wirksamkeit der an der Deponie Brake vorhandenen Piezometergruppen beurteilen zu können. In den topographischen Hochgebieten fließt das Grundwasser auf Grund gravitativer Kräfte von der Grundwasseroberfläche nach unten weg. Der Grundwasserspiegel fällt dabei, bis er bei Grundwasserneubildung wieder ansteigt. Auf Grund des Fließwiderstandes des durchflossenen Gesteins wird Energie verbraucht. Deswegen kann in Recharge-Gebieten das Wasser in den tiefen Piezometern nicht mehr zur Grundwasseroberfläche aufsteigen (siehe Piezometer 2 und 3 in Abbildung 10).

Die Deponie Brake liegt auf einem Hügel und damit in einem Recharge-Gebiet. Deswegen kann man das zu erwartende Auftreten von unterschiedlichen Wasserständen in benachbarten Bohrungen unterschiedlicher Teufe (Wasserstand jeweils tiefer in tieferen Bohrungen) als Anzeige für deren hydrodynamische Wirksamkeit betrachten. Treten bei Bohrungen unterschiedlicher Tiefe keine unterschiedlichen Wasserstände auf, so kann dies bedeuten, daß die Bohrungen durchgehend verfiltert sind oder daß auf Grund ungenügender Abdichtung des Raumes zwischen dem Bohrrohr und der Bohrlochwand hydraulischer Kurzschlüsse vorherrschen. Unter beiden Bedingungen sind Piezometer dann nur begrenzt zur Messung hydrodynamischer Daten geeignet.

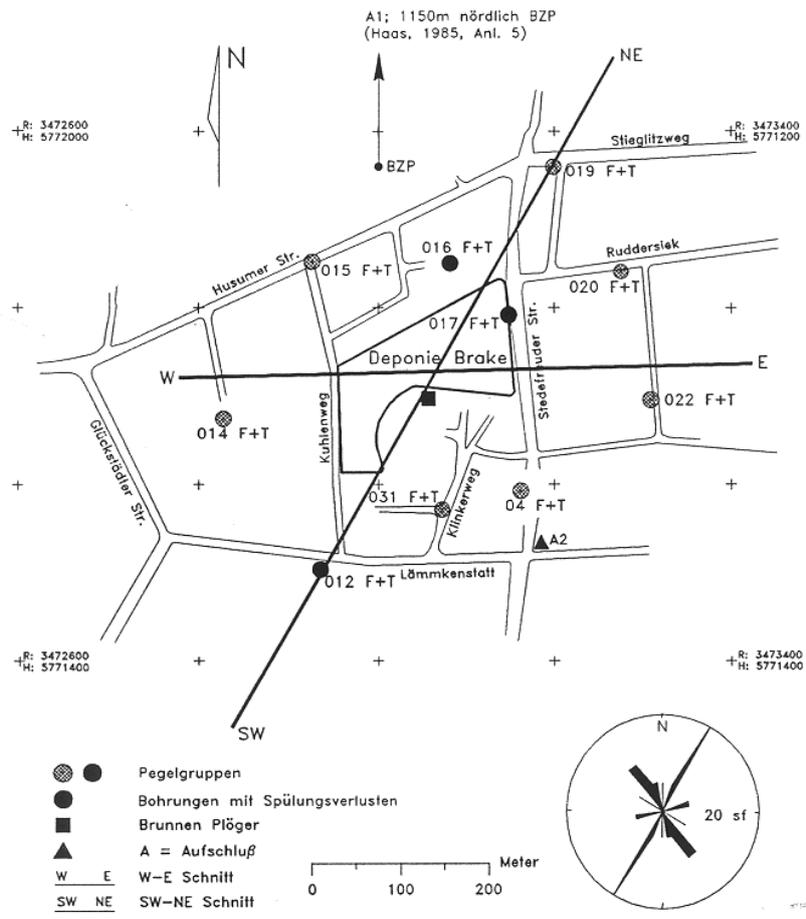
7.2.2.1 Aufbereitung der Daten

Vom Wasserschutzamt der Stadt Bielefeld wurden Wasserstandsdaten für 135 Piezometer der Deponie Brake elektronisch in ASCII-Format zur Verfügung gestellt. Die Wasserstandsdaten erstrecken sich über den Zeitraum vom Oktober 1970 bis zum 31. Januar 1990. Sie wurden mittels LOTUS 2.2 und eines neu geschriebenen Makros in WK1-Dateien umgeschrieben, in Tabellen geordnet und als Ganglinien gezeichnet. Unter den 135 Piezometern befanden sich 10 Piezometergruppen mit je einem flachen und einem tiefen Piezometer (Abb.41). Mittels eines weiteren LOTUS-Makros wurden dann die Ganglinien der flachen und tiefen Piezometer aller 10 vorhandener Piezometergruppen verglichen und in den Abbildungen 42–51 dargestellt.

7.2.2.2 Vergleich und Interpretation von Ganglinien der Piezometergruppen

Der Vergleich der Ganglinien von Piezometern unterschiedlicher Tiefe in Piezometergruppen, ebenso wie die daraus geführten Rückschlüsse, basieren nur auf die von der Stadt Bielefeld zur Verfügung gestellten Daten. Es wurde keine zusätzlichen Geländeuntersuchungen durchgeführt. Die Funktionsfähigkeit der Piezometer wurde nicht mit den bekannten Methoden untersucht.

Die Abbildung 41 zeigt die Lage der 10 Piezometergruppen im Bereich der Deponie;



Pegelgruppen an der Deponie Brake

Abb. 41 Deponie Brake: Lage der untersuchten Piezometergruppen, der Bohrungen mit Spülverlusten, des Brunnens Plöger und der Aufschlüsse A1 und A2. Die gezeigte Kluffrose stammt von Haas (1985, Anl.5.5). Die gezeigten Profilschnitte beziehen sich auf die Abbildungen 52 (W-E-Profilschnitt) und 53 (SW-NE-Profilschnitt)

Tabelle 10 enthält Ausbaudaten der Piezometer in den 10 ausgewerteten Piezometergruppen. Es fällt auf, daß der Entwurf und Ausbau der Piezometer nicht optimal ist und dabei hydrodynamische Grundregeln außer acht gelassen wurden. Zum Beispiel treten in den Piezometergruppen der Tabelle 10 oft Filter- oder Filterkieslängen auf, die über 15 m lang sind, während die Länge der Tondichtung oft nur einen Meter beträgt. Es liegen keine Unterlagen vor, ob, wie und mit welchem Ergebnis die Funktionsfähigkeit der Piezometer nach dem Einbau geprüft wurde. Ebenfalls scheinen keine Einlochbestimmung der Permeabilitäten des Gebirges im Filterbereich (Slugttests) erfolgt zu sein. Die eingebauten Piezometergruppen sind also nur bedingt geeignet, die

nach unten weisende Richtung des Grundwasserfließens und die auftretenden hydraulischen Gradienten zu messen.

Die Ganglinienpaare der Abbildungen 42–51 lassen sich nach ihrem Erscheinungsbild in drei Kategorien einteilen (Tabelle 10):

Kategorie A: Deutliche Abstände zwischen den Ganglinien
(Piezometergruppen 14, 20; Abb. 44, 49)

Kategorie B: Enge Abstände zwischen den Ganglinien
(Piezometergruppen 4, 12, 15, 17, 31; Abb. 42, 43, 45, 47, 51)

Kategorie C: Praktisch identische Ganglinien
(Piezometergruppen 16, 19, 22; Abb. 46, 48, 50)

Bei den Piezometern der Kategorie A sind die Tiefenangaben der Filterkiesbereiche deutlich unterschiedlich, und die Tondichtungen der tieferen Bohrungen sind wahrscheinlich relativ funktionstüchtig. Bei den Piezometern 20.F.GM und 20.T.GM (Abb. 49) beträgt der Höhenunterschied vom tiefsten Punkt des oberen Filters zum höchsten Punkt des unteren Filters etwa 4.50 m. In der Gruppe 14 (Abb. 44) ist diese Höhendifferenz 3 m. Beide Piezometergruppen ergeben eine nach unten zeigende Grundwasserfließrichtung, denn der Wasserspiegel in den tiefer verfilterten Piezometern liegt tiefer als der in den weiter oben verfilterten Piezometern.

In der Kategorie B handelt es sich um Piezometer, bei denen die Unterkante des Filterkieses im oberen Piezometer und die Oberkante des Filterkieses im unteren Piezometer entweder nahe beieinander liegen oder sich überlappen (Tabelle 10: Piezometergruppe 4). Es könnte auch sein, daß die Dichtungen der tieferen Bohrungen ihre Funktion nicht voll erfüllen, oder daß eine Kombination aller obigen Gegebenheiten auftritt. Alle Piezometer der Kategorie B zeigen die nach unten gerichtete Grundwasserfließrichtung an, außer die der Piezometergruppe 4 (Abb. 42). Bei den Piezometern 028.004.F.GM (F=flach) und 028.004.T.GM (T=tief) überlappen sich die Kiesfilterstrecken deutlich (Tabelle 10). Außerdem weisen die unterschiedlichen und stark verzögerten Reaktionszeiten der Piezometer aller Wahrscheinlichkeit nach auf geringe Durchlässigkeiten im "Filterkies" oder eventuell im anstehenden Gebirge hin.

Im Falle der Kategorie C ist es so, daß die Tondichtungen nicht funktionsfähig sind. Deswegen treten hydraulische Kurzschlüsse auf, die die praktisch identischen Ganglinien der Abb. 46, 48 und 50 bewirken. Die Divergenzen in der Abbildung 49 beruhen offensichtlich auf Aufzeichnungs- oder Meßfehlern. Abbildung 50 zeigt, wie seit Ende 1988 und wahrscheinlich durch Massenumlagerungen bedingt, im Piezometer 028.022.T.GM langsam eine Dichtwirkung zwischen Bohrlochwand und Piezometerrohr geschaffen wurde, die vor Ende 1988 noch nicht vorhanden war. Seither zeigen die Unterschiede in den Wasserständen in dieser Piezometergruppe ein nach unten gerichtetes Grundwasserfließen an.

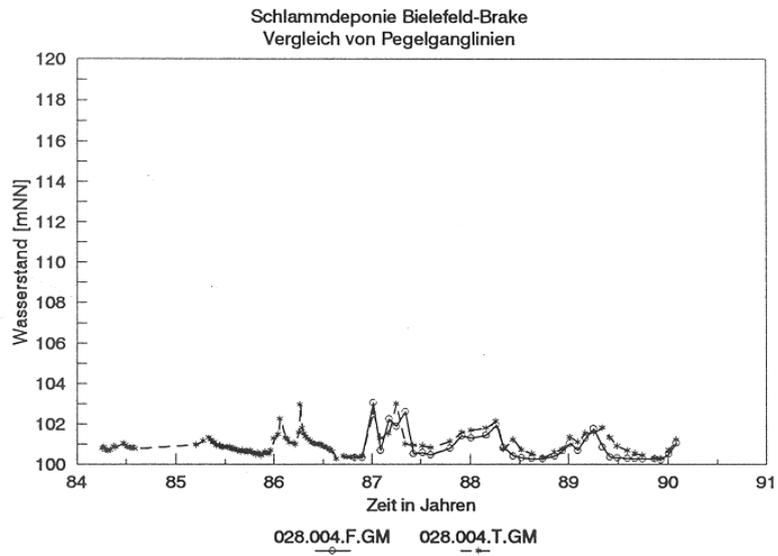


Abb. 42 Vergleich von Ganglinien der Piezometer 028.004.F.GM und 028.004.T.GM

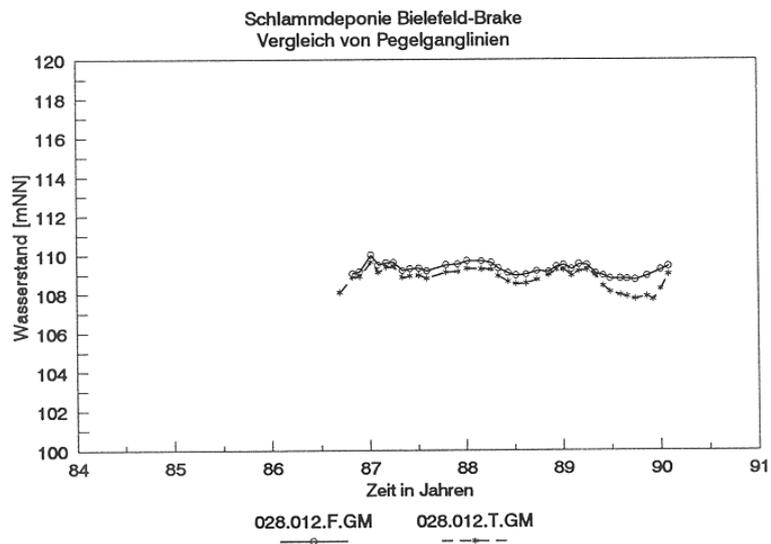


Abb. 43 Vergleich von Ganglinien der Piezometer 028.012.F.GM und 028.012.T.GM

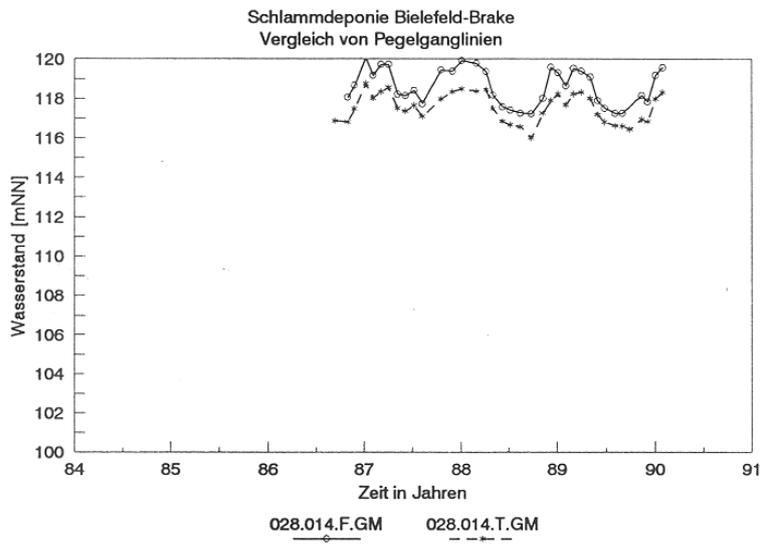


Abb. 44 Vergleich von Ganglinien der Piezometer 028.014.F.GM und 028.014.T.GM

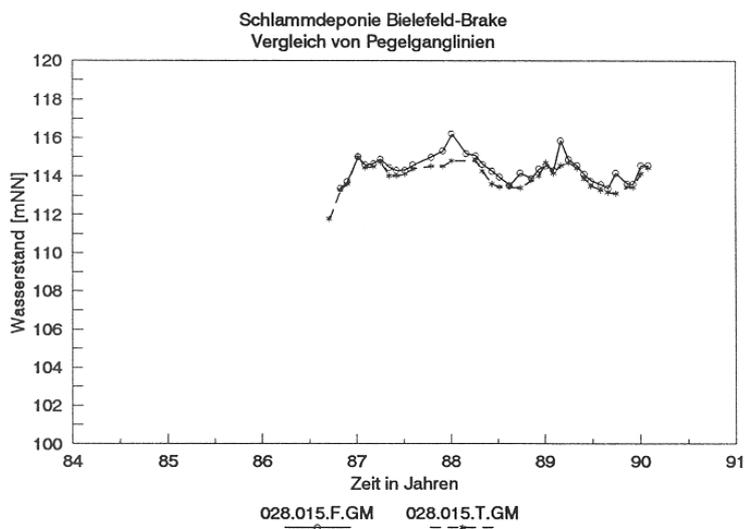


Abb. 45 Vergleich von Ganglinien der Piezometer 028.015.F.GM und 028.015.T.GM

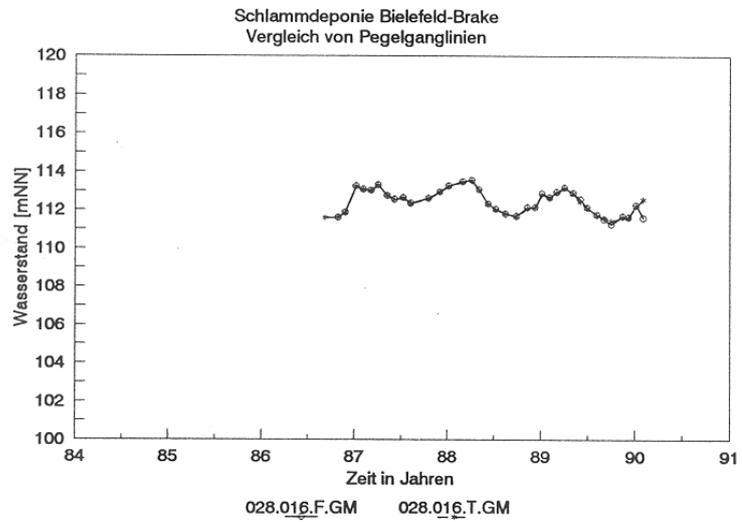


Abb. 46 Vergleich von Ganglinien der Piezometer 028.016.F.GM und 028.016.T.GM

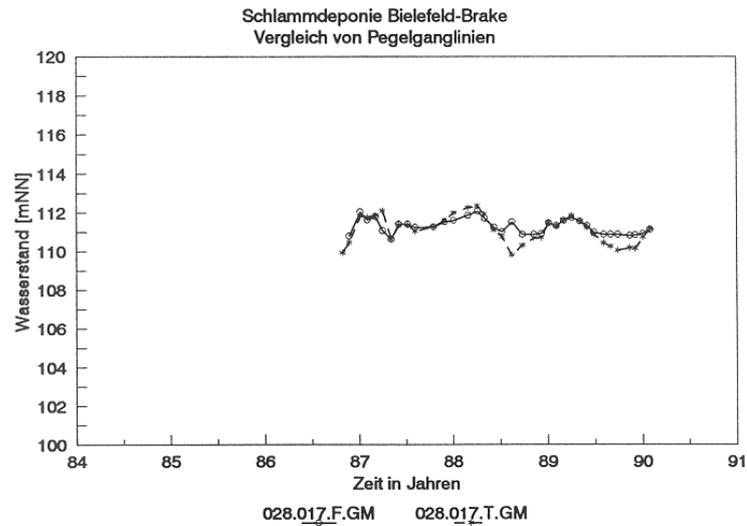


Abb. 47 Vergleich von Ganglinien der Piezometer 028.017.F.GM und 028.017.T.GM

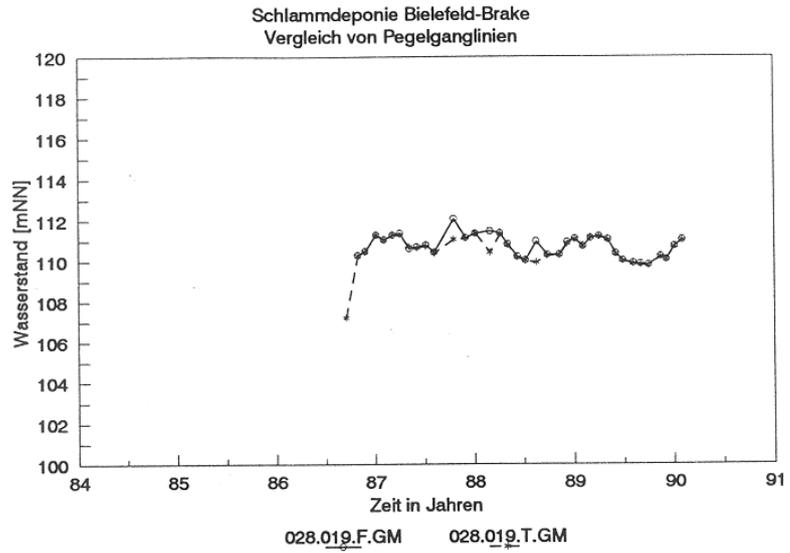


Abb. 48 Vergleich von Ganglinien der Piezometer 028.019.F.GM und 028.019.T.GM

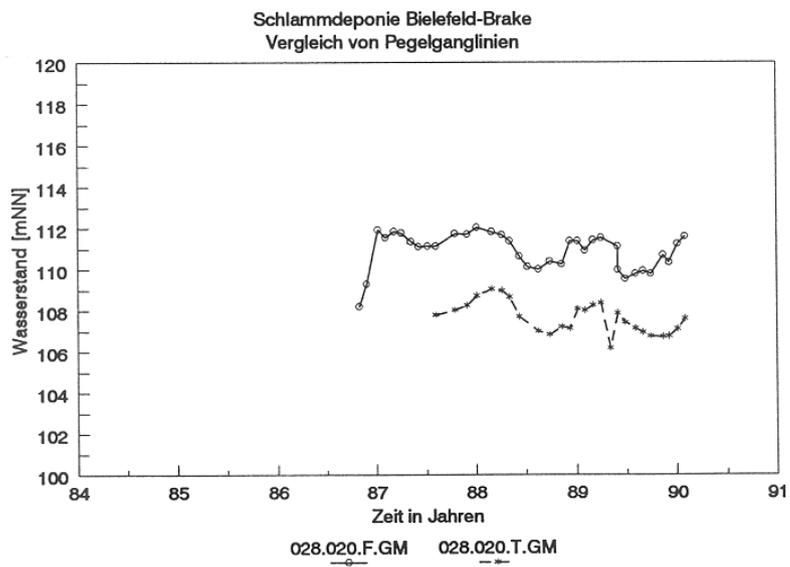


Abb. 49 Vergleich von Ganglinien der Piezometer 028.020.F.GM und 028.020.T.GM

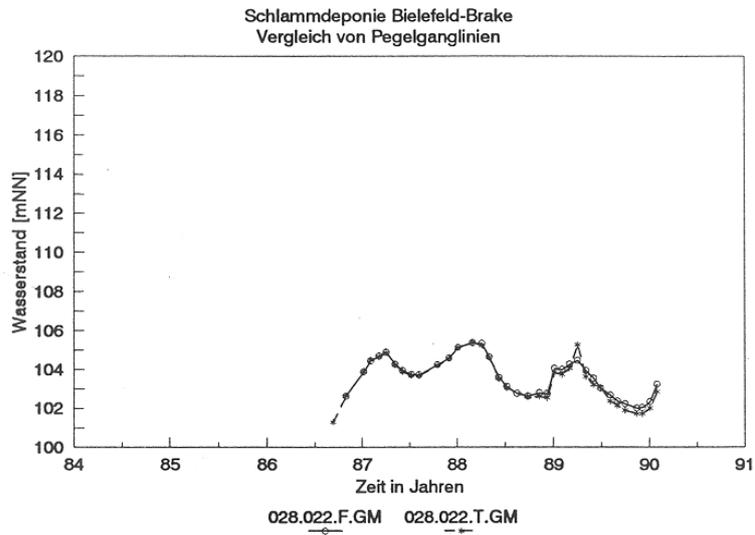


Abb. 50 Vergleich von Ganglinien der Piezometer 028.022.F.GM und 028.022.T.GM

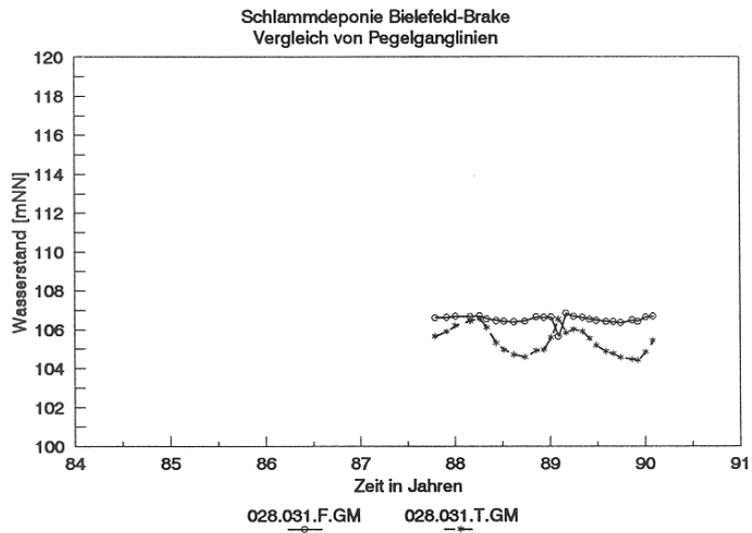


Abb. 51 Vergleich von Ganglinien der Piezometer 028.031.F.GM und 028.031.T.GM

Tabelle 10. Pegelausbaus für die untersuchten Pegelgruppen

Pegel offizielle Bezeichnung	Filter		FilterKies		Tondichtung	
	Oberkante [m uG] [mNN]	Unterkante Länge [m]	Oberkante [m uG] [mNN]	Unterkante Länge [m]	Oberkante [m uG] [mNN]	Unterkante Länge [m]
Gruppe A: Deutliche Abstände zwischen den Ganglinien						
028.014.F.GM	4.00	116.41	5.00	115.41	1.00	1.00
028.014.T.GM	9.50	110.77	25.50	94.77	16.00	9.00
028.020.F.GM	3.50	110.66	7.50	106.66	4.00	2.00
028.020.T.GM	13.70	100.60	27.70	86.60	14.00	4.00
Gruppe B: Enge Abstände zwischen den Ganglinien						
028.004.F.GM	4.90	102.22	6.90	100.22	2.00	2.00
028.004.T.GM	8.00	99.15	16.00	91.15	8.00	1.00
028.012.F.GM	4.00	108.01	5.00	107.01	1.00	1.00
028.012.T.GM	8.90	102.88	25.90	85.88	17.00	7.70
028.015.F.GM	4.50	113.13	6.50	111.13	2.00	2.00
028.015.T.GM	15.80	101.82	25.80	91.82	10.00	14.00
028.017.F.GM	4.15	111.78	5.15	110.78	1.00	1.00
028.017.T.GM	14.40	101.48	25.40	90.48	11.00	12.70
028.031.F.GM	2.50	108.56	5.50	105.56	3.00	1.00
028.031.T.GM	13.35	97.71	23.35	87.71	10.00	5.00
Gruppe C: Praktisch identische Ganglinien						
028.016.F.GM	6.50	110.58	9.50	107.58	3.00	4.70
028.016.T.GM	12.70	104.43	28.70	88.43	16.00	11.70
028.019.F.GM	4.50	108.72	6.50	106.72	2.00	2.00
028.019.T.GM	10.10	103.13	25.10	88.13	15.00	8.70
028.022.F.GM	5.20	104.24	10.20	99.24	5.00	4.00
028.022.T.GM	13.10	96.43	25.10	84.43	12.00	7.00

Tabelle 11. Koordinaten, Bohrloch Tiefe, Geologie und Wasserstände der untersuchten Piezometergruppen an der Deponie Brake (vergl. Abb. 53 und 54).

Pegel offizielle Bezeichnung	Rechts- Wert	Hoch- Wert	Höhe Gelände	Höhe Rohr	Oberkante Lias Schto/Ton	Bohr- loch- tiefe	Filter		Filterkies		Tondichtung		Wasser- stände	Bemerkungen
							Ober- kante	Unter- kante	Ober- kante	Unter- kante	Ober- kante	Unter- kante		
			[mNN]	[mNN]	[mNN]	[mNN]	[mNN]	[mNN]	[mNN]	[mNN]	[mNN]	[mNN]		
028.004.F.GM	73159.80	71595.48	107.12	107.12	98.92	96.12	102.22	100.22	102.64	96.21	104.62	102.62	100.40	abgelesen: 1989 event. ab 1989
028.004.T.GM	73159.94	71596.73	107.15	107.58	100.55	91.65	99.15	91.15	101.15	91.15	102.15	101.15	100.40	zerstört
028.012.F.GM	72929.67	71506.25	112.01	112.53	106.31	104.51	108.01	107.01	109.51	104.51	110.51	109.51	108.70	abgelesen: 1989
028.012.T.GM	72928.75	71503.78	111.78	112.27	106.98	85.88	102.88	85.88	103.38	85.88	111.08	103.38	107.60	abgelesen: 1989
028.014.F.GM	72822.38	71677.16	120.41	120.88	114.21	113.91	116.41	115.41	117.91	113.91	118.91	117.91	117.25	abgelesen: 1989
028.014.T.GM	72823.30	71680.39	120.27	120.77	115.37	94.77	110.77	94.77	110.77	94.77	119.77	110.77	116.45	abgelesen: 1989
028.015.F.GM	72921.61	71856.45	117.63	117.52	114.03	105.63	113.13	111.13	114.13	105.63	116.13	114.13	114.10	abgelesen: 1989
028.015.T.GM	72923.04	71857.03	117.62	117.51	105.82	91.82	101.82	91.82	102.82	91.82	116.82	102.82	114.10	abgelesen: 1989
028.016.F.GM	73076.80	71858.21	117.08	117.02	113.48	107.88	110.58	107.58	111.58	107.58	116.28	111.58	111.40	abgelesen: 1989
028.016.T.GM	73077.27	71856.39	117.13	116.92	113.53	88.43	104.43	88.43	104.43	88.43	116.13	104.43	111.40	abgelesen: 1989
028.017.F.GM	73148.54	71794.72	115.93	115.82	112.73	110.33	111.78	110.78	113.33	110.33	114.33	113.33	110.85	abgelesen: 1989
028.017.T.GM	73148.29	71795.60	115.88	115.77	110.28	90.88	101.48	90.48	102.38	90.38	115.08	102.38	110.05	abgelesen: 1989
028.019.F.GM	73189.48	71964.21	113.22	113.11	105.72	102.02	108.72	106.72	109.72	102.02	111.72	109.72	109.75	abgelesen: 1989
028.019.T.GM	73190.38	71964.78	113.23	113.14	106.83	87.73	103.13	88.13	103.73	87.73	112.43	103.73	109.75	abgelesen: 1989
028.020.F.GM	73247.92	71844.43	114.16	114.05	108.46	106.66	110.66	106.66	111.66	106.66	113.66	111.66	111.10	abgelesen: 1989
028.020.T.GM	73273.00	71844.00	114.30	114.22	111.60	88.60	100.60	86.60	102.30	88.60	106.30	102.30	107.10	abgelesen: 1989
028.022.F.GM	73311.64	71703.10	109.44	109.33	104.24	99.14	104.24	99.24	104.44	99.14	108.44	104.44	102.00	abgelesen: 1989
028.022.T.GM	73311.40	71704.62	109.53	109.42	104.33	84.23	96.43	84.43	97.23	84.23	104.23	97.23	101.70	abgelesen: 1989
028.031.F.GM	73071.00	71573.00	111.06	110.98	107.31	105.56	108.56	105.56	109.06	105.56	110.06	109.06	106.60	abgelesen: 1989
028.031.T.GM	73071.00	71572.00	111.06	110.97	107.31	87.71	97.71	87.71	101.06	87.71	106.06	101.06	104.55	abgelesen: 1989
Schtrb. Plöger	73060.00	71695.00	117.50	unbek.	113.50	109.50	unbek.	unbek.	unbek.	unbek.	unbek.	unbek.	114.20	abgelesen: 1984 genaue Br.tiefe nicht bekannt
Tiefbr. Plöger	73060.00	71695.00	117.50	unbek.	113.50	36.50	unbek.	unbek.	unbek.	unbek.	unbek.	unbek.	112.90	abgelesen: 1984 genaue Br.tiefe nicht bekannt

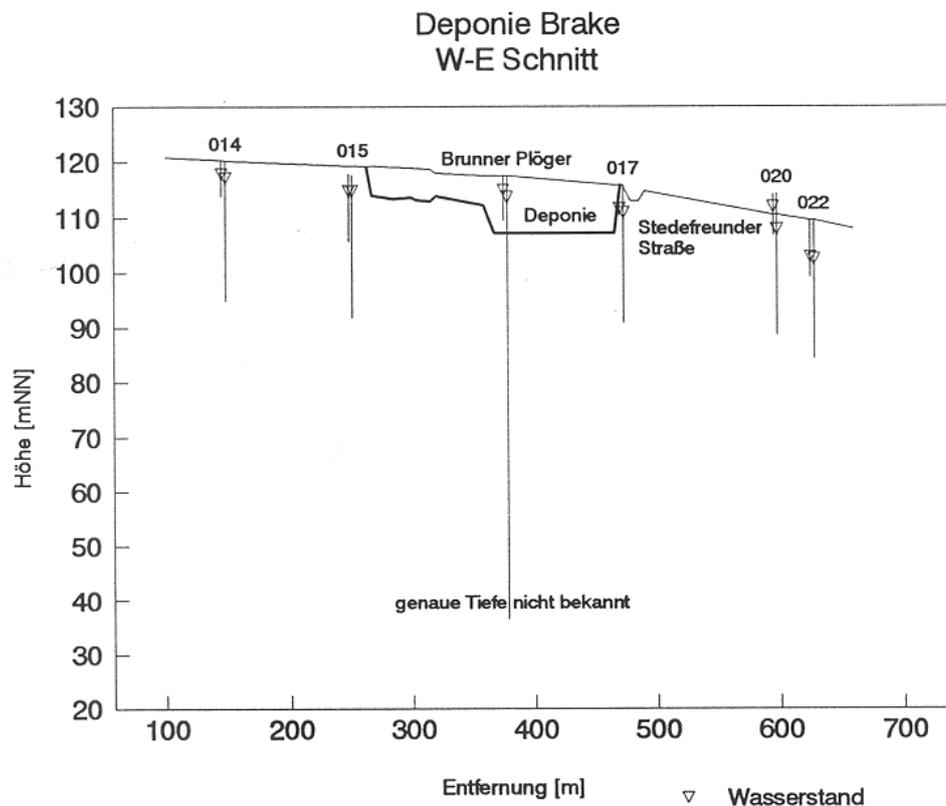


Abb. 52 W-E-Profilschnitt der unmittelbaren Umgebung der Deponie Brake (siehe Tabellen 10 und 11 für Konstruktionsdaten der Piezometer und Abb. 41 für Lage des Profilschnittes).

Unter den flachen Piezometern der obigen Piezometergruppen gibt es wahrscheinlich nur wenige, die den wahren Wert der Grundwasseroberfläche anzeigen, da die Piezometer meist bis weit unter der Lage des Grundwasserspiegels verrohrt sind. Bei manchen der gezeigten Ganglinien (Abb. 42–51) gibt es "ausreißende" Daten. Diese Daten wurden nicht entfernt. Die offensichtlichen Ausreißer beruhen wahrscheinlich auf Übertragungsfehler, da die Unterschiede meist 1, 2 und 10 Meter betragen.

Die Lage der untersuchten Piezometergruppen umschließt den gesamten Bereich der Deponie Brake (Abb. 42). Die Abbildungen 52 und 53 zeigen die Wasserstände der Piezometergruppen entlang des in der Abbildung 41 markierten W-E-Profils (Abb.52) und SW-NE-Profils (Abb.53). Die Wasserstände bestätigen die nach unten gerichteten hydrodynamischen Gradienten des Grundwasserfließens. Die Auswertung der Wasserstände an der Deponie Brake bestätigt, daß sich die Deponie in einem Recharge-Gebiet befindet.

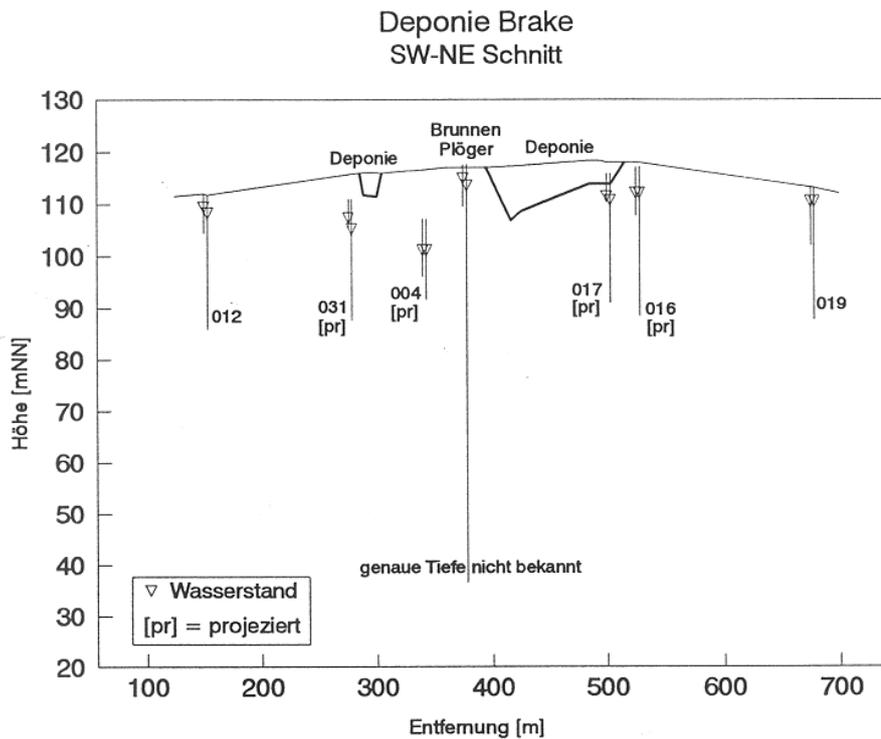


Abb. 53 SW-NE-Profileschnitt der unmittelbaren Umgebung der Deponie Brake (siehe Tabelle 10 und 11 für Konstruktionsdaten der Piezometer und Abb. 41 für Lage des Profilschnittes).

7.2.3. Hydrodynamischer Schadstofftransport an der Deponie Brake

An der Deponie Brake zeigt nach bisheriger Ansicht der Gradient der Grundwasseroberfläche Grundwasserfließen von der Deponie lateral in die Richtung des Gefälles der Grundwasseroberfläche (Abb. 54). Die in der Abbildung 54 dargestellte Grundwasseroberfläche des 'oberen Aquifers' stammt von Haas (1985, Anl.4.5). Sie zeigt schwer zu erklärende Unstimmigkeiten an. Diese Unstimmigkeiten könnten eventuell durch verfälschte Wasserstände im Zusammenhang mit nach unten gerichtetem Grundwasserfließen verursacht worden sein. Gemessene Durchlässigkeiten im unterliegenden Lias-'Ton' sind mit 10^{-6} bis 10^{-5} m/s erstaunlich hoch (Heil et al., 1989).

Trotz der angenommenen lateralen Grundwasserfließrichtung konnte man keine Schadstoff-Fahne an der Deponie feststellen. Man fand aber auch keine Erklärung, warum Verschmutzungsstoffe nicht mit dem Grundwasserfließen aus der Deponie austreten würden.

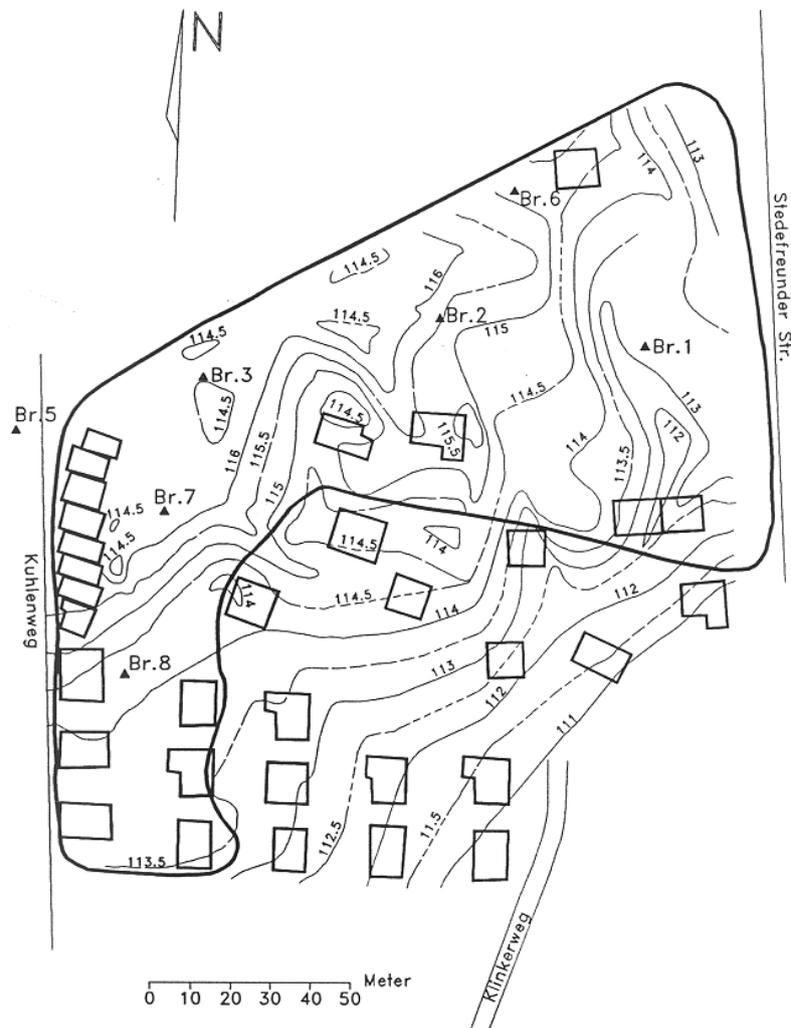


Abb. 54 Grundwasseroberfläche des "obersten Aquifers" der Deponie Brake vom 21.8.1984 (aus Haas, 1985, Anlage 4.5).

In einer solchen Situation ist man versucht, die "Tatsachen" für sich sprechen zu lassen: die Verschmutzungsfähne wird durch unbekannte, 'hilfreiche' Mechanismen nahe der Quelle immobilisiert. Haas (1985) kommt daher zu dem Schluß:

"Im Deponiekörper ist aufgrund der Industrieschlämme (Schwermetalle) ein latentes Gefährdungspotential vorhanden, das allerdings bis jetzt das Grundwasser nicht erkennbar gefährdet hat."

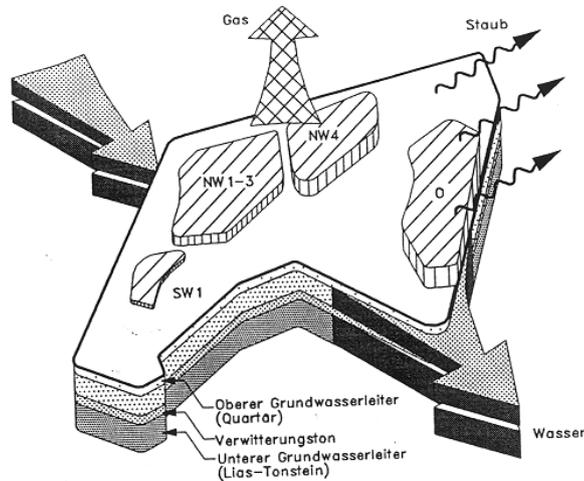


Abb. 55 Blockbild der für die Deponie Brake angenommenen Migrationspfade für Verschmutzungen (aus Heil et al., 1989, Bild 4).

In Folgenden wird erklärt, warum die obigen Schlußfolgerungen von Haas (1985) nicht gelten. Im Kapitel 7.2.2 wurde bereits gezeigt, daß das Grundwasserfließen im Bereich der Deponie von der Grundwasseroberfläche nach unten in den Grundwasserkörper gerichtet ist. An der Deponie Brake muß deswegen, falls keine chemischen Fallen vorhanden sind, eine Verschmutzungsfahne nach unten wegziehen, die von den vorhandenen Meßstellen nicht erfaßt wird.

7.2.4 Ergebnisse bisheriger hydrogeologischer Untersuchungen der Schlammdeponie Brake

Nachdem die Deponie Brake nach ihrem Bekanntwerden schnell ein Politikum geworden war, wurden Untersuchungen an dieser Altlast in die Wege geleitet. In diesem Zusammenhang führte Haas (1985) detaillierte hydrogeologische Untersuchungen durch. Er stellte wichtige und grundlegende Daten zusammen, die nach den herkömmlichen Methoden interpretiert wurden. Die Existenz von zwei Aquifern, die durch eine trockene, d.h. "undurchlässige" Schicht getrennt sein sollten, wurde aus den vorhandenen Daten abgeleitet. Die Richtung der Gradienten der Grundwasseroberfläche wurde somit als die Richtung des Grundwasserfließens angenommen. Die beiden Aquifer sollen nur im Bereich der Deponie verbunden sein. Das Fließen in den beiden Aquifern soll lateral sein. Für den Bereich der Deponie wurde später auch ein Stauwasserhorizont angenommen, der nicht mit dem Grundwasser im Lias-Tonstein verbunden sein sollte (Heil et. al., 1989). Die Annahme von zwei getrennten Aquifern führte dann 1985/86 zum Einbau eines zusätzlichen Systems von tiefen (bis etwa 25m) Piezometern. Der Einbau dieser

Bereich der mesozoischen Schichten einschließlich der Herforder Lias–Mulde. Die Deponie Brake befindet sich im Bereich der Herforder Lias–Mulde. Sowohl das Fließbild als auch die hydrochemische Charakteristik des Grundwassers können so im Zusammenhang erklärt werden. Viele der notwendigen grundwasserdynamischen Daten stammen von den genauen und detaillierten Berichten von Mestwerdt (1912), Mestwerdt und Burre (1926, 1981) und Haas (1985).

7.2.6 Regionale Grundwasserfließsysteme im Bereich von Bielefeld

Es wird hier nur eine sehr kurze, unvollständige regionale Übersicht über die Grundwasserfließsysteme im Bereich von Bielefeld gegeben. Die Situation im Bereich der Deponie Brake wird hingegen in Einzelheiten erläutert.

Michel (1969, Abb.9) benutzte die Daten von Mestwerdt (1912) und von Mestwerdt und Burre (1926, 1981) für eine schematische Interpretation des großräumigen Grundwasserfließens und der damit verbundenen Hydrochemie (Abb. 56). In dieser Interpretation bildet der Osnig das zentrale Recharge–Gebiet (wenn das auch nicht so bezeichnet ist), von dem aus das Grundwasser in Richtung Münsterländischer Kreide-Becken und Herforder Lias–Mulde fließt.

Im Einklang mit den grundwasserdynamischen Prinzipien treten auf beiden Seiten des Osnings in den Discharge–Gebieten artesische Wässer auf (Weyer, 1991 b, Tabelle 2). Dies ist von Michel (1969) nicht dargestellt worden. Michel (1969) Interpretation des Grundwasserfließens ist hydrodynamisch schwer nachzuvollziehbar, und sie entspricht nicht dem Kontinuitätsprinzip. Das könnte dadurch bedingt sein, daß versucht wurde, eine komplizierte dreidimensionale Situation beispielhaft in einem zweidimensionalen Schema darzustellen.

Nach den Angaben von Mestwerdt (1912), Mestwerdt und Burre (1926, 1981), Geyh und Michel (1983) und Jansen (1970; in Haas, 1985) treten die artesischen Brunnen - wie zu erwarten - in topographischen Niederungen auf. Eine unvollständige Zusammenstellung von artesischen Bohrungen im Bielefelder Raum befindet sich bei Weyer (1991b, Tabelle 2). Die Lage der artesischen Bohrungen Karolinenquelle (Nr.23) und Verse (Nr.22; Jölletal) sind in der Abbildung 57 eingezeichnet. Das digitale Geländemodell der Abbildung 57 zeigt ebenfalls die dreidimensionale Topographie der weiteren Umgebung der Deponie als Indikator für die Ausbildung des Grundwasserspiegels.

Die Situation an der artesischen Bohrung Verse im Jölletal ist für die Untersuchung der Deponie Brake von Interesse, da sie in der Nähe liegt und im Tonstein verfiltert ist. Die Topographie und Geologie der Umgebung der Bohrung sind in dem Profil der Abbildung 58 schematisch dargestellt (Abbildung 57: Profil A–B). Die Lithologie des Untergrundes ist in Tabelle 12 schematisch umrissen. Im Untergrund stehen höher durchlässige Schichten an. Die Bohrung Verse fließt aus 27 m Tiefe innerhalb des Lias–Tonsteins artesisch

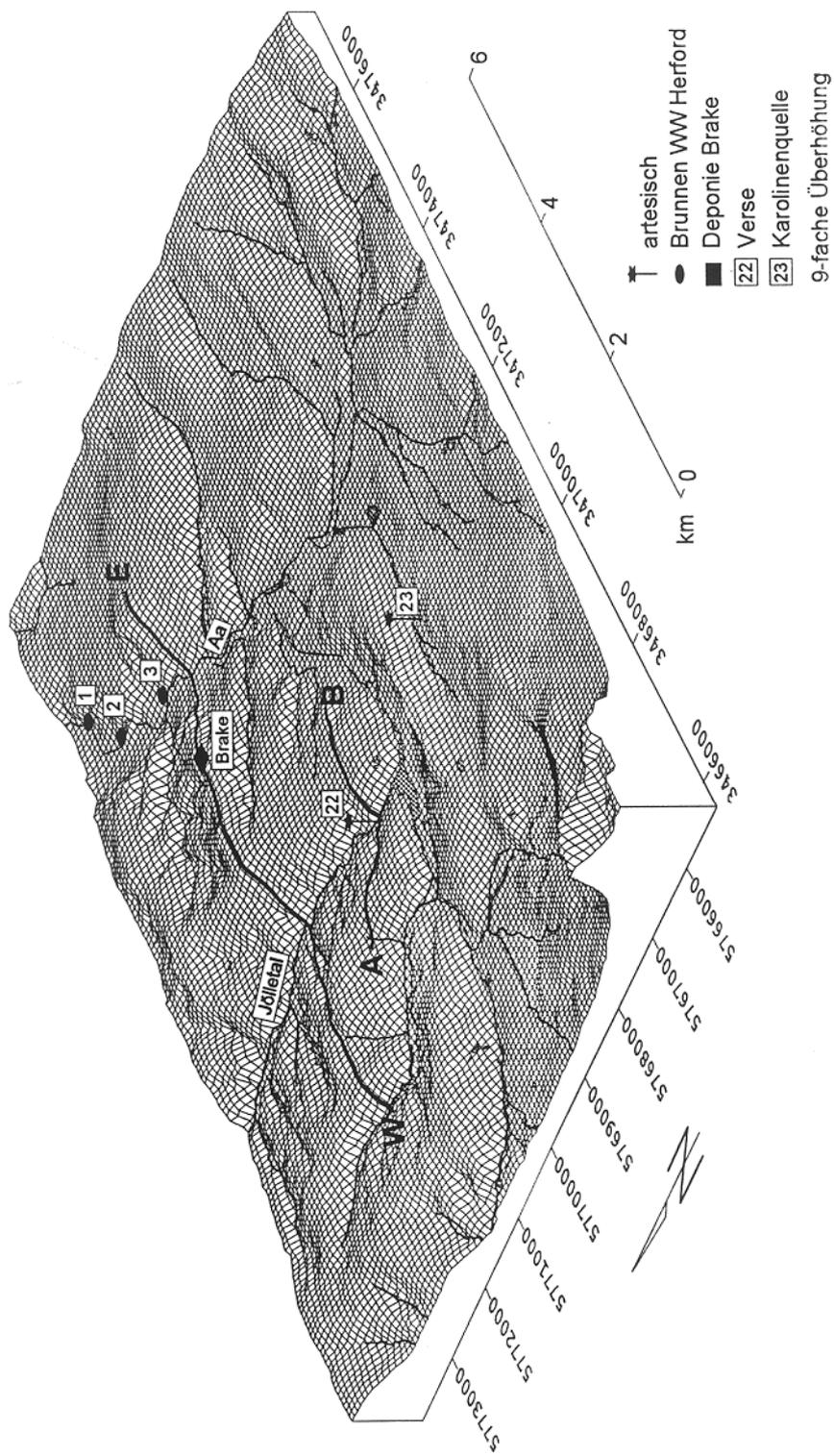


Abb. 57

Digitales Geländemodell der weiteren Umgebung der Schlammdeponie Brake und Lage der artesischen Bohrungen Karolinenquelle (23) und Jöllethal (22), sowie den berechneten Profilschnitten.

Tab. 12 Lithologische Zusammensetzung der mesozoischen Gesteine und erste Abschätzung der relativen Permeabilitäten im Bereich der Deponie Brake und des Jölletals (Höhe der Oberkanten schematisch abgeschätzt).

Schichten	Kurzzeichen	Oberkante [m NN]	relat. Durchlässigkeit	Lithologie
Lias				
verwitterter Lias	—	Gelände	1	Ton
Mittlerer Lias	jlm	nahe Gel.	10	dunkle Tonsteine, Spülverluste
Unterer Lias	jluß	-20	10	dunkle Tonsteine
Unterer Lias	jluα		50 – 100	Kalkbänke und Mergel
Keuper				
Rät	ko	-130	10 – 50	Tonsteine, Sandstein
Gipskeuper	km1 – 4	-280	1000	bunte Mergel, viele Klüfte und Spalten
Unterer Keuper	ku	-450	500	bunte Mergel, Dolomit, Sandsteine
Muschelkalk				
Oberer Muschelkalk	mo	-500	1000 – 10000	massive Kalke
Mittlerer Muschelkalk	mm	-550	> 1000	Mergel, dolomitischer Zellenkalk
Unterer Muschelkalk	mu	-620	> 1000	Mergel, Wellenkalk

aus (Haas, 1985). In Hinblick auf die bereits dargestellten grundwasserdynamischen Prinzipien (vergl. Kap. 3 und 4) kann man die dazugehörigen Grundwasserfließsysteme grob abschätzen, wie es in der Abbildung 58 skizziert wurde. Haas (1985, Anlage 9.2) konstatiert relativ starkes Auftreten von Cl-Ionen im Wasser der artesischen Bohrung Verse. Darin zeigt sich wahrscheinlich der chemische Einfluß von tieferem Grundwasser mit höherem Chloridgehalt. Genaue Ionenmengen wurden von Haas (1985) nicht angegeben. Wie nicht anders zu erwarten, zeigt das Auftreten der artesischen Bohrung im Jölletal an, daß die Prinzipien der Grundwasserfließsysteme in der Herforder Lias-Mulde gültig sind.

Es zeigt ebenfalls; daß das Grundwasser unter den Discharge-Gebieten durch den Lias-'Ton' von unten nach oben fließt. Damit fließt das Grundwasser in den nahegelegenen Recharge-Gebieten zwangsläufig auch von oben nach unten durch den Lias-'Ton'. In der Herforder Lias-Mulde existieren großräumige und tiefgreifende Grundwasserfließsysteme.

Es würde detaillierter grundwasserdynamischer Geländeuntersuchungen und Auswertungen bedürfen, um die genauere Ausbildung der Grundwasserfließsysteme zu bestimmen. Als erster Schritt wird im Folgenden ein schematisches geologisches Profil durch den Bereich der Deponie erstellt und darin das Grundwasserfließen berechnet. Die Ergebnisse der mathematischen Simulation werden zeigen, warum die vorhandenen Grundwassermeßstellen die Schadstoff-Fahne der Deponie Bielefeld Brake nicht erfassen konnten und warum tieferes Grundwasser mit Cl-Ionen im Wasser der artesischen Bohrung Verse auftritt.

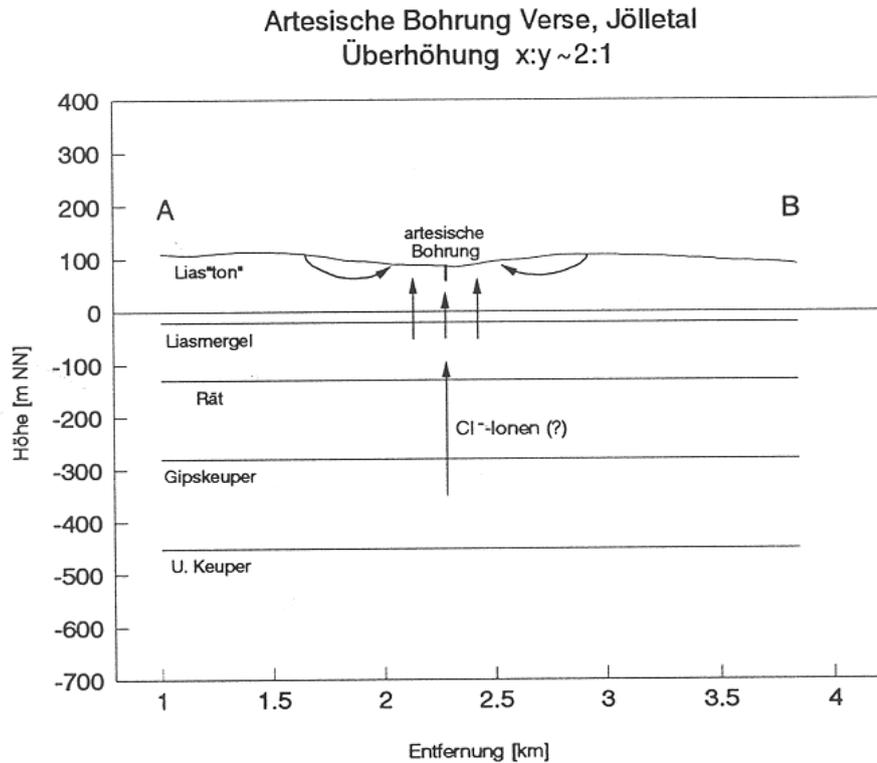


Abb. 58 Topographisches und geologisches Profil der artesischen Bohrung 22, Verse, Jölletal (Abbildung 48: Profil I).

7.2.7 Grundwasserfließen im Bereich der Schlammdeponie Brake

Die Abbildung 59 zeigt ein topographisches und geologisches Übersichtsprofil durch die Deponie Brake ohne Überhöhung (Abb. 57: Profil W–E). Tabelle 12 listet die geologischen Schichten auf, deren ungefähre Tiefe und gesteinsmäßige Zusammensetzung vom Lias-Ton bis zum Unteren Muschelkalk reicht.

In der Abbildung ist ebenfalls der Brunnen Plöger im Bereich der Deponie eingetragen (Ziegelei Brunnen; Haas, 1985). Er liegt direkt neben der Deponie Brake (Abbildung 41). Die Lage und Tiefe des Brunnens Plögers (P) und eines weiteren Brunnens Diekwisch (D) wird deutlicher in dem kürzeren und überhöhten Profil der Abb. 60 dargestellt.

1984 wurden von Haas (1985) in Wässern vom Brunnen Plöger und vom Schacht Plöger pH-Werte zwischen 8.6 und 12.4 gemessen (Tabelle 13). Innerhalb des Industrieschlammes der Deponie wurden pH-Werte zwischen 9.6 und 12.6 gemessen (Brunnen 1

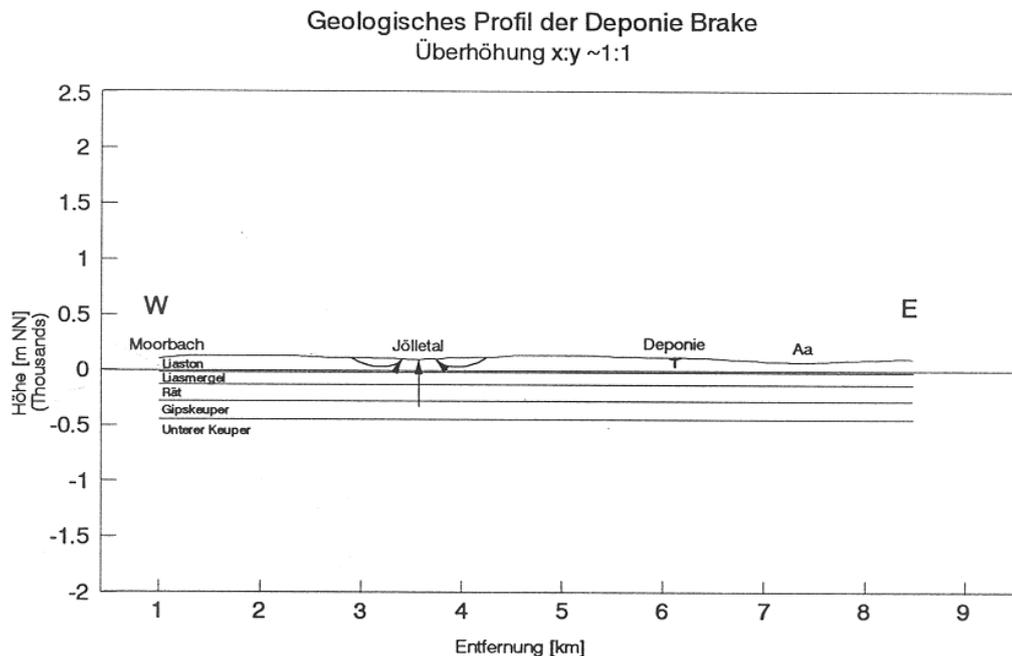


Abb. 59 Topographisches und geologisches Profil durch die Deponie Brake (Abbildung 57: Profil W–E).

bis 3). Die Werte von chemischen Analysen für den Brunnen Diekwisch (Tiefbrunnen "D" in Abb.60) zeigen einen pH-Wert von 7.3 und 6.6. Der pH-Wert für einen Nato-Tiefbrunnen (Haas, 1985; Anlage 7.4, Anlage 12.1: Probepunkt 49) ist 7.6. In der Umgebung der Deponie liegen noch weitere Tiefbrunnen (z.B. Brunnen Schlittgen, 52 m; Brunnen Oschlies, 30 m). Keiner dieser Brunnen zeigt einen ungewöhnlich hohen pH-Wert (Haas, 1985). Die von Haas (1985) berichteten pH-Werte deuten auf steil nach unten gerichtetes Grundwasserfließen hin, wie es für das Recharge-Gebiet zu erwarten ist, indem die Deponie liegt.

Ein geologisches Profil mit berechneten Fließlinien befindet sich in der Abbildung 61. Die zur Berechnung benutzten geologischen Grenzen und relativen Durchlässigkeiten sind in der Tabelle 12 enthalten. Die Fließlinien zeigen, daß in dem Modell die Schadstoff-Fahne der Deponie sehr steil nach unten wegfließt, wahrscheinlich dem Gipskeuper zutritt und später dem Tal der Aa von unten zufließt. Die steil nach unten gerichteten Fließlinien sind der Grund, warum in den eingebauten Piezometern keine Schadstoff-Fahne festgestellt wurde, außer eben im Tiefbrunnen und Schacht Plöger, die den Bereich unter der Deponie beproben. Das berechnete Modell dient nur dazu, das prinzipielle Muster des Grundwasserfließens im weiteren Bereich der Deponie Bielefeld-Brake zu umreißen. Das Rechenmodell gibt Hinweise auf nötige Geländeuntersuchungen, kann diese aber nicht ersetzen. Insbesondere gilt es, die genauen Grundwasserfließrichtungen im Gelände festzustellen.

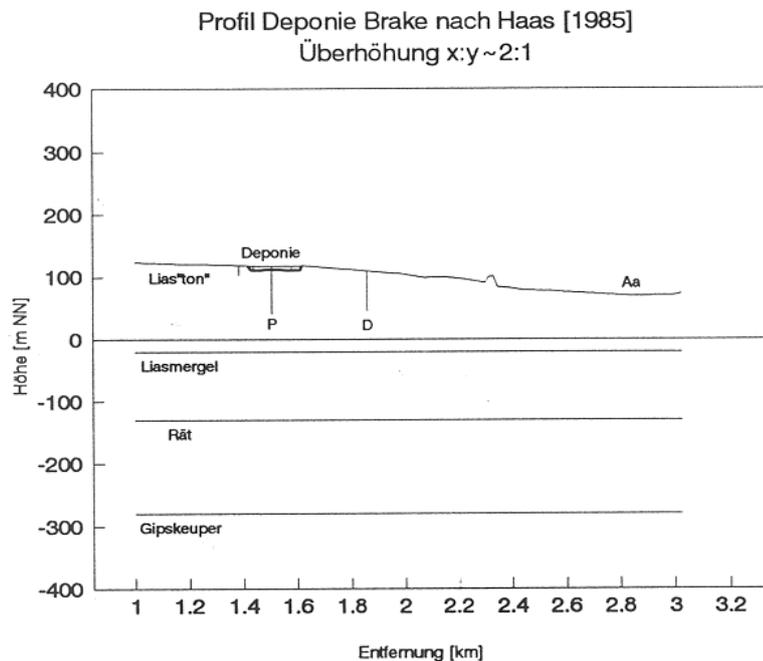


Abb. 60 Topographisches und geologisches Profil von der Deponie Bielefeld-Brake zum Tal der Aa (Abbildung 57: Teil des Profiles W–E); Topographie nach Haas (1985, Anl.3.2). Das Profil zeigt die Lage und Tiefe der Brunnen Plöger (P) und Diekwisch (D).

Das Ergebnis der Modellrechnungen ist nicht durch detaillierte hydraulische Geländemessungen belegt. Es ist aber gesichert, daß das regionale Grundwasserfließen von der Deponie zum Tal der Aa gerichtet ist. Ob die Schadstoff-Fahne genau in die Richtung des gerechneten Profiles oder weiter stromaufwärts oder stromabwärts dem Tal der Aa zutreten wird, könnte nur durch Geländeuntersuchungen geklärt werden. Eventuell könnten auch lokale Grundwasserfließsysteme von Teilen der Deponie den näher gelegenen Seitenbächen der Aa zutreten. Da das Grundwasser in den anstehenden Schichten des Juras auf Klüften fließt, könnte es eine relativ hohe Ausbreitungsgeschwindigkeit haben. Die wirklichen Fließgeschwindigkeiten können wiederum nur durch Geländeuntersuchungen abgeschätzt werden.

Im Hinblick auf den artesischen Brunnen Verse im Jölletal (Abb. 58) liefert die Berechnung der Fließlinien in der Abbildung 61 eine plausible Erklärung für das Auftreten von Cl-haltigem Wasser in diesem Brunnen. Zumindest ein Teil des artesischen Grundwassers steigt von tieferen Schichten auf, eventuell aus dem Gipskeuper.

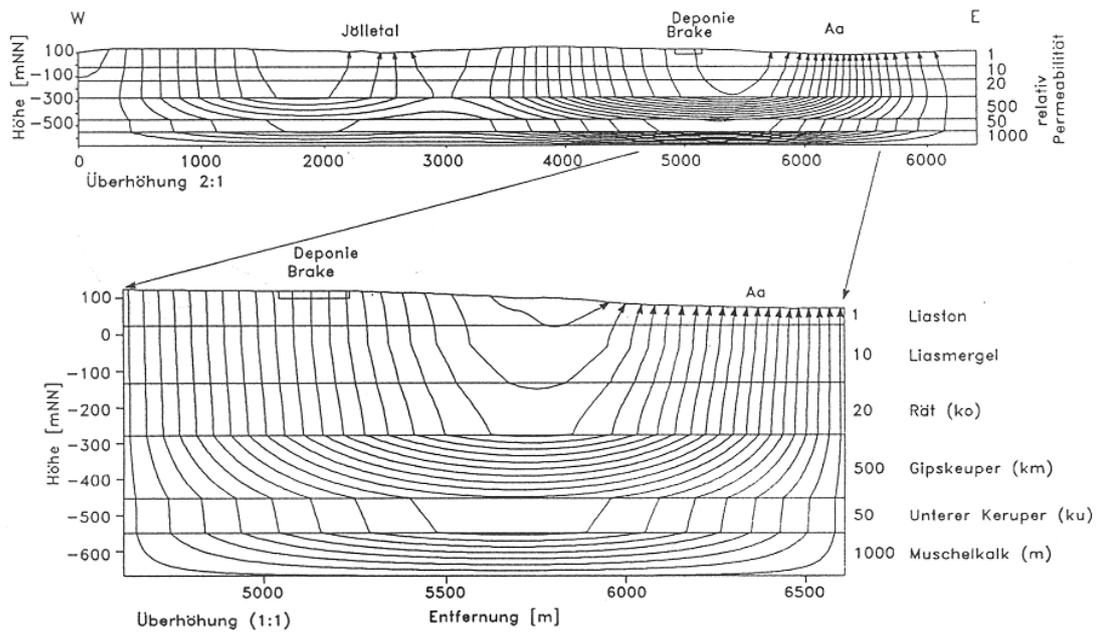


Abb. 61 Regionales W–E–Profil durch die Deponie Bielefeld–Brake mit Grundwasserfließlinien, die mit dem Programm FLONET berechnet wurden. Siehe Abbildung 58 für die Lage des Profilschnittes. Die Geologie und die angenommenen relativen Permeabilitäten sind in der Tabelle 12 enthalten.

Die folgenden zwei Kapitel werden sich noch etwas näher mit der Durchlässigkeit des Lias-’Ton’ und den chemischen Prozessen an der Deponie Brake beschäftigen.

7.2.8 Durchlässigkeiten des Untergrundes im Nahbereich der Deponie Brake

Seit den Arbeiten von Mestwerdt und Burre (1926, 1981) ist bekannt, daß der sogenannte Lias-’Ton’ an vielen Stellen des Bielefelder Raumes hohe Durchlässigkeiten zeigen kann. Er verhält sich durchaus nicht so, wie man sich gemeinhin einen Ton vorstellt. Die obersten 5 bis 10 m sind an vielen Stellen unter Einfluß der Verwitterung und des Grundwasserfließens in Ton umgewandelt worden. In dem darunterliegenden Tonstein existieren stark durchlässige Klüfte und Spalten, wie das wiederholte Auftreten von Artesern aus dem Lias unterstreicht (Weyer, 1991c, Tabelle 2).

Stark durchlässige Klüfte und Spalten existieren ebenfalls in der direkten Nachbarschaft der Deponie Brake. In den vier Bohrungen 12.T.GM, 16.F.GM, 16.T.GM und 17.T.GM wurden beim Niederbringen der Bohrung an der Deponie Brake Spülverluste im Lias-’Ton’ beobachtet. Die Lage der Bohrungen mit Spülverlusten ist in der Abbildung 41 angegeben. Die Bohrungen mit Spülverlusten scheinen in einer sich NE–SW erstreckenden

Zone zu liegen. Diese Richtung wurde von Haas (1985, Anl.5.5) als eine der beiden dominierenden Richtungen in der Kluftanordnung in den Oberflächen-Aufschlüssen A1 und A2 gemessen (für Kluftrose und Lage der Aufschlüsse siehe Abb. 41).

Haas (1985, Anl.5.6.1) berichtet für den Brunnen Plöger Wasserzutritte, zum Teil aus "Einbuchtungen" (damit sind wohl durchlässige Spalten und Klüfte gemeint), in den Tiefen 4.2 m, 5.4 m, 5.7 m, 5.8 m, 6.25 m, 6.4 m, 6.55 m, 7.3 und 7.6 m. Die in der Tabelle 12 dokumentierten pH-Werte zeigen, daß das Wasser von der Deponie stammt. Aus diesem Befund kann man schließen, daß die Klüfte und Spalten der zweiten Hauptrichtung auch sehr durchlässig sein können.

Die Fließrichtungen des Grundwassers müssen nicht in Richtung der Hauptkluftzonen verlaufen. Vielmehr verursacht der dort anisotrope Permeabilitätstensor oft einen Winkel zwischen den Richtungen der Kraftvektoren und des Fließens.

Aus dem Zusammentreffen und der Übereinstimmung der tektonischen Daten, dem Auftreten von Spülverlusten in Bohrungen, der räumlichen Anordnung der Bohrungen mit Spülverlusten, den chemischen Daten und der vielen Wasserzutritte im Brunnen Plöger wird geschlossen, daß der Lias-Tonstein im und unter dem Bereich der Deponie Brake eine relativ hohe Durchlässigkeit hat. Die obigen Daten weisen auch darauf hin, daß sich unter der Deponie Brake mit großer Wahrscheinlichkeit eine sehr durchlässige NE-SW verlaufende Störungszone durchzieht. Das würde unter anderem erklären, warum sich die durch Verwitterung des Tonsteins entstandene und von der früheren Ziegelei abgebaute Tonlagerstätte dort so mächtig ausgebildet hat.

7.2.9 Chemische Prozesse im Untergrund der Deponie Brake

Die in der Schlammdeponie und im Brunnen Plöger auftretenden pH-Werte bis zu 12 sind höchst ungewöhnlich für Grundwasser; pH-Werte dieser Größenordnung sind in großem Ungleichgewicht zu dem im Lias-Tonstein existierenden dynamischen chemischen Gleichgewicht zwischen Grundwasser und durchflossenem Gestein. Deswegen ist es sicher, daß chemische Prozesse (Ausfällungen, Materiallösungen, Ionenaustausch, etc.) entlang der Fließwege des Grundwassers neue dynamische Gleichgewichte mit sukzessiv verringertem pH-Wert des Wassers verursachen. Es ist wahrscheinlich, daß sich so auch der chemische Gehalt des Grundwassers stark verändert (zum Beispiel im Hinblick auf Gehalte an Haupt-Ionen oder Schwermetalle, etc.). Eventuell könnte man so auch einen Mechanismus finden, durch den Schadstoffe örtlich im Untergrund fixiert oder verringert werden. Es wäre dann auch nötig, die Ausdehnung und Charakteristiken eventueller Reaktionshöfe festzustellen.

7.2.10 Schlußfolgerungen und Empfehlungen

An der Deponie Brake fließt das Grundwasser nicht parallel zum Grundwasserspiegel, wie im Sanierungskonzept angenommen wurde, sondern nach unten weg. Das wurde mittels der Auswertung von vorhandenen Wasserstandsmessungen ausgewählter Piezo-

metergruppen nachgewiesen und durch numerische Modellberechnungen bestätigt. Kontaminierte Grundwässer aus dem Deponiebereich fließen auch durch den Tiefbrunnen Plöger (Abb. 41: Tiefbrunnen im Deponiebereich) nach unten in tiefere Schichten.

Die Durchlässigkeit des geklüfteten Lias–Tonsteins ist weit höher als gemeinhin angenommen. Das wurde auch im Bereich der artesischen Bohrung Verse im nahegelegenen Jölletal deutlich, die im Lias–Tonstein verfiltert ist. Hohe Durchlässigkeiten wurden ebenfalls direkt an der Deponie Brake durch das Auftreten von Spülungsverlusten bei Bohrungen im selben Lias–Tonstein nachgewiesen. Die Deponie Brake sitzt deshalb mit großer Wahrscheinlichkeit auf einer NE–SW verlaufenden, hoch durchlässigen Störungszone im Lias–Tonstein.

7.3 Sonderabfalldeponie [SAD] Münchehagen

7.3.1 Problemstellung

Die Sonderabfall–Deponie (SAD) Münchehagen besteht aus einer Altdeponie und der sogenannten GSM–Deponie der Gesellschaft für Sondermüllbeseitigung GmbH & Co.KG, Münchehagen. Die Altdeponie wurde von 1968–1973 betrieben, die GSM–Deponie von 1977–1983. Das Gelände des Standortes ist flach; teils bewaldet, teils landwirtschaftlich genutzt (Lüdeke, 1987).

Digitale Geländemodelle der SAD Münchehagen sind in den Abbildungen 62 (Blick von SE) und 63 (Blick von SW) dargestellt. Ein wichtiger topographischer Unterschied zur Deponie Bielefeld–Brake (Abb.57) ist die Lage der Deponie Münchehagen in einem flachen Gelände. Das könnte darauf hinweisen, daß großräumige Grundwasserfließsysteme dort keine Rolle für den Transport der Schadstoffe spielen würden, wie sie es an der Deponie Brake taten. Weiter unten wird jedoch deutlich, daß regionale Grundwasserfließsysteme auch an der Deponie Münchehagen trotz des flachen Geländes eine wichtige hydrodynamische Rolle spielen, indem sie die Schadstoff-Fahnen lokal begrenzen.

Die SAD Münchehagen ist eine der Deponien, bei denen die Eigentümer nicht den Zugang zu Daten ermöglichten. Deswegen wurde bei der Bearbeitung der SAD nur auf in Deutschland und Kanada veröffentlichtes Material zurückgegriffen, sowie auf geologische Karten von Niedersachsen und Nordrhein–Westfalen. Die Untersuchung der Grundwasserdynamik an der Deponie Münchehagen ist deswegen auch ein Test, inwieweit vorhandene öffentliche Informationen schon im Planungsstadium einer Deponie oder Grundwassersanierung zu einer ersten grundwasserdynamischen Beurteilung künftiger Deponiestandorte oder Sanierungen benutzt werden können, ehe größere Mittel für Geländeinstallationen ausgegeben werden.

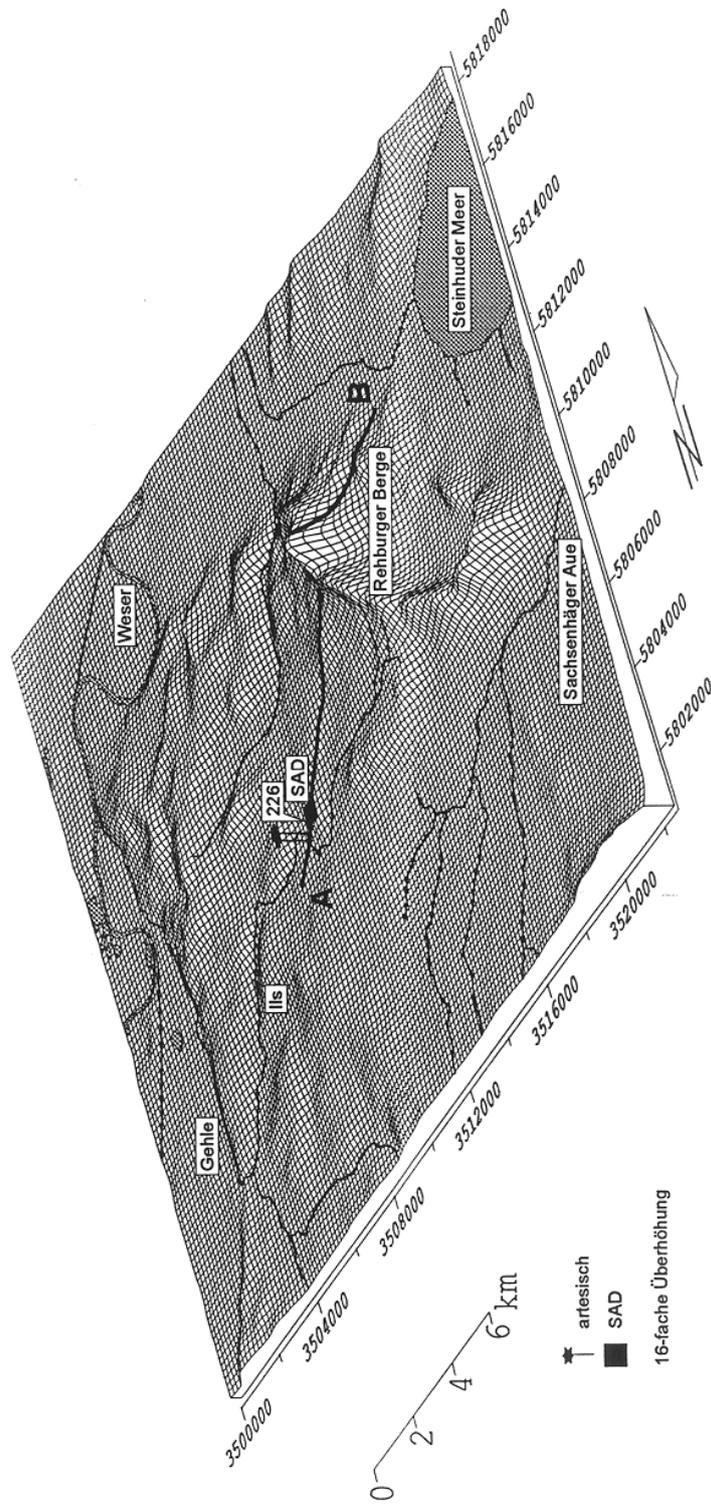


Abb. 62 Digitales Geländemodell der weiteren Umgebung der Sonderabfalldeponie (SAD) Münchehagen mit Lage von artesischen Bohrungen an der Ils in der Nähe der SAD Münchehagen. A--B: Lage des geologischen Profil-schnittes und des Grundwasserprofils. Blickpunkt von SE.

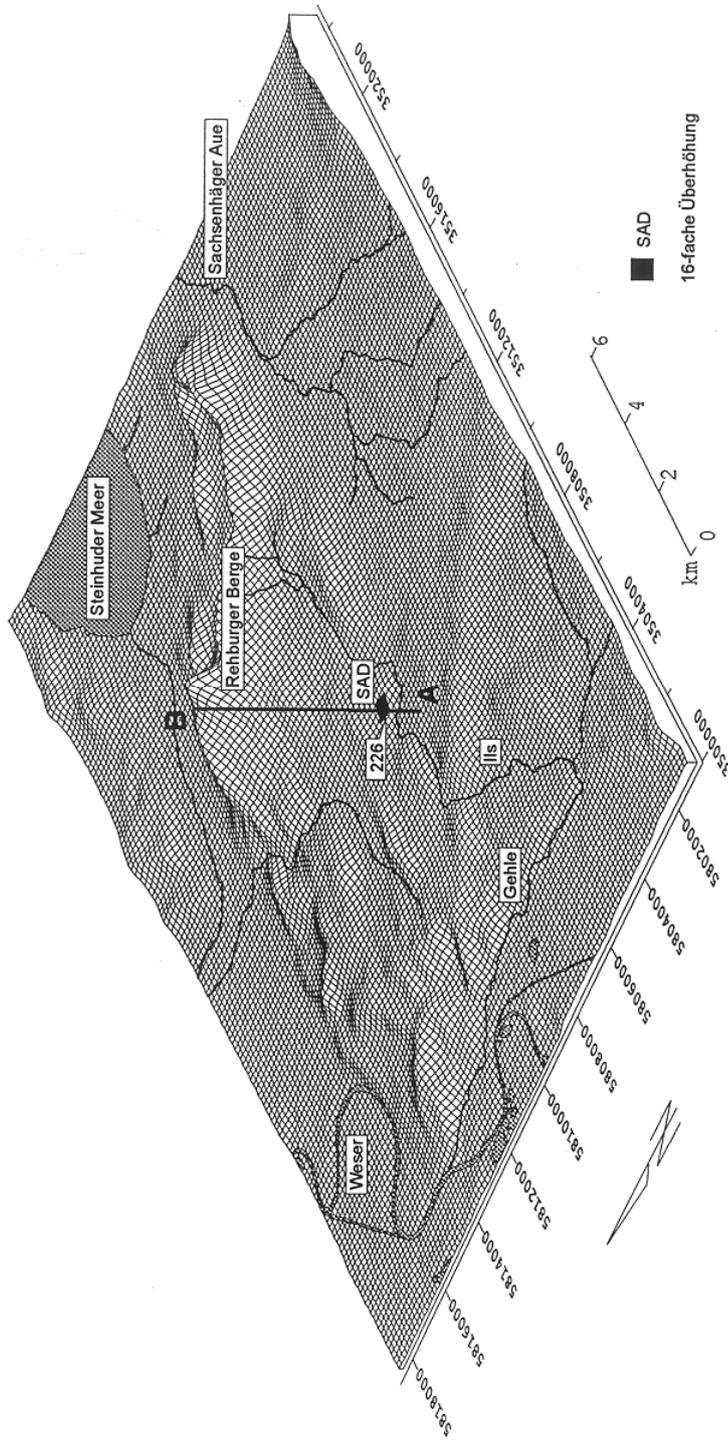


Abb. 63 Digitales Geländemodell der weiteren Umgebung der Sonderabfalldeponie (SAD) Münchenhagen. A-B: Lage des geologischen Profilschnittes und des Grundwasserprofils. Blickpunkt von SW.

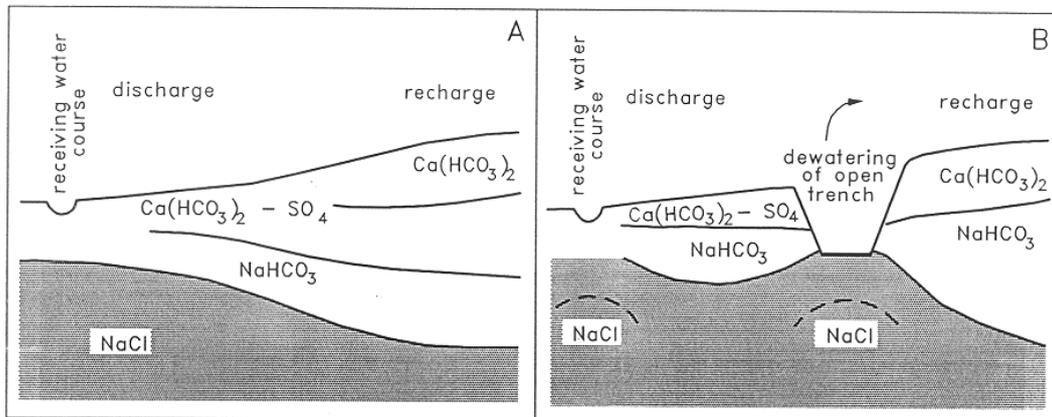


Abb. 64 Dörhöfer und Kilger (1984, Abb. 9) stellten die Situation an der SAD Münch ehagen wie folgt dar (ohne Nennung der Lokalität):

[a] natural hydrochemical layering in a groundwater body

[b] coning under trenches that are being constantly dewatered

7.3.2 Frühere Untersuchungen

Ursprünglich waren die Tongruben in Münch ehagen von Bearbeitern der entsprechenden Behörden als absolut "undurchlässig" beurteilt worden (Lüdeke,1987,S.240), da dort Ton anstand. In den 60er Jahren war diese Ansicht unter den Kollegen weit verbreitet, die den Entsorgungsdruck der Wirtschaft auffangen mußten. An der Altdeponie Münch ehagen wurde "die Einlagerungspraxis der Betreiberfirma ... und auch die behördliche Überwachung wegen des Entsorgungsdruckes der Wirtschaft nicht immer den verfügbaren Auflagen gerecht" (Lüdecke,1987,S.240).

Die frühere Annahme, daß der Tonstein bei Münch ehagen undurchlässig sei, wurde Anfang der 80er Jahre vom Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung überprüft. Dörhöfer und Kilger (1984) berichteten im Mai 1984 auf einer Tagung in Montreal, Kanada, von Untersuchungen in Münch ehagen, ohne den Untersuchungsort beim Namen zu nennen. Die Abbildung 64 zeigt das Auftreten eines lokalen Grundwasserfließsystems mit Recharge-Gebiet und Discharge-Gebiet (receiving water course = JIs). Im Hinblick auf das Salzwasser waren die Autoren der Ansicht, daß "recent groundwater usually overlies a layer of old and almost motionless saline groundwater; this is confirmed by isotopic investigations (e.g. tritium)" (Dörhöfer und Kilger, 1984, S.381). Die Autoren beschreiben auch die vertikale Verteilung der Durchlässigkeiten des Tons in Münch ehagen in Abhängigkeit von der Tiefe (Abb.65), wiederum ohne Angabe der Lokalität. Die durch Slugtests gemessenen Durchlässigkeiten waren unerwartet hoch und bewiesen,

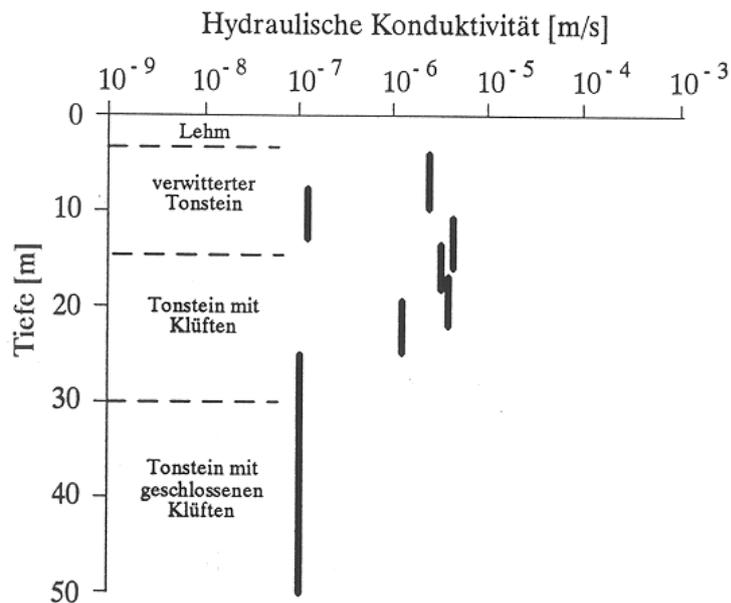


Abb. 65 Hydraulische Konduktivität [m/s] an der SAD Münchehagen nach Dörhöfer und Kilger (1984, Abb.7; die Lokalität ist nicht identifiziert).

daß der Ton in Münchehagen nicht undurchlässig war. Höhere Durchlässigkeiten traten in Lagen mit Toneisensteingeoden auf.

Abbildung 66 (Dörhöfer und Fritz, 1988) zeigt die Grundwasserfließrichtungen (horizontale Projektion), kontaminierte Bereiche und eine Abgrenzung der Überwachungszonen an der Deponie. Die Abbildung zeigt einen Kranz von Grundwasserverschmutzung um die Altdeponie von Münchehagen.

Abbildung 67 (Lüdeke, 1987) stellt den von Dörhöfer und Kilger (1984) beschriebenen (siehe Abb. 64 a,b) "coning effect" des Salzwassers durch die Wasserhaltung und durch die Vorflut Ils detaillierter dar und bestätigt gleichzeitig die Lokalität Münchehagen für die Veröffentlichung von Dörhöfer und Kilger (1984).

Der Gebrauch des amerikanischen Begriffes "coning effect" ist verwirrend und widersprüchlich. Im amerikanischen Sprachgebrauch wird der Begriff "coning" im Zusammenhang mit dem Aufstieg von Salzwasser beim Pumpen von Süßwasser gebraucht (Bates und Jackson, 1980; siehe Definitionen in diesem Bericht Anhang 2: Glossarium). Damit könnte man den Begriff also auf den Bereich der Wasserhaltung anwenden. Der Vorfluter Ils pumpt aber nicht; er saugt auch kein Wasser hoch. In Kapitel 3 und 4 wurde dargestellt, daß das Aufwärtsfließen unter Wasserläufen aufgrund der Gravitations- und Druckpotentialfelder erfolgt. Es ist auch schlecht möglich, daß das Salzwasser durch Recharge von der Ils in den Untergrund geraten wäre, wie vielleicht der amerikanische Begriff "cone of recharge" (Pfannkuch, 1969; siehe Anhang 2: Glossarium) suggerieren

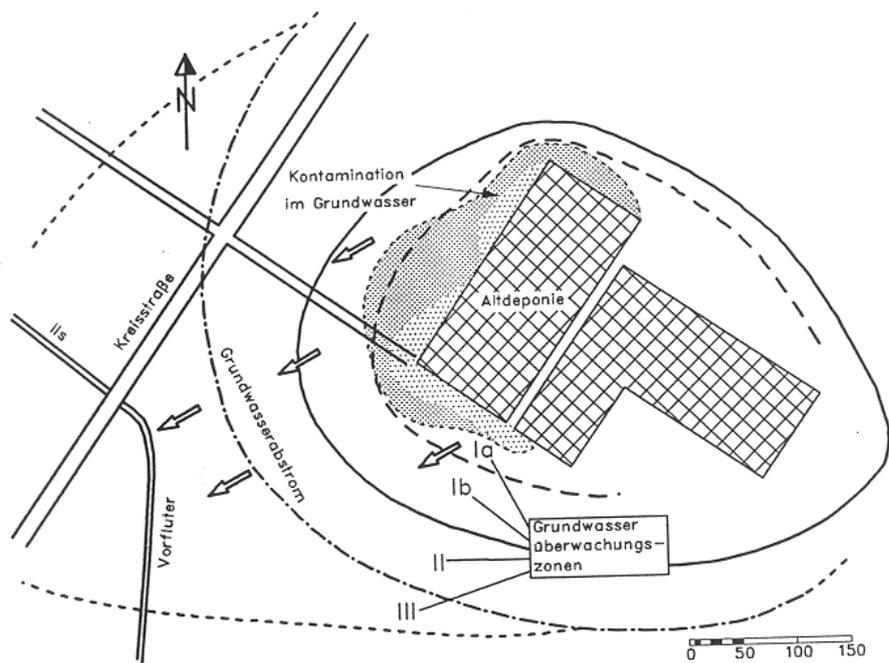


Abb. 66 Grundwasserfließrichtungen, kontaminierte Bereiche und Abgrenzung der Überwachungszonen an der Deponie Münnehagen (Dörhöfer und Fritz, 1988, Abb. 1).

könnte. Es wird nicht klar, welche physikalischen Vorstellungen Dörhöfer und Kilger (1984) und Lüdeke (1987) durch den Gebrauch des englischen Begriffes "coning effect" suggerieren möchten.

Der Begriff "coning effect" von Salzwasser bringt noch eine weitere, wichtigere gedankliche Assoziation hervor, nämlich die Verbindung mit der Ghyben–Herzberg–Beziehung. Diese Beziehung wird oft benutzt, um bei Inseln im Ozean die Linse von süßem Grundwasser zu beschreiben, die im umgebenden Salzwasser ruht. In diesem Zusammenhang wurde zum Beispiel von Todd (1969, Abb.12.13) 'salt water coning' durch das Pumpen von Grundwasser in einer ähnlichen Weise beschrieben, wie es Dörhöfer und Kilger (1984) und Lüdeke (1987) in dem Entwässerungsbereich Münnehagen angewandt haben. Die Ghyben–Herzberg–Beziehung gilt aber nur unter hydrostatischen Bedingungen (Hubbert, 1969, S.14) und kann nicht auf hydrodynamische Bedingungen, wie die in Münnehagen, angewandt werden. Das salzige Grundwasser ruht nicht, wie von Dörhöfer und Kilger (1984, S.381: almost motionless) angedeutet. Es ist die Gravitationskraft in den Grundwasserfließsystemen, die das Salzwasser hoch drückt (auch wenn es eine höhere Dichte hat!); das Pumpen schafft dabei nur ein niedriger gelegenes Dischargeniveau. Das Salzwassersystem ist also ein Teil der gesamten Grundwasserfließsysteme zwischen den Rehburger Bergen und der Ils bei Münche-

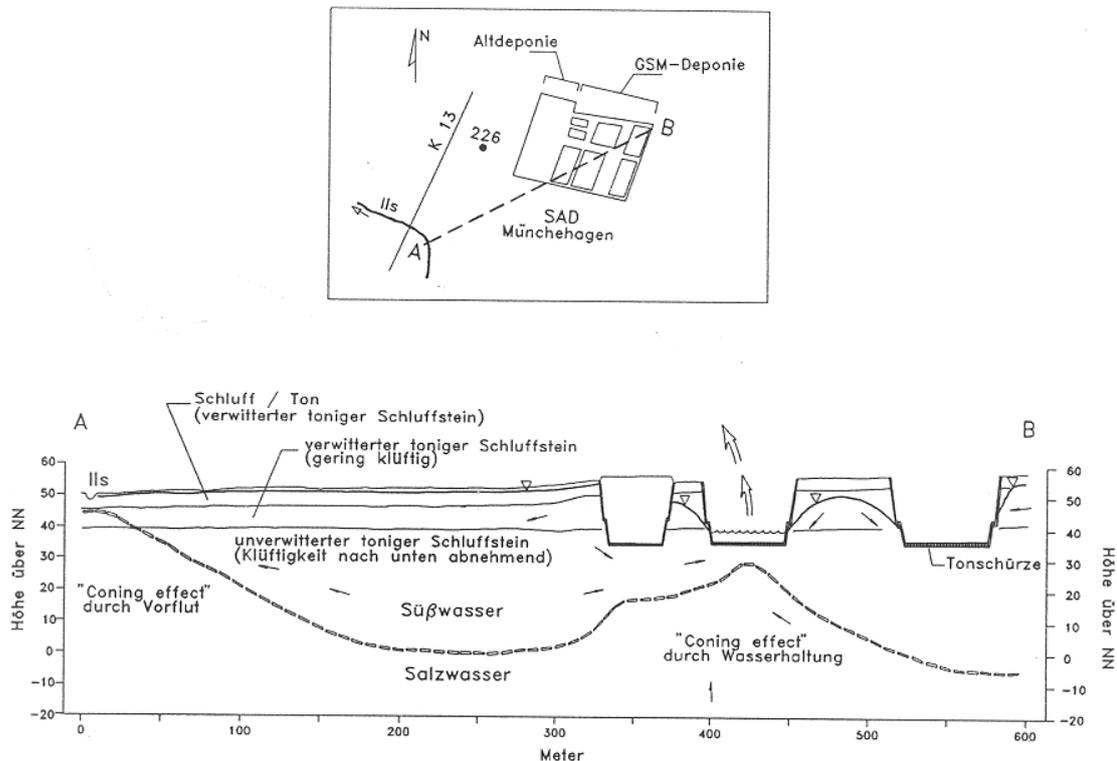


Abb. 67 "Coning effect" von Salzwasser an der Deponie Münchehagen. Modifiziert nach Lüdeke (1987, Abbildung auf Seiten 242 und 243; Entwurf der Abbildung in Lüdeke durch das Niedersächsische Landesamt für Bodenforschung, Hannover).

hagen. Das Salzwasser bewegt sich unter der Ils nach oben, weil die Ils eins der regionalen Discharge-Gebiete für Grundwasserfließen von den Rehberger Bergen darstellt. Die Ils ist letztlich auch der Empfänger des lokalen Fließsystemes, in dem die SAD Münchehagen liegt. Diese Zusammenhänge werden im Kapitel 7.3.3 detailliert besprochen.

Bei dem Salzwasser unter der SAD Münchehagen handelt es sich nicht um Tiefenstandswasser, sondern um den Endteil eines regionalen Grundwasserfließsystems. Die statischen Vorstellungen der Ghyben-Herzberg-Beziehungen können nicht auf die grundwasserdynamische Situation in Münchehagen angewandt werden. Die Ghyben-Herzberg Beziehung sollte niemals unter hydrodynamischen Beziehungen angewendet werden, weder auf Inseln noch im Salz-Süßwasserbereich des Festlandes, wie es zum Beispiel Hölting (1985) versuchte. Es war gerade die fälschliche Anwendung der Ghyben-Herzberg Beziehung auf erwartete "Salzwasseraufstiege" beim Florida-Ship-Canal, die Hubbert (1969, S.14) veranlaßte, sein grundlegendes Werk "The Theory of Ground-Water Motion" (Hubbert, 1940) zu schreiben.

Bei dieser Gelegenheit soll auch darauf hingewiesen werden, daß in Discharge-Gebieten Salzwasser mit einer Dichte $>1 \text{ g/cm}^3$ nach oben fließen kann. Die Einheitsmasse beansprucht dabei ein etwas kleineres Volumen.

Dörhöfer und Fritz (1988) veröffentlichten weitere hydrodynamische Daten über Münchenhagen. Die Abbildungen 66 und 67 suggerieren eine horizontale Migrationsrichtung des Grundwassers in den oberen verwitterten Tonlagen. Die Umgebung der Deponie ist in vier Überwachungszonen eingeteilt. Es fällt auf, daß keine Verschmutzungsfahne aus der GSM-Deponie auszutreten scheint. Von Lüdeke (1987) wissen wir, daß den tiefen Poldern der GSM-Deponie aus Klüften erhebliche Mengen Grundwasser zufließen. Es ist wahrscheinlich, daß zumindest ein Teil der Schadstoff-Fahne durch das Pumpen zurückgehalten wird. Nähere Angaben wurden in keiner der zugänglichen Arbeiten gefunden. Es stand keines der angefertigten Gutachten für diesen Bericht zur Verfügung.

Im Vergleich zu den entsprechenden Qualitätskriterien der USEPA (Kingsbury und Ray, 1986) wird den Sickerwässern nach Dörhöfer und Fritz (1988, S.1274) ein sehr hohes Risikopotential zugeschrieben. "Die Sickerwässer werden als hochtoxisch eingestuft. Zur Beurteilung der Frage, ob und wenn ja, wo und wann Gefahrensituationen über den Grundwasserpfad auftreten können, ist eine möglichst differenzierte Kenntnis der hydraulischen Verhältnisse erforderlich" (Dörhöfer und Fritz, 1988, S.1274).

Die Durchlässigkeiten im Gelände wurden durch eine große Anzahl von Pump- und Slugtests sowie einzelnen Packertests mit $5 \cdot 10^{-6} \text{ m/s}$ als dominantem Wert bestimmt. Das Gebirge wird als quasi-homogen betrachtet. Die effektive Porosität wurde mit 1–2% bestimmt.

"Die hydraulischen Gradienten wurden lange durch Wasserhaltung an jeweils offenen Poldern beeinflußt; danach hat sich weitgehend ein "Ruhegefälle" von etwa 1:150 wiedereingestellt. Gestützt durch Tracertests wird eine Abstandsgeschwindigkeit von etwa 40 m/a als repräsentativ angenommen. Diese kann natürlich auf einzelnen höher durchlässigen Elementen modifiziert werden. Unter diesen Abstromverhältnissen werden dem Vorfluter je nach Wasserführung $5000 \text{ m}^3/\text{a}$ Grundwasser im Verhältnis 1:300 bis 1:700 beigemischt" (Dörhöfer und Fritz, 1988, S.1275).

Wiederum suggeriert der Gebrauch des Ruhegefälles von 1:150 die Vorstellung von horizontalem Fließen bei einem Grundwasserspiegelgefälle von 1:150. Ähnliche Assoziationen könnten die folgenden Aussagen von Dörhöfer und Fritz (1988, S.1275) wecken:

"Eine massive Kontamination des Grundwassers hat bisher nur die unmittelbaren Randbereiche unterstrom der Deponie erfaßt. Innerhalb dieser schmalen Randzone sind extrem steile Konzentrationsgradienten von der Deponie nach außen zu beobachten, die bewirken, daß bereits in einer Entfernung von etwa 20m vom Deponierand die Konzentrationen der meisten organischen Schadstoffe nur noch knapp oberhalb der Nachweisgrenzen angetroffen werden. Die

Grundwasserüberwachung in diesem Bereich wird durch eine große Anzahl von Brunnen ermöglicht, von denen viele mit Multi-Level-Filtern versehen sind. Diese Brunnen sind verschiedenen Überwachungszonen zugeordnet, für die unterschiedlich differenzierte Überwachungspläne aufgestellt wurden." (Dörhöfer und Fritz, 1988, S. 1275).

"Die steilen Konzentrationsgradienten werden darauf zurückgeführt, daß die tonig-schluffigen Gesteine gegenüber den meisten organischen Schadstoffen hohe Retardations- und Minderungseigenschaften aufweisen, die auf eine hohe Wirksamkeit der Matrixdiffusion hinweisen. Diese Schadstoffminderungsmechanismen wurden mit Hilfe eines analytischen Schadstofftransportmodelles simuliert und prognostiziert. Die vorliegenden Befunde stehen im Einklang mit den Ergebnissen der Modellprognosen, lassen aber für einzelne gering retardierte Schadstoffe hoher Eintragskonzentrationen mittel- bis langfristig den Durchbruch zum Vorfluter in geringer Konzentration erwarten. Da viele der in der Deponie vorhandenen Schadstoffe bereits in sehr geringen Konzentrationen Schädwirkungen erzeugen, wird ein eindeutiger Sicherheits-/Sanierungsbedarf gesehen." (Dörhöfer und Fritz, 1988, S. 1275).

Von Juli 1988 bis April 1989 wurden zusätzliche, detaillierte hydrogeologische Untersuchungen im Bereich Münchehagen durchgeführt (Gronemeier et al., 1990). Das Auftreten unterschiedlicher hydrochemischer Wassertypen in verschiedenen Tiefen (Dörhöfer und Kilger, 1983) wurde bestätigt.

Die anstehenden Natriumchlorid-Wässer werden als "salzreiche Formationswässer" betrachtet. Sie haben eine höhere Dichte (Dichte nicht angegeben) als die darüberliegenden Süßwässer. Langguth und Voigt (1980, S.236) definieren Formationswasser als "connate water (Michel 1965, 1968; Mattheß, 1973), das sich auf die Zeit der Sedimentation und der Diagenese zurückführen läßt". Die Ansicht von Gronemeier et al. (1990), daß die Salzwässer bei Münchehagen Formationswässer sind, wird nicht geteilt.. Bei den Salzwässern in Münchehagen handelt es sich nicht um Formationswässer im Sinne von connate water aus der Zeit der Sedimentation oder Diagenese, sondern um meteorische Wässer, die von Niederschlägen herrühren und durch salzhaltige Schichten geflossen sind. Diese Wässer fließen zwar durch die Formationen im Untergrund. Es besteht aber kein Grund, die salzigen Wässer "Formationswässer" zu nennen.

Gronemeier et al. (1990, S.282) weisen darauf hin, daß im Bereich von Münchehagen das Grundwasserfließen von den Rehberger Bergen (NE) zur Weser (SW) gerichtet ist. Das ist die Richtung des zweidimensionalen mathematischen Modells, das in Kapitel 7.3.3 vorgestellt wird.

Gronemeier et al. (1990, S.283) brachten im Rahmen ihrer "grundbaulichen und hydrogeologischen Erkundung" 46 Kernbohrungen (Seilkernbohrungen mit umlaufender Spülung) bis maximal 90 m Tiefe entlang der Trasse für die vorgesehenen Deponie-umschließenden Sicherungselemente nieder. 22 weitere Spülbohrungen wurden zusätzlich im Deponie-Umfeld zur Vorfelderkundung abgeteuft, um durch die Erkundung des

"regionalen Fließgeschehens".. "die hydrogeologischen Randbedingungen für die lokale Grundwasserbewegung und –zusammensetzung im Deponie–Nahbereich definieren zu können." Der Ausbau der Kernbohrungen erfolgte in 5" oder in Multi–Level–Technik; der Ausbau der 22 Spülbohrungen wurde mit 2" Einfach– und Doppelpiezometer vorgenommen. Alles in allem sind etwa 100 Piezometer an der Deponie Münchehagen installiert worden sein (Dörhöfer, 1992: mündliche Mitteilung).

Im Rahmen der Untersuchungen von Gronemeier et al. (1990) sind über 400 Durchlässigkeitsbestimmungen durchgeführt worden, und zwar mit Einzelpackern, Doppelpackern, Slugtests, WD–Tests und Pumpversuchen. Das Schwergewicht wurde auf Packertests gelegt; die Packerinstallation wurde auch zur chemischen Probenahme benutzt.

Die Headbestimmungen mittels Packertests wurden während der Niederbringung des Bohrloches in den gewünschten Tiefen durchgeführt. Dazu wurde "das Bohrloch klargespült" (Gronemeier et al., 1990, S.284), bevor die Testapparatur eingebaut wurde. Gronemeier et al., (1990, S.284) sind der Ansicht, daß

"ein derartiges Vorgehen zur Bestimmung der Potentialverteilung in einem Bohrloch zwingend geboten ist, da ein anhaltender Potentialausgleich über die Wassersäule innerhalb der durch die Bohrung hydraulisch gestörten Gebirges bewirkt, daß sich der piezometrische Druck in dem zu beobachtenden Gebirgsabschnitt später nicht mehr einstellt."

Diese Ansicht wird hier nicht geteilt. Die hydraulischen Beeinflussungen können schon während des Bohrens in den gesamten Bereich neben dem Bohrloch (also auch dort, wo mit den Packern gemessen wird) und in den Bereich vor dem Bohrlochboden eingeführt werden. Es wäre günstiger, eine Piezometergruppe mit Einzelpiezometern in den Tiefen zu installieren, die mit einer ersten tiefen Bohrung festgelegt werden. Die installierten Einzelpiezometer müssen dann so entwickelt werden, daß sie hydraulisch gut mit dem Gebirge verbunden sind.

Bezüglich der Bestimmung der Durchlässigkeiten mit Packertests ist es so, daß durch das Bohren die Bohrlochwand in jedem Falle verschmiert. Da die Meßstelle nicht hydraulisch entwickelt wurde (nur klar gespült), sind die so gemessenen Durchlässigkeiten tendenziell kleiner als die wirklichen.

Was die chemische Probenahme angeht, so wäre es vielleicht vorteilhaft gewesen, dem "klaren" Spülungswasser eine Markierung beizugeben, um feststellen zu können, wieviel Spülwasser sich in einer chemischen Probe befindet. Die chemische Probenahme erfolgte mit Doppelpackern, nachdem das gesamte Bohrloch fertiggestellt war.

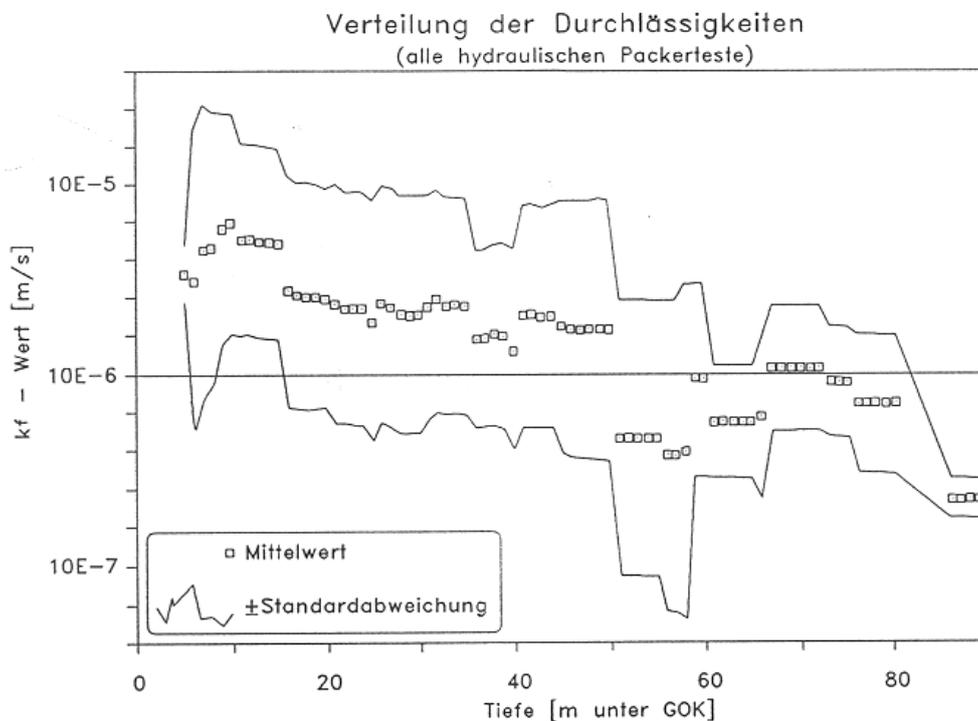


Abb. 68 Mittlere Durchlässigkeiten in Abhängigkeit von der Tiefe (Gronemeier et al., 1990, Abb. 5).

Hier soll nicht den Eindruck erwecken werden, daß die gewählten Methoden grundsätzlich abzulehnen wären. In Münchehagen gab es jedoch keinen hydraulischen Zwang für diese Methoden wie Gronemeier et al. (1990) glauben. Es ist wahrscheinlich, daß eine langfristige Installation von Einzelpiezometern preisgünstiger gewesen wäre.

Von großem Interesse ist, daß bei den Bohrungen Spülungsverluste auftraten (Gronemeier et al., 1990, S.284). Das erwartet man gemeinhin nicht in Tonschichten, obwohl ähnliche Erfahrungen schon an der Deponie Bielefeld-Brake gemacht wurden. Die Spülungsverluste sind von großer Wichtigkeit für die Bestimmung der großmaßstäblichen Gesteinsdurchlässigkeit. Die entsprechenden Klüfte werden die "Autobahnen" für den Transport von Kontaminationen sein. Die höchsten in Münchehagen bestimmten Durchlässigkeiten werden von Gronemeier et al. (1990, S.287,288 und Abb. 5) nicht angegeben.

Unsere Abbildung 68 (Gronemeier et al., 1990, Abb. 5) stellt die mittleren Durchlässigkeiten für alle Packertests dar. Zusätzlich wird die Standardabweichung vom Mittelwert

angezeigt. In dem angezeigten Intervall (vertikale Achse) befinden sich (bei einer Gauß'schen Verteilung) etwa 68% der jeweiligen Messungen. Gronemeier et al. (1990) berichten 82 Meßintervalle über etwa 82 m Tiefe. Demnach kommen im Durchschnitt etwa 4.6 Messungen auf ein Intervall. Fünf Messungen sind nicht genug, um statistisch signifikante Vorhersagen über die Verteilung der Durchlässigkeiten in diesen Intervallen durchzuführen. Es wäre wahrscheinlich instruktiver, einen Mittelwert und dann den Gesamtbereich aller Messungen im Intervall anzuzeigen. In der gewählten Darstellungsweise fallen 32% aller Messungen (etwa 130 Messungen) außerhalb der angezeigten Bandbreite.

Gronemeier et al. (1990, S.288) kommen zu dem Schluß, "daß mit relevanten Grundwasserbewegungen bis weit unter 50 m unter Gelände gerechnet werden muß". Die gleichen Autoren zeigen (1990, Abb. 6) in einem Schlumberger Fluid-Log den Zutritt von kontaminiertem Wasser aus einer Kluft in 25 m Tiefe in ein Bohrloch (pH-Wert 5.7, erhöhte Leitfähigkeit). Die Abbildung 69 (Gronemeier et al., 1990, Abb.7) bestätigt, daß die Deponie Münchehagen in einem lokalen Recharge-Gebiet liegt, mit nach unten gerichtetem Fließen.

Gleichzeitig fließt von unten salzhaltiges Wasser aufwärts. Beide Fließsysteme treffen sich in etwa 50 m Tiefe in der etwas höher durchlässigen Zone ($K = 1.3 \cdot 10^{-6}$ m/s). In dieser Zone fließen die beiden Grundwässer lateral in Richtung zur Ils ab. Diese neue Interpretation ist von Wichtigkeit, da sie darauf hindeutet, daß die Verschmutzungsfahne von der Deponie wahrscheinlich nach unten zieht und sich dann im Bogen wieder aufwärts in Richtung Vorfluter Ils bewegt.

Aus den vorhandenen Veröffentlichungen wird nicht klar, ob an der Deponie Münchehagen genügend geeignete Piezometergruppen mit Filtern in verschiedenen Tiefen eingebaut worden sind. In Multilevelpiezometern besteht die Gefahr hydraulischer Kurzschlüsse. Schwer zu verstehen sind die Aussagen von Gronemeier et al. (1990, S.292), daß für deren Untersuchungen "das Erfassen einer 'Schadstoff-Fahne' nicht Gegenstand des ausschließlich auf die Planung und Realisierung technischer Maßnahmen ausgerichteten Untersuchungsprogrammes gewesen ist".

Gronemeier et al. (1990, S.292, 293; Kursivdruck eingefügt) kommen zu folgenden Schlüssen:

—"Das Vorkommen von Benzol in verhältnismäßig hohen Konzentrationen und Weiterverbreitung im Gestein läßt sich mit den *derzeitigen lückenhaften Erkenntnissen über die Ausdehnung einer Schadstoff-Fahne nicht erklären.*

—Aromatische Kohlenwasserstoffe fanden sich in signifikanten Konzentrationen auch außerhalb der Verbreitung von chlorierten Kohlenwasserstoffen und *in Bereichen, für die ein Schadstoffaustrag aus der Deponie mit dem Grundwasser nicht mehr plausibel ist.*

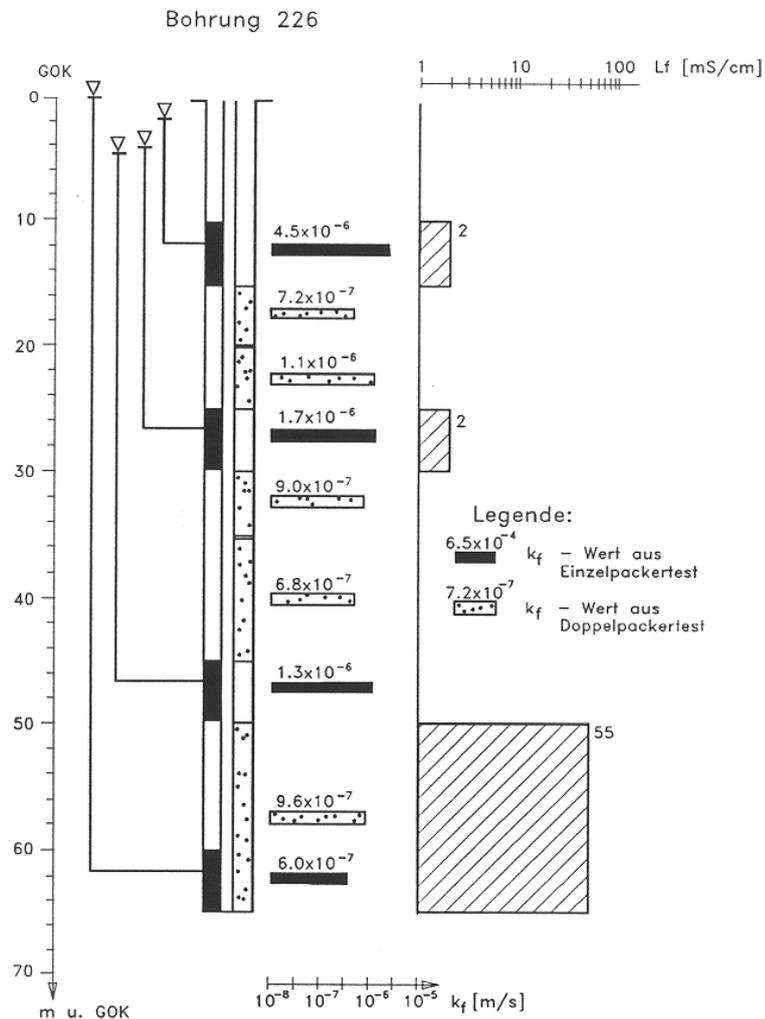


Abb. 69 Typische vertikale Verteilung von Heads und elektrischen Leitfähigkeiten an der Deponie Münchehagen, Bohrung 226 (Gronemeier et al., 1990, Abb.7).

—Die z.T. beobachtete 100-fach stärkere Anreicherung der AKW gegenüber dem CKW an der Gesteinsmatrix ist aufgrund der annähernd vergleichbaren Wasser-Feststoff-Verteilungs-Koeffizienten dieser Stoffe plausibel".

"Möglicherweise ist ein Teil der nachgewiesenen aromatischen Kohlenwasserstoffverbindungen in der Umgebung der Deponie Münchehagen somit geogenen Ursprungs. Die deponiebürtigen und geogenen Anteile der AKW sind derzeit nicht abschätzbar. *Unter Berücksichtigung aller Fakten ist der Schadstoffaustrag aus der Deponie über den Grundwasserpfad z.Zt. nicht näher qualifizierbar.*

Dies war allerdings auch nicht Ziel des Erkundungsprogrammes" (Gronemeier et al., 1990, S.293; Kursivdruck eingefügt).

Zusammenfassend scheint es der Fall zu sein, daß die Grundwasserdynamik an der Deponie Münchehagen noch nicht ausreichend untersucht ist. Die Größe der angetroffenen maximalen Durchlässigkeiten läßt sich nicht voll aus dem veröffentlichten Material beurteilen. Insgesamt entsteht der Eindruck, daß die räumliche Verteilung der Piezometer nicht für hydraulische Zwecke optimiert wurde; in diesem Falle wären die Piezometer auch für hydrochemische Zwecke nicht optimal.

Aus den öffentlichen Daten ist nicht viel über die Art der Installationen ersichtlich, und ob die installierten Piezometer eventuell hydraulische Kurzschlüsse geschaffen haben. Die bisherigen Installationen hatten nicht das Ziel, die Schadstoff-Fahne zu lokalisieren und den Schadstoffaustrag zu quantifizieren (Gronemeier et al., 1990).

7.3.3 Geologie, Topographie und Grundwasserfließsysteme

Die Sonderabfalldeponie Münchehagen ist eine der am intensivsten untersuchten Deponien in Deutschland. Im vorherigen Kapitel wurde trotzdem an Hand der veröffentlichten Daten festgestellt, daß der Umfang und die Migrationsrichtungen der Schadstoff-Fahne und die Menge des ausgetragenen Schadstoffes nicht im nötigen Detail bekannt sind (Gronemeier et al., 1990). Obwohl seit 1984 offensichtlich ist, daß es sich in Münchehagen um ein lokales Recharge-Gebiet handelt (siehe Abbildung 64), scheinen im Bereich der Deponie und im Umfeld nicht genügend geeignete Piezometergruppen installiert und beobachtet worden zu sein, um das Fließverhalten des lokalen und regionalen Fließsystems in den Grundzügen und im Detail beurteilen zu können.

Mittels der neuen numerischen Modellberechnungen werden Wege zur Lösung der offenen Fragen aufgewiesen. Man geht dabei in ähnlicher Weise vor wie in den vorherigen Beispielen Dorsten, Senne und Bielefeld-Brake:

1. Erstellung eines digitalen Geländemodells, um die Form der Grenzbedingung Grundwasseroberfläche beurteilen zu können (Abb. 62 und 63).
2. Auswahl einer geeigneten Profillinie entlang der allgemeinen Fließrichtung des Grundwassers, um das Grundwasserfließen in einem geologischen Profil zu berechnen (Abb. 62 und 63).
3. Erstellung des Geologischen Schnittes entlang der ausgewählten Profillinie (Abb. 70, oberes Profil und Tabelle 13).
4. Zuordnung der Durchlässigkeiten (Abb. 70, unteres Profil) und Anpassung der Durchlässigkeitsblöcke des numerischen Modells FLONET an die Geologie.

5. Erstellung des Netzes mit Finiten Elemente (Abb. 71). Für dieses Netz müssen die topographischen Angaben möglichst genau und detailliert direkt von der Karte übertragen werden. Ein Schnitt durch das DEM sollte nicht als Grundwasseroberfläche angenommen werden.
6. Berechnung der Potentialverteilung, der Äquipotential- und der Fließlinien (Abb. 72).
7. Zusammenfügen von Geologie, Äquipotential- und Fließlinien in Profilzeichnungen mittels AUTOCAD (Abb. 73).

Der geologische Schnitt von den Rehburger Bergen (Abb. 70) zur SAD Münchehagen ist nach den geologischen Karten 1:25 000 von 3521 Rehburg (Jordan 1979) und 3520 Loccum (Rohde, 1992) konstruiert. Der NE-Teil des Profils entspricht ziemlich genau dem geologischen Schnitt C-D-E der Karte 3521 Rehburg. Für den SW-Teil des Profils wurden das tektonische Konzept und die Schichtdicken von Rohde (1992) aus der Karte Loccum übernommen. Die Ansichten von Rohde (1992) unterscheiden sich im Bereich Münchehagen deutlich von denen von Dörhöfer und Fritz (1991, Abb. 12). Die Ansichten von Dörhöfer und Fritz basieren nur auf seismischen Messungen (Dörhöfer und Fritz (1991, Abb. 11 a,b); sie fügen sich nicht in den tektonischen und sedimentären Rahmen, der durch die geologischen Karten 3521 Rehburg und 3520 Loccum gegeben wird.

Tabelle 13 enthält eine kurze Beschreibung der geologischen Schichten des Profils und die abgeschätzten Durchlässigkeiten. Die Zuordnung der Permeabilitätsblöcke innerhalb

Tab. 13 pH-Werte des Grundwassers im Bereich der Schlammdeponie Brake

	11.1. 1984	27.1. 1984	23.3. 1984	19- 24.4. 1984	3.7. 1984	28.11. 1984	26.3. 1987
In der Deponie							
Brunnen 1	10.0	—	—	10.1	10.4	—	—
Brunnen 2	9.8	—	—	12.4	12.0	—	—
Brunnen 3	12.2	—	—	12.6	12.4	—	—
Außerhalb der Deponie							
Plöger Tiefbrunnen	—	12.4	11.4	11.9	11.7	—	—
Plöger Schachtbrunnen (Haas, 1985, Anl. 12.1)	—	11.5	11.4	10.4	8.9	—	—
Natosiedlung							
(Haas, 1985, Anl. 9.2, Nr.49)							
Tiefbrunnen (51.5 m)	—	—	—	—	—	7.6	—
Brunnen Diekwisch (65 m) (Haas, 1985, Anl. 9.2, Nr.50) (Wasserschutzamt, 26.3.1987)	—	—	—	7.3	—	—	6.6

Münchehagen: Anordnung der Finiten Elemente

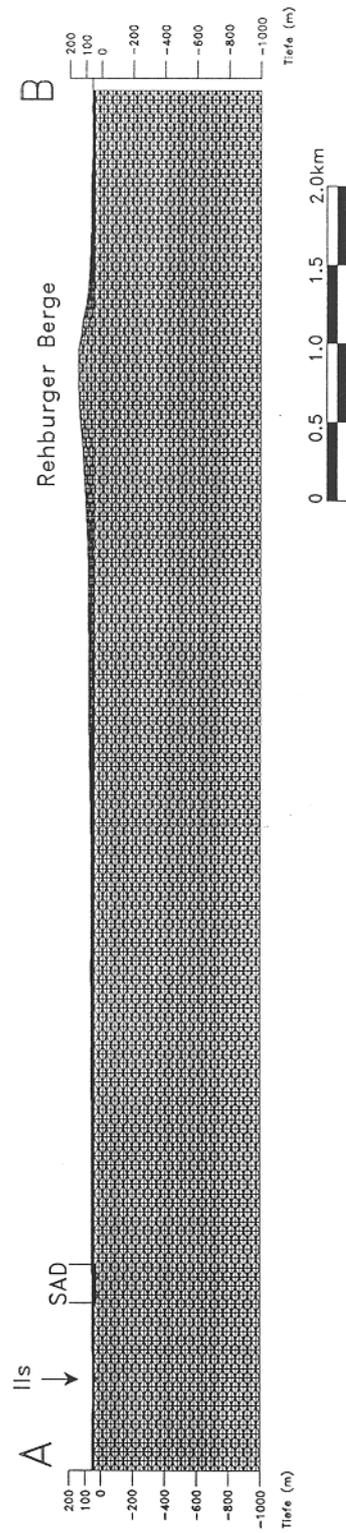
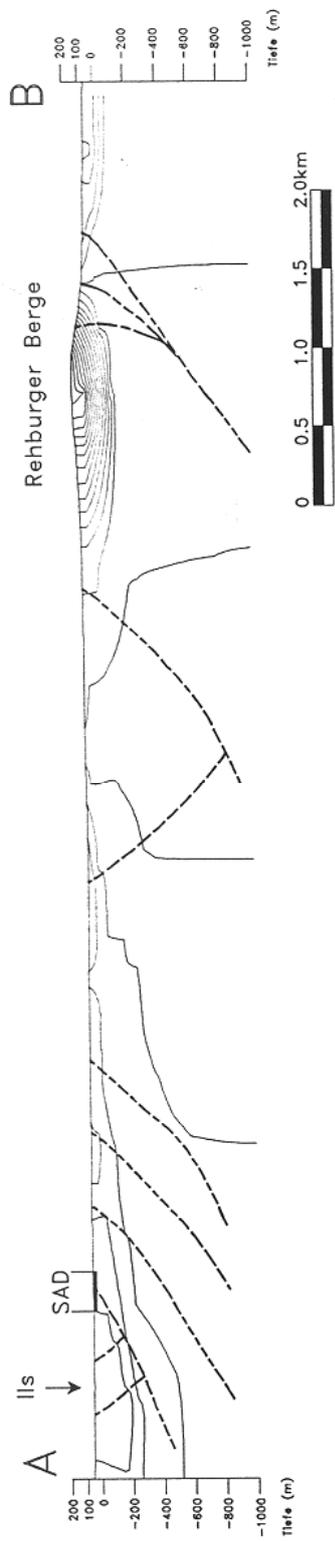


Abb. 71 Anordnung der Finiten Elemente für das numerische Modell Münchehagen.

Münchehagen: Profil mit Äquipotentialien



Münchehagen: Profil mit Fließlinien

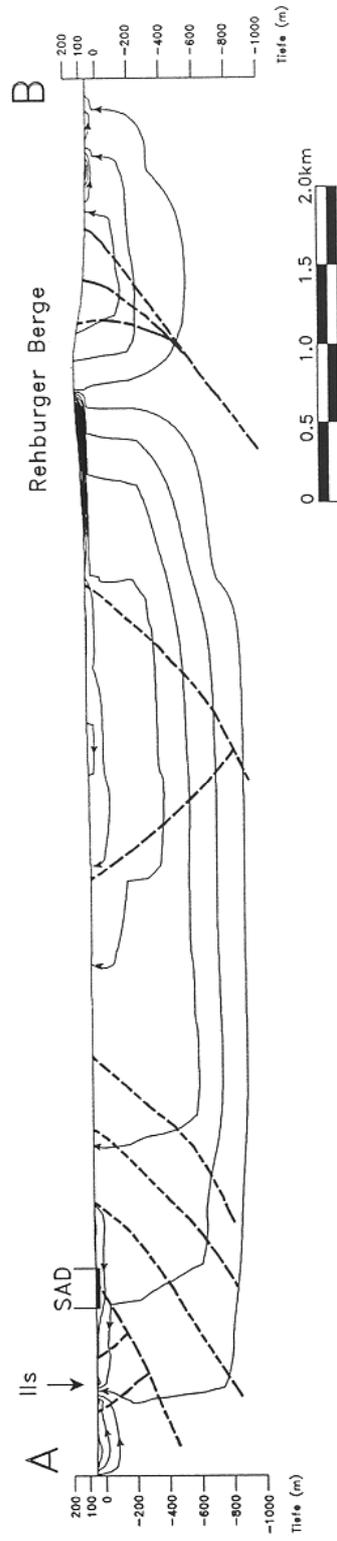
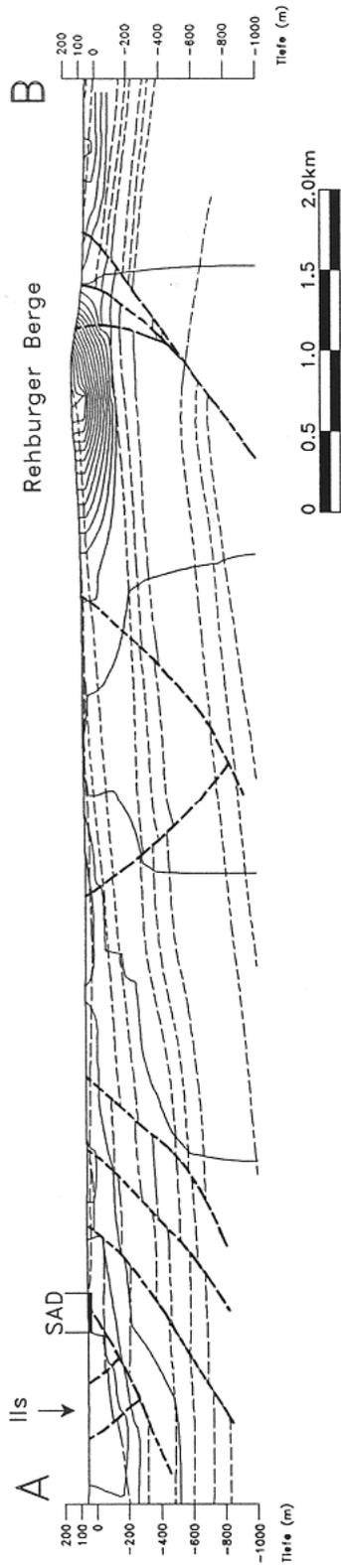


Abb. 72 Rechenmodell Münchehagen: Äquipotentiallinien und Fließlinien im geologischen Profil A-B.

Münchehagen: Profil mit Äquipotentialien



Münchehagen: Profil mit Fließlinien

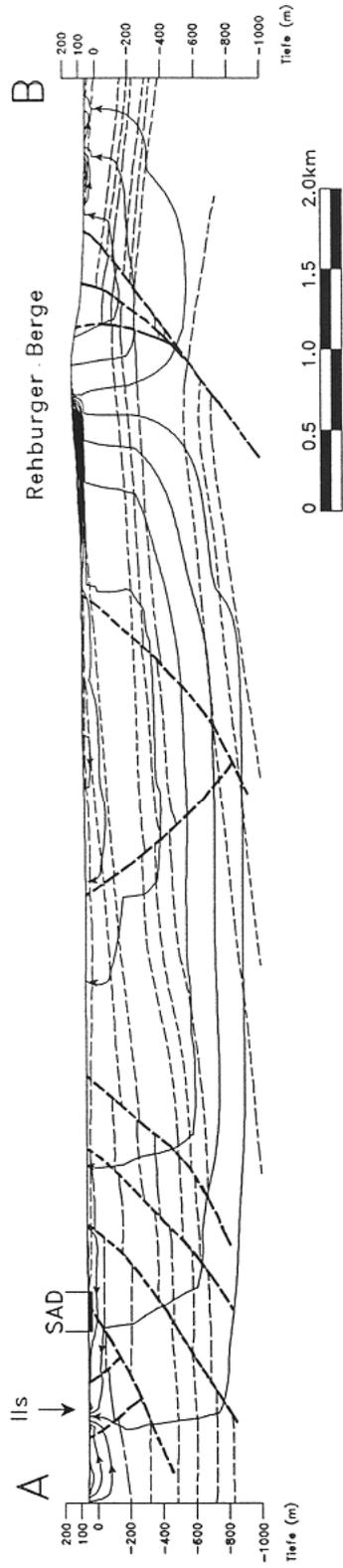


Abb. 73 Vergleich der Äquipotentiallinien und Fließlinien mit dem geologischen Profil.

Tabelle 14. Geologie und angenommene Durchlässigkeit der Gesteine im Bereich Münchehagen (Seite 1 von 2)

Formation	Blatt	Lithologie	Dicke [m]	Permeabilität [m/s]	Permeabilität [relativ]
Quartär	q	Sand, Kies, Schluff, Torf			
Unterkreide	Valangin Unter-Valangin	Rehburg: krV	80 – 140	1.00x10 ⁻⁶ 1.00x10 ⁻⁷	200
		Loccum: krVU			
		Minden: kv SAD:			
Bückerberg-Formation [Wealden]	Wd 6 Wd 5 Wd 4 Wd 3 Wd 3/s Wd 2 Wd 1 Loccum: Wd 6 Wd 5 Wd 4 Wd 3 Wd 2 Wd 1 Minden: beB	Tonstein, Toneisensteingeoden			
		Schluff-Tonstein, Toneisenstein-Geoden			
		Mergeltonstein, Toneisenstein-Geoden			
		Dörrhöfer und Kilger, 1984:			
		0 – 30 m Tiefe			
		> 30 m Tiefe			
		Gronemeier et al., 1990:			
		5 – 15 m Tiefe	10	2.00x10 ⁻⁶	200
		15 – 50 m Tiefe	35	1.00x10 ⁻⁶	100
		darunterliegenden krV-Schichten		5.00x10 ⁻⁷	50
		Blättertonstein, Kalksteinlagen	20 – 50	1.00x10 ⁻⁸	1
		Blättertonstein, Kalksteinlagen	20 – 50	1.00x10 ⁻⁸	1
		Blättertonstein, Sandstein,			
		Muschel-Kalkstein	50 – 100	1.00x10 ⁻⁶	100
		Blättertonstein, Sandstein, Kohle			
Hauptsandstein	5 – 15	1.00x10 ⁻⁶	100		
Blättertonstein	40 – 80	1.00x10 ⁻⁸	1		
Blättertonstein	20 – 40	1.00x10 ⁻⁸	1		
Schluff-Tonstein, selt. Kalkstein-L.		5.00x10 ⁻⁸	1		
Schluff-Tonstein, selt. Kalkstein-L.		5.00x10 ⁻⁸	1		
Schluff-Tonstein, selt. Sandstein,					
Dolomitstein, auß.seit. Steinkohle		1.00x10 ⁻⁷	10		
Schluff-Tonstein, selt. Sandstein					
Dolomitstein, auß.seit. Steinkohle		1.00x10 ⁻⁷	10		
Schluff-Tonstein, selten Tonmergelstein,					
Kalkstein		5.00x10 ⁻⁸	5		
Schluff-Tonstein, selten Tonmergelstein,					
Kalkstein		5.00x10 ⁻⁸	5		
Ton- und Schluffstein, Sandstein, mit Steinkohlenflözen					

Fortsetzung nächste Seite

Tabelle 14. Geologie und angenommene Durchlässigkeit der Gesteine im Bereich Münchehagen (Seite 2 von 2)

Formation	Blatt	Lithologie	Dicke [m]	Permeabilität [m/s]	Permeabilität [relativ]	
Oberer Jura	Serpulit	Tonmergelstein, wenig Kalkstein nicht untergliedert	50 – 100	1.00×10^{-7}	10	
	Serpulit + Mündener M.	Rehburg: jo S				
		Loccum: —				
	Mündener Mergel	Minden: ji-be	Mergeltonstein, Tonstein, mit Gips + Steinsalz (oberflächennah ausgelagert)			
		Rehburg: jo M	Mergeltonstein, (Schill-)Kalkstein, Dolomit, Anhydrit (Gipstein)	100 – 900	1.00×10^{-6}	100
		Loccum: —	nicht untergliedert			
	Evaporite im Mündener Mergel	Rehburg: jo M/ev	Steinsalz-Anhydrit-Kalkstein-Tonstein-Wechselfolge	bis 500	1.00×10^{-5}	100
Heersumer Schichten bis Eimbeckhäuser Plattenkalk	Rehburg: jo H-E	Kalk-, Mergel-, Anhydritstein	100 – 300	1.00×10^{-6}	100	
Mittlerer Jura	ungegliedert	Tonstein, Sandstein (Combrash)	300 – 500	1.00×10^{-7}	10	
	Rehburg: jm	Tonstein, Schluffstein, selten (Kalk-)sandstein				
	Loccum: jm					
Unterer Jura	ungegliedert	Minden: jm				
		Rehburg: ju				
		Loccum: ju				
	Minden: ju	Tonstein, Toneisensteingeoden Tonstein, oben bituminös, unten Kalksandsteinbänke Ton- und Mergelstein, bituminös Bänke von Kalk- und Sandstein	400	1.00×10^{-7}	10	

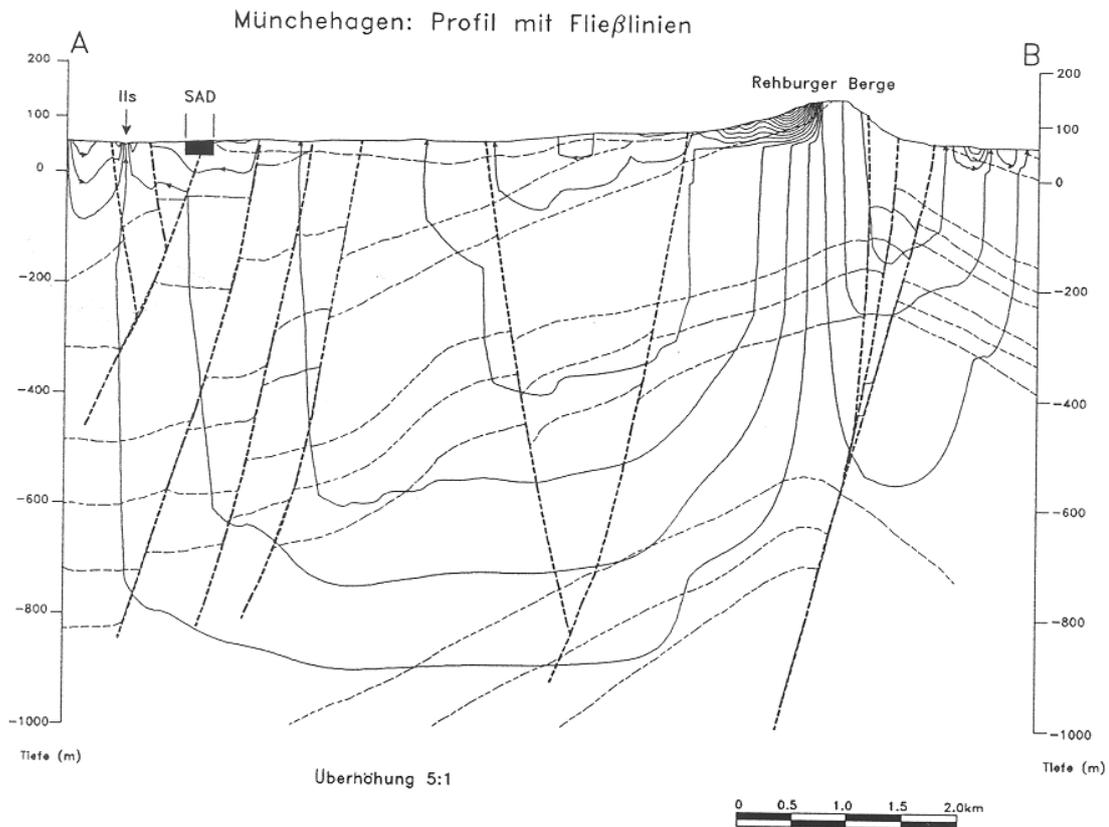


Abb. 74 Überhöhtes geologisches Profil mit Fließlinien. Überhöhung 5:1.

des Modells wird in Abbildung 70 (unteres Profil) gezeigt, die Anordnung der Finiten Elemente in Abbildung 71.

Die Abbildung 72 zeigt in nicht-überhöhten Schnitten die Ergebnisse der Berechnungen. Das obere Profil mit Äquipotentiallinien dokumentiert den starken Einfluß des regionalen Recharge-Gebietes Rehburger Berge. Im unteren Profil werden die Fließlinien dargestellt. Regionale Grundwasserfließlinien erstrecken sich von den Rehburger Bergen bis zur Ils.

Die Fließlinien (stream functions) wurden im gleichen Abstand gewählt; jede der Fließlinien repräsentiert deswegen prozentual die gleiche Menge Grundwasserfließen. Die Fließlinien zeigen deutlich das lokale Grundwasserfließsystem, in dem Münchenhagen liegt. Die tiefliegenden Fließlinien verlaufen durch den Mündener Mergel (vergl. Abb. 70 und 73), in dem das Grundwasser NaCl aufnimmt. Eine der Fließlinien des Salzwassers steigt von unten unter das Deponiegelände auf und biegt dann in eine laterale Richtung zur Ils ein. Das ist genau der Tatbestand, der durch die Head-Messungen von

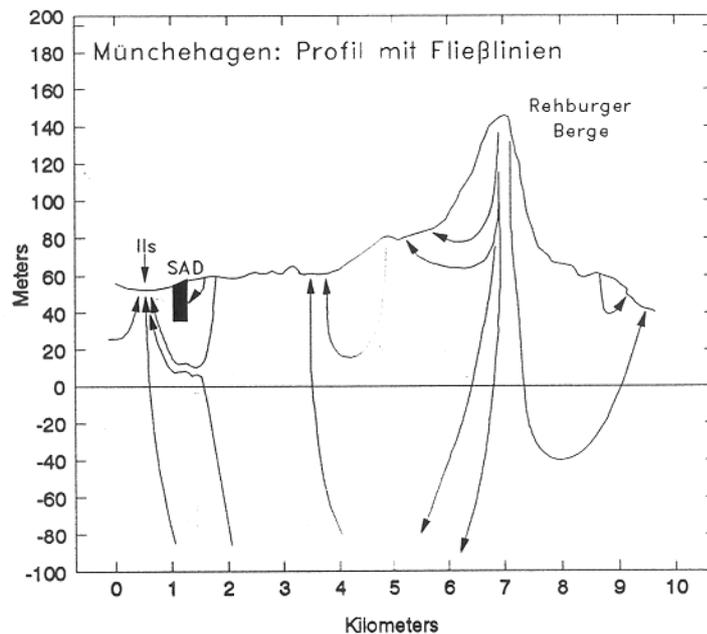
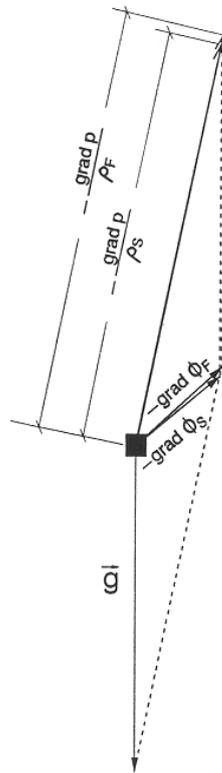


Abb. 75 Stark überhöhtes topographisches Profil A–B mit schematischen Fließlinien und dem lokalen Grundwasserfließsystem an der SAD Münchehagen. Überhöhung 30:1.

Gronemeier et al. (1990) im Gelände bestimmt wurde. Das Ergebnis der numerischen Berechnungen durch FLONET stimmt gut mit den im Gelände von Münchehagen bestimmten hydrodynamischen und hydrochemischen Daten überein. Gronemeier et al. (1990, S.287) berichten auch über das Auftreten artesischer Bohrungen im Tal der IIs (lokales und regionales Discharge-Gebiet). Es ist nun klar geworden, was Lüdeke's (1987) "coning effect" unter der IIs darstellt (Abb. 67). Der "coning effect" manifestiert das aufwärtsgerichtete Fließen von Salzwasser in dem regionalen Discharge-Gebiet im Tal der IIs. Der lokale Discharge ist nicht salzig.

Nach Angaben von Hem (1970, S.96), Rand et al. (1976, S.105,173 und Luszczynski (1961, S.4251) wurde aus der elektrischen Leitfähigkeit von 55 mS/cm (Abb.69) die Dichte des aufsteigenden Salzwassers mit 1.025 g/cm^3 abgeschätzt. Das Aufsteigen dieses "schweren" Grundwassers scheint "gesichertes" Wissen zu verletzen. Sollte das schwere Grundwasser nicht absinken, wie es dem Archimedischen Prinzip zu entsprechen scheint? Offensichtlich ist im Gelände festgestellt worden, daß es aufsteigt, sowohl an der IIs als auch im Bereich der Deponie Münchehagen. Die Erklärung dieses Phänomens liegt in dem Wesen der Potentialtheorie begründet. Auch im Salzwasser gibt es die Einheitsmasse, genau wie im Süßwasser. Das Volumen einer Einheitsmasse Salzwasser der Dichte 1.025 g/cm^3 ist etwa 2.43 % kleiner als das des Grundwassers mit der Dichte 1.0 g/cm^3 .



F = Frischwasser

S = Salzwasser

Abb. 76 Bestimmung der angreifenden Kräfte und der Fließrichtungen von Frischwasser ($\rho = 1 \text{ g/cm}^3$) und Salzwasser ($\rho = 1.025 \text{ g/cm}^3$) in dem Discharge-Gebiet eines hydraulischen Potentialfeldes (vergleiche Abb. 9). Die graphische Bestimmung erfolgte nach Hubbert (1953, Abb. 16).

Innerhalb des Kräfte-diagramms der Abbildung 76 (vergleiche rechtes Parallelogramm der Kräfte in Abb. 9) verursacht eine Verkürzung der Druckpotentialkraft um 2.5% kaum einen Unterschied in der nach oben gerichteten resultierenden Fließrichtung. Deswegen fließt das Salzwasser in dem hydrodynamischen Kraftfeld nach oben.

In der Abbildung 74 ist das Fließlinienprofil der Abbildung 73 in einer Überhöhung von 5:1 dargestellt. Dadurch wird das Fließbild im Bereich der SAD Münchehagen und der IIs deutlicher. Die schematisierte Abbildung 75 (Überhöhung 30:1) zeigt im Vergleich mit Abbildung 18, wie stark in Münchehagen das Fließverhalten an der Grenze zwischen dem lokalen und regionalen Fließsystem den Ergebnissen der theoretischen Untersuchungen von Tóth (1962) ähnlich ist.

Da die Deponie Münchehagen in einem lokalen Fließsystem liegt, verhindern hydrodynamische Bedingungen, nämlich das Aufwärtsfließen des Salzwassers in dem regionalen Fließsystem, eine großräumige Ausbreitung der Schadstoff-Fahne, wie es an der Deponie Bielefeld–Brake geschieht. An der SAD Münchehagen kann die Ausbreitung von Schadstoff-Fahnen wahrscheinlich effektiv mit hydraulischen Methoden kontrolliert werden, während das an der Deponie Bielefeld–Brake wesentlich schwieriger wäre.

Wie schon alle vorherigen Berechnungen, so hat auch die Modellberechnung Münchehagen überraschende Ähnlichkeiten zwischen dem Ergebnis der Berechnungen und den Geländedaten aufgewiesen. Es wird erneut betätigt, daß hydrochemische Untersuchungen, die Erstellung von Sanierungskonzepten und die Planung von Deponien nur nach detailliertem Verständnis der örtlichen Grundwasserdynamik zum Erfolg führen können.

8. Hydrodynamische Methoden und Kriterien bei der Untersuchung von Schadensfällen und der Auswahl von Deponie-Standorten

8.1 Einleitung

In den vorherigen Kapiteln sind die in diesem Kapitel angesprochenen Fragenkomplexe an mehreren Stellen im Zusammenhang mit den Geländeauswertungen Dorsten (Kap. 5.6), Senne (Kap.5.7), Bielefeld–Brake (Kap.7.2) und Münchehagen (Kap. 7.3), sowie im Vergleich zwischen den Ergebnissen des Sandmodells und dessen numerische Berechnung (Kap. 6) schon behandelt worden. Viele der dort angesprochenen Gegebenheiten werden am besten im Zusammenhang mit der Anwendung in Beispielen dargestellt und dort nachgelesen. Dieses Kapitel beschränkt sich deswegen weitgehend auf eine übersichtsmäßige Darstellung.

8.2 Geländeuntersuchungen

8.2.1 Übersicht

Geländeuntersuchungen sind der wichtigste Teil aller hydrodynamischen Beurteilungen. Sie werden in drei Phasen durchgeführt:

1. Auswertung aller vorhandenen lokalen und regionalen, geologischen und hydrodynamischen Daten im Hinblick auf die Ausbildung der Grundwasserfließsysteme.
2. Darstellung der regionalen Zusammenhänge in Digitalen Geländemodellen, tiefen geologischen Schnitten, sowie der Berechnung der Grundwasserfließsysteme innerhalb des geologischen Profils.
3. Installation von geeigneten Piezometergruppen im Folge der Ergebnisse der vorherigen hydrodynamischen Untersuchungen und der bei dem Einbau vorheriger Piezometer gewonnenen Erkenntnisse.

Die Schritte 1 und 2 sind detailliert in den vorherigen Kapiteln an Beispielen erklärt und dokumentiert worden. Die folgenden Ausführungen wenden sich den Geländeinstallationen zu.

8.2.2 Auswahl und Installation von Piezometern

Der Einbau von Piezometern muß verschiedenen Anforderungen genüge tun. In den meisten Fällen muß er relativ kostengünstig sein, und die gewählten Einbaumethoden müssen verlässliche und reproduzierbare Untersuchungsergebnisse ermöglichen. Ebenfalls soll der Einbau der Piezometer die physikalischen und chemischen Parameter im

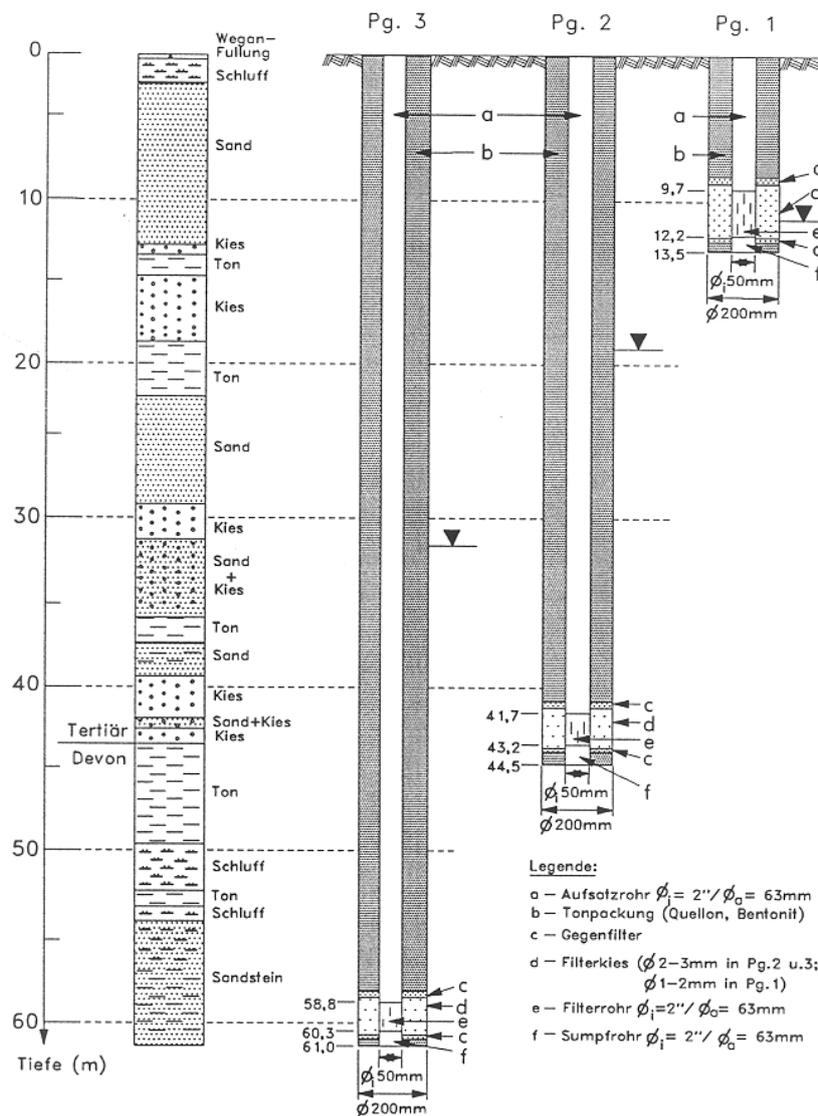


Abb. 77 Ausbau einer Piezometergruppe mit Einzelpiezometer am Rande der Nieder-rheinischen Bucht. Die unterschiedlichen Wasserspiegel in den Bohrungen zeigen nach unten gerichtetes Fließen an. Die Kiesfüllungen sind nur wenig länger als die Filterstrecken, damit repräsentative Slugtests zur Bestimmung der Durchlässigkeiten durchgeführt werden können. Der Hohlraum zwischen den Rohren und der Bohrlochwand ist vollständig mit Bentonit verfüllt.

Untersuchungsgelände nicht auf Dauer stören oder verändern, z.B. indem hydraulische Kurzschlüsse geschaffen werden).

Die gebräuchlichen Einbaumethoden sind in Kapitel 2.3.1 diskutiert worden; verschiedene Piezometertypen sind in der Abbildung 4 dargestellt worden. Von all diesen Piezometertypen erfüllt nur eine die oben aufgelisteten Kriterien: der Einbau von Gruppen aus Einzelpiezometern. Andere Installationsmethoden, wie der Einbau von

Multilevelpiezometern, können unter begrenzten Geländebedingungen und speziellen Fragestellungen gute Ergebnisse liefern. Oft ist aber die Frage, ob hydraulische Kurzschlüsse existieren, nicht klar zu beantworten. Wie stark hydraulische Kurzschlüsse auch im Sand und Kies das Grundwasserfließen verändern können, wurde im Sandmodell an dem Fließverhalten entlang des Piezometers 7 dokumentiert (Kap. 6).

In Kapitel 6.4 wird die Notwendigkeit des Einbaues von Piezometergruppen mit einem Piezometer an der Grundwasseroberfläche demonstriert. In Kapitel 2.3.1 wurden die Vorteile von 2-Zoll Piezometern diskutiert. Abbildung 77 zeigt den Einbau von 2-Zoll Piezometern an einem damals geplanten Deponiestandort. Der Einbau dieser Piezometergruppe von zusammen etwa 115 m kostete damals soviel, wie ein nahegelegener Einbau von zwei 15 m Piezometer mit 5-Zoll Durchmesser. Beim Einbau wurde oberhalb der Filterstrecke der gesamte Hohlraum zwischen Bohrlochwand und Rohr mit Bentonit und Ton abgedichtet. Für die Bestimmung der Durchlässigkeit mittels Slugtests sollte der eingebaute Filterkies deutlich höher durchlässig sein als das zu untersuchende Gebirge. Dabei kann die Durchlässigkeit des Kieseinbaues an Hand der Korngrößenverteilung mittels der Gleichung von Hazen abgeschätzt werden. Der Kieskörper sollte nur wenig mehr als den Filterbereich des Bohrloches füllen, damit Durchlässigkeitsbestimmungen so genau wie möglich durchgeführt werden können. Der Einbau von Gegenfiltern empfiehlt sich.

Alle Piezometer wurden nach Einbau mit einem Kompressor hydraulisch entwickelt (developed), um alle Spülflüssigkeit aus dem Gebirge zu entfernen und um eine gute Verbindung zwischen dem Piezometer, Kies und dem Gebirge herzustellen. Diese Art der Entwicklung von Piezometern wird in Nordamerika unter bestimmten Bedingungen angewendet. Sie kann jedoch Sauerstoff und Kohlenwasserstoffe in die untersuchten Bereiche einbringen. Der Eintrag von Kohlenwasserstoffen kann durch Gebrauch eines öl-freien Kompressors verhindert werden, wie er von Tauchern benutzt wird.

Beim Gebrauch eines Kompressors darf der Druck im Bohrloch nicht zu hoch werden, damit keine hydraulischen Verbindungswege im Bohrloch geschaffen werden. Diese Gefahr besteht vor allem beim Gebrauch von gebogenen Rohraufsätzen, die das geförderte Wasser direkt in einen relativ engen Schlauch oder Rohr einführen.

Einfaches Klarspülen, wie es Gronemeier et al. (1990) in Mönchshagen durchführten, mag nicht ausreichend sein, um eine gute hydraulische Verbindung zu dem Gebirge herzustellen. Klarpumpen mit darauf folgendem 'backflushing' und 'swapping' könnte eine gute Alternative sein.

Nach dem Entwickeln (developing) des Piezometers sollte mittels Slugtests (siehe Kap. 8.14) geprüft werden, ob eine gute hydraulische Verbindung zu dem Gebirge besteht und was die Durchlässigkeit des Gebirges ist.

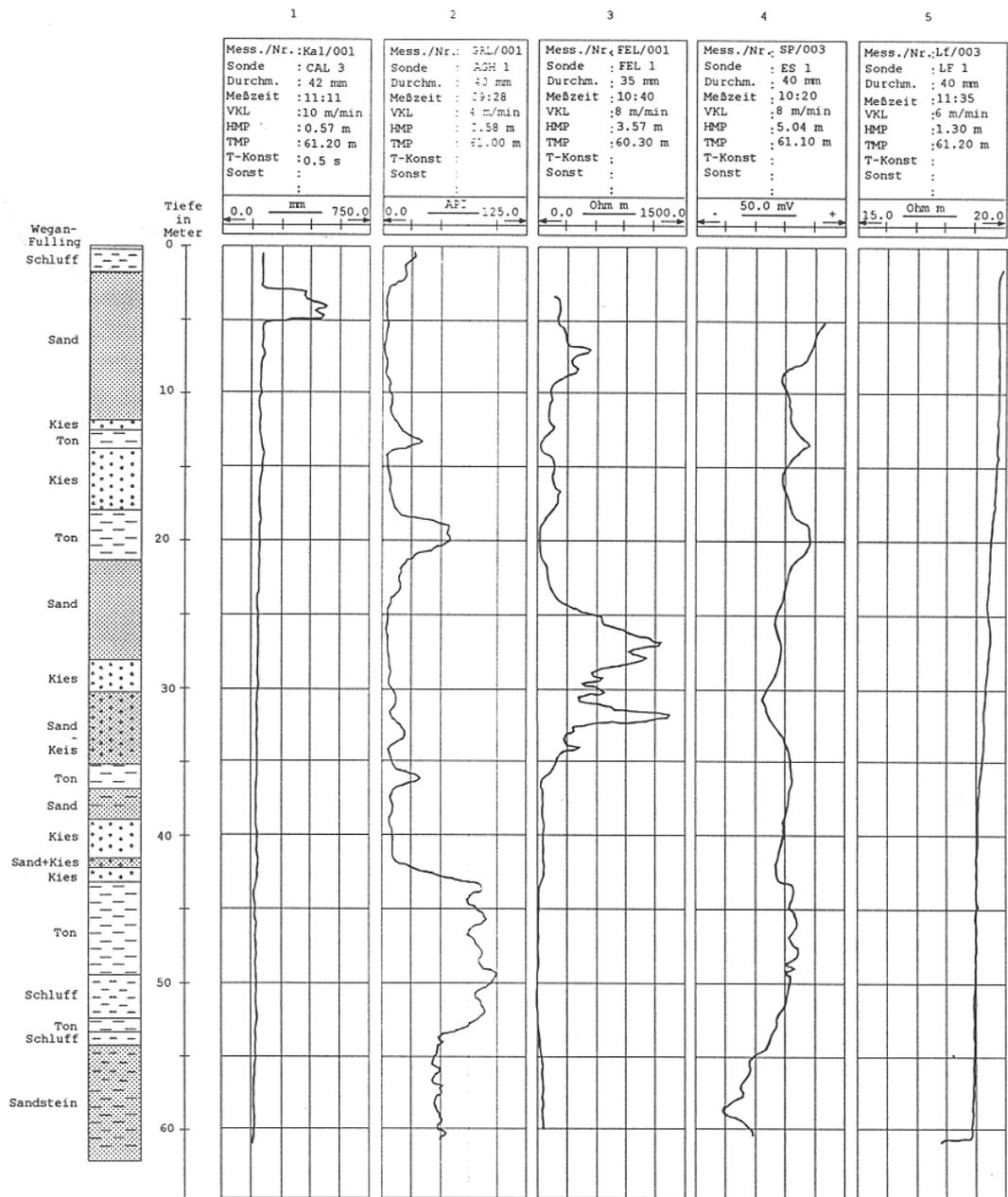


Abb. 78

Geophysikalische Aufnahme des Bohrloches der Abbildung 77. Von links nach rechts: (1) Kaliber; (2) Gamma; (3) Eigenpotential; (4) Spezifischer elektrischer Widerstand; (5) Spezifischer Widerstand der Spülung. Messungen: R.W.Assauer und Partner GmbH

8.2.3 Bohren

Im Prinzip stehen zwei gebräuchliche und kostengerechte Methoden für die Installation von Piezometern zur Verfügung, (1) der Einbau flacher Piezometer mit einer Hohlbohrschnecke und (2) der Einbau tieferer Piezometer im Drehbohrverfahren mit Spülung. Beim Drehbohrverfahren sollte man inverse Spülung (Spülung wird durch das Gestänge hochgefördert) vorziehen, damit ein genaueres geologisches Profil aufgenommen werden kann und das Bohrloch maßhaltiger ist. Abbildung 77 stellt die geologische Aufnahme für eine Piezometergruppe am Rande der Niederrheinischen Bucht dar. Das tiefste Bohrloch sollte immer zuerst gebohrt werden, damit die Lage der Filter und damit die Tiefe der flacheren Bohrlöcher festgelegt werden kann. Bei Spülbohrungen empfiehlt es sich ebenfalls, das tiefste Bohrloch vor Einbau des Piezometers geophysikalisch vermessen zu lassen. In dem Beispiel der erwähnten Piezometergruppe wurden folgende Verfahren angewendet: Kaliper, Gamma, Eigenpotential, spezifischer elektrischer Widerstand und spezifischer Widerstand der Spülung (Abb. 78). Die Kombination geophysikalischer Messungen hilft, die geologischen Grenzen genau festzulegen. In der Abbildung 79 wurde zudem noch die Abweichung des selben Bohrloches durch Horizontal- und Vertikalprojektion bestimmt. Die Gesamtabweichung aus der Lotrechten betrug 1 cm auf 60 m. Das Bohrloch war durch ein Drehbohrgerät mit inverser Spülung niedergebracht worden.

Für spezielle Fragestellungen stehen natürlich noch andere Bohrmethoden zur Verfügung.

8.2.4 Einlochmessungen von Durchlässigkeiten

Nach dem Einbau und der hydraulischen Entwicklung des Piezometers sollte der Piezometer auf seine hydraulische Verbindung zum Gebirge geprüft werden und die Durchlässigkeit des Gebirges abgeschätzt werden. Es stehen verschiedene Einlochmethoden zur Verfügung. Von diesen Methoden hat sich die Anwendung von Slugtests als die kostengünstigste und praktischste erwiesen.

Bei Slugtests wird im jeweils getesteten Piezometer die Durchlässigkeit des anstehenden Gesteins durch eine induzierte Veränderung des Wasserstandes im Piezometer, der auftretenden Angleichungen des Wasserstandes an den ursprünglichen Wasserstand im Piezometer, der Aufzeichnung dieser Ganglinie und einer anschließenden Analyse derselben Ganglinie bestimmt. Die Veränderung des Wasserstandes induziert man am besten mittels des Eintauchens und Herausziehens eines festen Körpers. Die Form der Ganglinien ist ein Maß für die Durchlässigkeit des anstehenden Gebirges: bei hohen Durchlässigkeiten erfolgt die Angleichung schnell, bei niedrigen Durchlässigkeiten langsam. Die benötigten Zeiten reichen von Sekunden bis Tagen. In den meisten Fällen ist es nötig, daß die Wasserstände mittels eines Dataloggers aufgezeichnet werden.

Hvorslev (1951), Cooper et al. (1967) und Ramey et al. (1975) stellten Methoden für verschiedene Situationen zusammen, um aus den gemessenen Kurven im semiloga

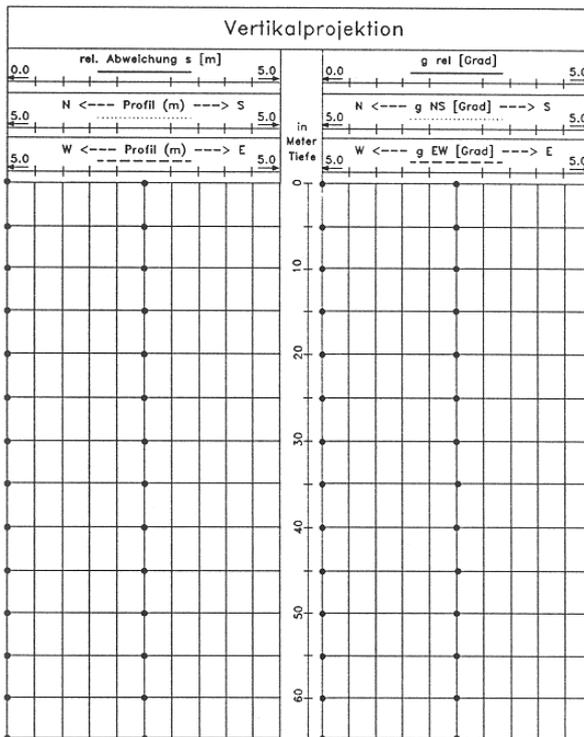
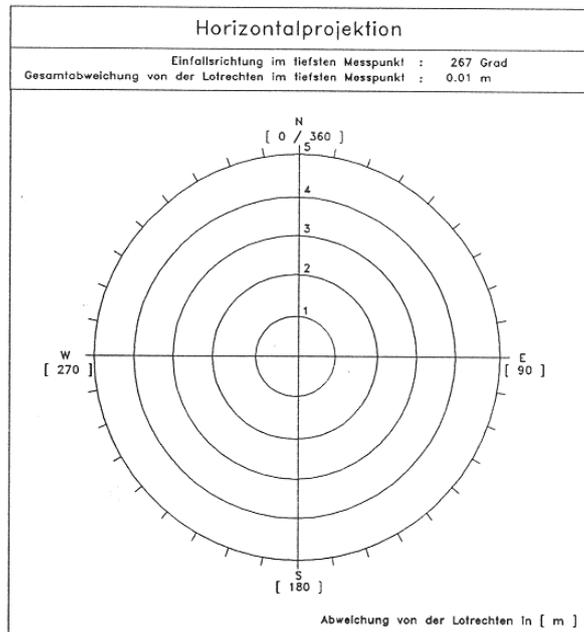


Abb. 79

Messung der Abweichung des Bohrloches durch Horizontal- und Vertikalprojektion. Gesamtabweichung von der Lotrechten in 60 cm Tiefe: 1 cm.
Messung: R.W.Assauer und Partner GmbH.

rithmischen Koordinatensystem (Hvorslev, 1951) durch Schnittpunktbestimmung oder im doppellogarithmischen Koordinatensystem (Cooper et al., 1967; Ramey et al., 1975) durch Kurvenvergleich die Durchlässigkeit des anstehenden Gesteins zu bestimmen.

Bei diesen Bestimmungen, wie auch bei Pumpversuchen, ist es wichtig, daß die Durchlässigkeit des Filtersandes deutlich größer ist, als die des anstehenden Gebirges und daß das Gebirge wassergesättigt ist. Anderenfalls gäben die so bestimmten Werte nur Minimalwerte an; die tatsächlichen Werte der Durchlässigkeiten lägen höher. Im Falle eines Filtersandes mit geringerer Durchlässigkeit als das Gebirge würde die Durchlässigkeit des Filtersandes bestimmt werden. Die in den Piezometern 2 und 3 der Abbildung 77 eingebauten Filtersande hätten nach Hazen (1892) eine Durchlässigkeit von etwa 10^{-2} m/s, die in dem Piezometer 1 eingebauten Filtersande eine solche von etwa 10^{-3} m/s. Im Falle von ungesättigtem hydraulischen Fließen würden stark verringerte Durchlässigkeiten bestimmt. Weitere limitierende Bedingungen sind von den oben genannten Autoren und von Weyer und Horwood–Brown (1982) aufgeführt worden.

Die Auswertungen wurden mittels dreier Computerprogramme durchgeführt: SLUGBTLY (Weyer, 1991a), SLUGTST (Wylie und Wood, 1990) und STEPMATCH (In–Situ, 1990). Die beiden ersten Programme basieren auf Hvorslev (1951), das dritte Programm auf Ramey (1975). Die Programme SLUGTST und STEPMATCH automatisieren die Analyse weitgehend und erschweren dadurch den Einblick der Bearbeiter in die Besonderheiten der Datensätze. Das Programm SLUGBTLY ist eine Eigenentwicklung. Es hält die Transformationsschritte der Daten transparent, ist dafür aber arbeitsintensiver. Das Programm SLUGBTLY macht es einfach, die verschiedenen Annahmen und Faktoren zu modifizieren, wodurch deren Einfluß auf das Ergebnis leicht bestimmt und damit die Variationsbreite der Durchlässigkeitswerte abgeschätzt werden kann.

Die einzelnen Schritte der Auswertung werden hier nicht nachvollziehen. In den Piezometern 2 und 3 der Abbildung 77 wurden gesättigte hydraulische Verhältnisse angetroffen, im Piezometer 1 dagegen ungesättigte hydraulische Verhältnisse.

Die Ergebnisse der Slugtests in den Piezometern 2 und 3 sind in der Tabelle 15 zusammengefasst worden.

Im Vergleich der drei Programme variieren deren Ergebnisse um etwa eine halbe Zehnerpotenz am Piezometer 2 und um etwa eine Zehnerpotenz am Piezometer 3 (siehe Tabelle 15). Sie sind:

Piezometer 1: $\gg 1 \cdot 10^{-4}$ m/s
Piezometer 2: $5 \cdot 10^{-5} - 1 \cdot 10^{-4}$ m/s
Piezometer 3: $1.5 \cdot 10^{-6} - 1 \cdot 10^{-5}$ m/s

Die Piezometer 1 und 2 sitzen in Sanden und Kiesen des Tertiärs, der Piezometer 3 sitzt in Sandsteinen des Devons. Im Vergleich mit Erfahrungswerten erscheint die Durchlässigkeit der tertiären Sande und Kiese am Filter des Piezometers 2 relativ niedrig, die

Tab. 15 Vergleich von Durchlässigkeiten an den Piezometern 2 und 3 der Abbildung 77. Während der Slugtests wurden die Wasserstände in den Piezometern mittels Dataloggern registriert und mittels der drei angegebenen Programme ausgewertet.

Abschätzung der Durchlässigkeiten [m/sek] mittels Slugtests [Beispiel]						
Slugtest	Datum	Auswertung nach				
		Macro SLUGBTLY (Weyer, 1991)		Prog. SLUGTST (Wylie und Wood, 1990)	Prog. STEPMATCH (In-situ, 1990)	
		BTL [sek]	K [m/sek]	K [m/sek]	K [m/sek]	angen. Speicher- koeffiz.
Pegel 2, Test 1 Test 2 Test 3 Test 4	8.5.1991	8.5	5.5×10^{-5}	5.7×10^{-5}	1.6×10^{-4}	1.0×10^{-3}
	8.5.1991	7.2	6.6×10^{-5}	6.5×10^{-5}	1.1×10^{-4}	3.0×10^{-1}
	8.5.1991	12.0	4.0×10^{-5}	4.4×10^{-5}	9.0×10^{-5}	3.0×10^{-1}
	8.5.1991	6.8	7.0×10^{-5}	5.4×10^{-5}	6.0×10^{-5}	3.0×10^{-1}
Pegel 3, Test 1 Test 2	8.5.1991	260	1.5×10^{-6}	1.6×10^{-6}	9.2×10^{-6}	1.0×10^{-4}
	8.5.1991	270	1.4×10^{-6}	1.4×10^{-6}	1.0×10^{-5}	1.0×10^{-4}
Durchlässigkeit des Filtersandes nach Hazen (1892): Pegel 1 $\rightarrow 1 \times 10^{-2}$; Pegel 2 und 3 $\rightarrow 3 \times 10^{-2}$						
AUSWERTEMETHODEN:						
Macro	SLUGBTLY:	Basic Time Lag (BTL) nach Hvorslev (1951, Abb.18, Fall G)				
Programm	SLUGTST:	Basic Time Lag (BTL) nach Hvorslev (1951, Abb.18, Fälle B, C, F und G)				
Programm	STPMATCH:	Analytische Lösung von Ramey et al. (1975), in Erweiterung von Cooper et al. (1967)				

Durchlässigkeit der devonischen Sandsteine sind im oberen Bereich typischer Werte für Sandsteine. Es wird deutlich, daß im Untersuchungsgebiet das Grundwasserfließen im devonischen Festgestein eine wichtige Komponente darstellt.

Es sind eine ganze Reihe von Computerprogrammen käuflich zu erwerben. Hier wurde nur über Programme berichtet, die zum Zeitpunkt der Bearbeitung zur Verfügung standen.

8.3 Auswertemethoden

8.3.1 Bestimmung und Darstellung der dreidimensionalen Fließsysteme

Die wichtigste Methode zur Bestimmung von Grundwasserfließsystemen sind Geländemessungen, wie sie oben beschrieben wurden. In den vorherigen Kapiteln wurde an mehreren Beispielen dargestellt, wie dreidimensionale Grundwasserfließsysteme in zweidimensionalen vertikalen Schnitten berechnet und dargestellt werden können. Im Kapitel 6.2 wurde die Anwendung zweidimensionaler horizontaler und vertikaler, sowie echt dreidimensionaler numerischer Berechnungen erörtert.

In Karten kann die Lage der Recharge- und Discharge-Gebiete zufriedenstellend dargestellt werden, wie zum Beispiel in der Abbildung 24 demonstriert. Die instruktivste Darstellung von Grundwasserfließsystemen sind allerdings vertikale Schnitte mit Geologie und Fließsystemen.

8.3.2 Abschätzung von regionalen Durchlässigkeiten

Die Erörterung des Fließens von Grundwasser durch niedrig durchlässige Schichten befindet sich in Kapitel 4.3. Hier wird die Abschätzung der großmaßstäblichen Gesteinsdurchlässigkeit im Gelände erörtert.

Ein wichtiger Teil der Berechnung von Grundwasserfließsystemen ist die Abschätzung der Durchlässigkeit in Abhängigkeit von der Lithologie und Tektonik. In der Vergangenheit, besonders in der 60er Jahren, wurde die Durchlässigkeit vieler Gesteine meist viel zu gering eingeschätzt. Daraus entstand der Glaube an die Undurchlässigkeit und sehr niedrige Durchlässigkeit von Tongesteinen (z.B. 10^{-10} m/s und niedriger), der dann zu der ungeeigneten Wahl von Deponiestandorten und Ablagerungsmethoden führte. Erst in den letzten 10 bis 15 Jahren haben aktuelle Geländemessungen der Durchlässigkeiten eine Phase des Umdenkens eingeleitet.

Wenn auch Ton eine Matrix-Permeabilität von 10^{-10} m/s haben kann (wie in Münchehagen; Gronemeier et al., 1990, S.288), dann heißt das noch lange nicht, daß diese Permeabilität dort als großmaßstäbliche Gesteinsdurchlässigkeit existiert, wo die Probe entnommen wurde. Wegen des Auftretens von Klüften ist die Geländepermeabilität der meisten Gesteine immer wesentlich höher als die Werte, die im Labor bestimmt wurden. Ein Faustwert für diese maßstabsbedingte Erhöhung der Permeabilität ist 3–5 Zehnerpotenzen. Im Beispiel von Münchehagen waren die wirklichen Geländepermeabilitäten 5–6 Zehnerpotenzen höher als die im Labor bestimmte Matrix-Permeabilität.

8.3.3 Interpretation von zweidimensionalen Karten der Grundwasseroberfläche

Die Grundwasseroberflächen der meisten hydrogeologischen Karten sind nicht als Grenzbedingungen für das Berechnen von Grundwasserfließen in vertikalen Profilen geeignet. In Kapitel 6 wurde in dem Recharge-Gebiet des Sandmodells gezeigt, daß selbst in Sand- und Kieslagen Piezometerfilter im Schwankungsbereich der

Grundwasseroberfläche installiert werden müssen, um die Höhe der Grundwasseroberfläche korrekt zu messen. Das Sandmodell zeigt, wie beim Piezometer 3 auf etwa 6 cm vertikale Fließdistanz der angezeigte Wasserspiegel (Head) schon um 2.6 cm (etwa 43%) tiefer war als die Höhe des darüberliegenden Grundwasserspiegels (Photo 16).

Entsprechend können die Wasserspiegel in hydrogeologischen Karten innerhalb von Recharge-Gebieten um Meter-Beträge zu niedrig und in Discharge-Gebieten um geringere Beträge zu hoch sein. Aus den numerischen Berechnungen ist ersichtlich, daß relativ geringfügige Variationen der Grenzbedingung Grundwasseroberfläche einen sehr starken Einfluß auf die Ausbildung von Fließsystemen haben können.

8.3.4 Ganglinien von Piezometern

Im Vergleich zu den zweidimensionalen Grundwasserkarten bilden piezometrische Ganglinien (Grundwasserganglinien) eine viel verlässlichere und aussagekräftigere Datenbasis, da man zum einen die räumliche Verteilung der Energiezustände (Potentiale Φ) im Grundwasserkörper und zum anderen die Veränderung der Potentiale über die Zeit an verschiedenen Stellen in den Grundwasserfließsystemen betrachten kann. Aus beiden läßt sich eine Anzahl von Aussagen über die grundwasserdynamischen Eigenschaften und Änderungen des Systems herleiten, die sich aus den zweidimensionalen Grundwasserkarten überhaupt nicht ablesen lassen.

Mögliche Fehlerquelle dieser Untersuchungsmethodik sind dabei aber Konstruktionsmängel und Einbaumängel von Piezometern. Zum Beispiel funktionieren die Tondichtungen über den Filtern sehr oft schon nach dem Einbringen nicht voll oder überhaupt nicht. Das kann zum Aufzeichnen von Wasserständen führen, die das hydrodynamische Geschehen nur ungenügend oder völlig falsch widerspiegeln (vergleiche Kapitel 2.3.1).

8.4 Hydrodynamische Kriterien bei der Auswahl von Deponie-Standorten

Da es in der Vergangenheit meist als gegeben angenommen wurde, daß das Grundwasser parallel zur Grundwasseroberfläche fließt, wurde die Durchlässigkeit des unterliegenden Gesteins als einziger wichtiger hydrogeologischer Parameter angesehen. Der Begriff der "Geologischen Barriere" ist in eben dieser Denkweise verwurzelt. In den letzten Jahren wurde es jedoch deutlich, daß es kaum Bereiche gibt, in denen die gesetzlichen Anforderungen an die geringe Durchlässigkeit dieser "geologischen Barrieren" tatsächlich, und nicht nur in der Ansicht der meist unter Sachzwängen stehenden Bearbeiter, erfüllt werden können.

Eine weitere, als gesichert geltende Vorstellung war die Regel, daß ein Piezometer oberstrom (gegen das Gefälle der Grundwasseroberfläche) und zwei Piezometer unterstrom (im Gefälle der Grundwasseroberfläche) einer Deponie oder Altlast jedwede Schadstoff-Fahne entdecken würden (siehe Kap. 2.3.2). Am Beispiel der Deponie Brake und aller

durchgeführten Modellrechnungen wurde jedoch gezeigt, daß diese Art der Überwachung von Deponien oft ungeeignet ist, die Schadstoff-Fahne zu entdecken.

Um die dreidimensionale Migrationsrichtung von Schadstoff-Fahnen an geplanten Deponien abzuschätzen oder an bestehenden Deponien zu untersuchen, sollte man zuerst den Vorschlägen 1–7 im Kapitel 7.3.3 folgen, um die generelle Ausbildung der regionalen und lokalen Grundwasserfließsysteme zu verstehen. Die so gewonnenen grundwasserdynamischen Erkenntnisse werden dann für die Auswahl geeigneter Stellen und Tiefen für den Einbau von Piezometergruppen benutzt (siehe 3. in Kapitel 8.2.1).

Eine gute Kenntnis der Grundwasserfließsysteme ist die Voraussetzung für erfolgreiche hydrochemische Untersuchungen.

9. Literaturverzeichnis

9.1 Hauptteil

American Petroleum Institute (API), 1935. Standard Procedure for Determining Permeability of Porous Media. (Tentative). A.P.I. Code No. 27, 1. Ausgabe (Oktober 1935).

Amt der Steiermärkischen Landesregierung – Landesbaudirektion, 1972. Untersuchungen an artesischen Wässern in der nördlichen Oststeiermark. Berichte der Wasserwirtschaftlichen Rahmenplanung, Bd. 21, 16 S., Graz. [enthält Arbeiten bei L. Bernhart, J. Zötl und H. Zetinigg].

Arbeitsgruppe 'Wasser und Mineralöl', 1985. Beurteilung und Behandlung von Mineralölfällen im Hinblick auf den Grundwasserschutz. Teil 1: Die wissenschaftlichen Grundlagen zum Verständnis des Verhaltens von Mineralöl im Untergrund. Herausgeber: Umweltbundesamt; veröffentlicht durch den Bundesminister für Umwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit, 412 S.

Bates, R.L., und J.A. Jackson, 1980. Glossary of Geology. 2. Auflage, American Geological Institute, Falls Church, Virginia, 751 S.

Breitenöder, M., 1942. Ebene Grundwasserströmungen mit freier Oberfläche. Untersuchungen aus dem Flußbaulaboratorium der Technischen Hochschule Karlsruhe. Springer Verlag, Berlin, 127 S.

Breitenöder, M., 1960. Die Zuströmung zu Dränrohren in Mineralböden bei vollständiger Füllung der Bodenporen mit Wasser. Teil I. in Breitenöder, M. und K. Zanker: Der Entzug des in Mineralböden eingedrungenen Niederschlagswassers durch die Dränung. Heft 8 der Schriftenreihe des Kuratoriums für Kulturbauwesen, S. 49–123, Verlag Wasser und Boden, Hamburg.

Brown, I.C. (Hrsg.), 1967. Groundwater in Canada. Geological Survey of Canada, Economic Geology Report Nr. 24, Ottawa.

Bruggey, J., und K.U. Weyer, 1972. Geologische Aspekte bei der Auswahl von Müllplätzen. Umwelt, Heft 4/1972, S.43–46.

Busch, K.-F., und L. Luckner, 1974. Geohydraulik. Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart, 442 S.

Coldewey, W.G., und L. Krahn, 1991. Leitfaden zur Grundwasseruntersuchung in Festgesteinen bei Altablagerungen und Altstandorten. Ministerium für Umwelt, Raumordnung und Landwirtschaft NRW (Hrsg.), 173 S.

- Cooper, H.H., J.D. Bredehoeft und I.S.Papadopoulos, 1967. Response of a finite-diameter well to an instantaneous charge of water. *Water Resources Research*, Bd.3, S.263–269.
- Dachler, R., 1936. *Grundwasserströmung*. Springer Verlag, Berlin.
- Darcy, H., 1856. *Les Fontaines publiques de la Ville de Dijon: Exposition et application des principes a suivre et des formules a employer dans les question de distribution d'eau*. Paris, 1856.
- Deutscher Verband für Wasserwirtschaft und Kulturbau e.V. (DVWK; Hrsg.), 1987. *Erkundung tiefer Grundwasserzirkulationssysteme: Grundlagen und Beispiele*. DVWK-Schriften, Heft 81, Verlag Paul Parey, Hamburg, Berlin, 223 S.
- DVGW, 1988. *DVGW-Regelwerk W 121: Bau und Betrieb von Grundwasserbeschaffungsmeßstellen*. 19 S. Eschborn.
- Edelfsen, N.E., und A.B.C. Anderson, 1943. *Thermodynamics of soil moisture*. *Hilgardia*, Bd. 15, Heft 2, S. 281.
- Freeze, A.R., und Witherspoon, P.A., 1966. Theoretical analysis of regional groundwater flow: 1. Analytical and numerical solutions to the mathematical model. *Water Res. Res.*, Bd.2(4), S. 641–656.
- Freeze, A.R., und Witherspoon, P.A., 1967. Theoretical analysis of regional groundwater flow: 2. Effect of watertable configuration and subsurface permeability variation. *Water Resources Research*, Bd.3(2), S. 623–634.
- Freeze, A.R., und Witherspoon, P.A. , 1968. Theoretical analysis of regional groundwater flow: 3. Quantitative interpretations. *Water Res. Res.*, Bd.4(3), S. 581–590.
- Frind, E.O., und G.B. Matanga, 1985 a. The dual formulation for contaminant transport modelling: 1. Review of theory and accuracy aspects. *Water Resources Research*, Bd. 21(2), S.159–169.
- Frind, E.O., W.H.M. Duynisfeld, O. Strelbel und J. Boettcher, 1989. Simulation of nitrate and sulfate transport and transformation in the Fuhrberg Feld aquifer, Hannover, Germany. In: Kobus, H.E, und W.Kinzelbach, 1989. *Contaminant Transport in Groundwater*. Balkema, Rotterdam, S.97–104.
- Frind, E.O., 1993. Mündliche Mitteilung.
- Goldbrunner, J.E., 1987. Zum Stand der geothermischen und balneologischen Tiefengrundwassernutzung im Oststeirischen Becken und im Oberösterreichischen Molassebecken. *Z.dt.geol.Ges.*, Bd.138, S.513–526, Hannover.

- Günther, E., 1940. Lösung von Grundwasseraufgaben mit Hilfe der Strömung in dünnen Schichten. *Wasserkraft und Wasserwirtschaft*, Jg. 35, S.49–55.
- Guiguer, N., J. Molson, E. Frind und Th. Franz, 1991. FLONET v.1.02: Two-dimensional Steady-state Flownet Generator. Waterloo Centre for Groundwater Research, University of Waterloo and Waterloo hydrogeologic software. Waterloo, Ontario, 57 S.
- Haefeli, Ch., 1970. Beispiel zur theoretischen Analyse von regionalen Grundwasserströmungen. *Bull.Ver.Schweiz.Petrol.–Geol.u.–Ing.* Vol.36., Nr.90, S.41–49.
- Hazen, A., 1892. Some physical properties of sands and gravels with special reference to their use in filtration. 24th Annual Report State Board of Health Mass., S. 541–556, Boston, Mass.
- Heath, R.C., 1988. Einführung in die Grundwasserhydrologie. Freie Übersetzung aus dem amerikanischen 'Basic Ground-Water Hydrology', R.Oldenbourg Verlag, München, Wien, 1988, 164 S.
- Hem, J.D., 1970. Study and interpretation of the chemical characteristics of natural water. U.S.G.S. Water-Supply Paper 1473, 363 S., Washington, D.C.
- Hölting, B., 1985. Gedanken zur Geohydraulik von Mineralwässern in Hessen. *Geol. Jb. Hessen*, Bd. 113, S.145–150, Wiesbaden.
- Hölting, B., 1992 a. Hydrogeologie: Einführung in die Allgemeine und Angewandte Hydrogeologie. 4. Auflage, Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart, 415 S.
- Hölting, B., 1992 b. Ökologische Aspekte der Grundwassergewinnung in der Bundesrepublik Deutschland. *gwf*, Jg.133, Nr.12, S.609–614.
- Hubbert, M.K., 1940. The theory of groundwater motion. *J. Geol., U.S.A.*, Bd.48(8), Teil 1, S.785–944.
- Hubbert, M.K., 1953. Entrapment of oil under hydrodynamic conditions. *The Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, Bd. 37, H. 8, August 1953.
- Hubbert, M.K., 1957. DARCY's law and the field equations of the flow of underground fluids. *Bulletin IASH*. Nr. 5, S.24–59, DARCY Centennial Hydrology Symposium, Dijon, Frankreich, September 1956.
- Hubbert, M.K., 1969. Introduction. Seite 9–23 in: M.King Hubbert: *The Theory of Ground-Water Motion and Related Papers*. Hafner Publishing Company, New York, London, 311 Seiten.

- Hubbert, M.K., und Rubbey, W.W., 1959. Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting. 1. Mechanics of fluid-filled porous solids and its application to overthrust faulting. Bull. Geol. Soc. Amer., Bd.70, S.115–166.
- Hvorslev, M.J., 1951. Time lag and soil permeability in ground-water observations. U.S. Army Corps of Engineers Waterways Experiment Station, Bull. 36, Vicksburg, Miss., 50 S.
- Israelsen, O.W. und E.R. Morgan, 1937. Specific water conductivity of an artesian aquifer. Amer. Geophys. union, Transactions, Bd.18, S.568–574.
- In-Situ, 1990. User's Guide STEP MATCH, Step (Slug) Test Automated Type Curve Match. April 1990.
- Jacob, C.E., 1940. On the flow of water in an elastic artesian aquifer. American Geophysical Union, Transactions, Bd.21, S.574–586.
- Jacob, C.E., 1946 a. Report of the subcommittee on permeability. Appendix A to Report of committee on ground water. Trans. Amer. Geophysical Union, Bd.27, S.245–256.
- Jacob, C.E., 1946 b. Notes on Darcy's law and permeability. Appendix D to Report of committee on ground water. Trans. Amer. Geophysical Union, Bd.27, S.265–273.
- Jacob, C.E., 1950. Flow of groundwater. in: Engineering Hydraulics (H.Rouse, ed.), John Wiley and Sons, New York, S. 321–386.
- Kellog, O.D., 1929. Foundations of potential theory. Springer Verlag, New York.
- Kingsbury, G.L., und Ray, R.M., 1986. Reclamation and redevelopment of contaminated land. Volume I: U.S. Case studies. USEPA 600/2–86/066, Cincinnati, Ohio, 186. S.
- Király, L., 1970. L'influence de l'hétérogénéité et de l'anisotropie de la perméabilité sur les systèmes de'écoulement. Bull.Ver.Schweiz.Petrol.–Geol.u.Ing., Bd.37, Nr.91, S.50–57.
- Király, L., 1971. Groundwater flow in heterogeneous, anisotropic fractured media: a simple two-dimensional electric analog. Journal of Hydrology, Bd. 12, S.255–261.
- Köhler, H.P., 1965. Ein kombiniertes Verfahren zur Bestimmung des Durchlässigkeitsbeiwertes von Sand- und Kiesgemischen für Wasser aus Kiesproben. Bergbautechnik, Bd. 15, Heft 7, S.338–342.
- Kuhn, T.S., 1970, The structure of scientific revolutions. Zweite Auflage, University of Chicago Press, Chicago, London, 222 Seiten.

- Lamb, H., 1879. Treatise on the Mathematical Theory of the Motion of Fluids.
- Länderarbeitsgemeinschaft Wasser (Hrsg.), 1982. Grundwasser: Richtlinien für Beobachtung und Auswertung. Teil 1 – Grundwasserstand.
- Landesamt für Wasser und Abfall NRW (Hrsg.), 1989. Leitfaden zur Grundwasseruntersuchung bei Altablagerungen und Altstandorten. LWA–Materialien. 7/89, 95 S., Düsseldorf.
- Langguth, H.–R., und R. Voigt, 1980. Hydrogeologische Methoden. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 486 S.
- Leuchs, W., und Obermann, P., 1991. Grundsätzliche Überlegungen zur Probenahme von Grundwasser, insbesondere bei tiefenspezifischen Probenahmen. In: Landesamt für Wasser und Abfall NRW (Hrsg.), 1991. Probenahme bei Altlasten. LWA–Materialien. 1/91, S.47–73, Düsseldorf.
- Leichtle, T., 1981. Hydrochemie und Hydrodynamik der mesozoischen Aquifere im Bereich der Heilbäder Oeynhausen und Salzuflen (Ostwestfalen). Mitt. Ing. und Hydrogeol., Bd. 11, 122 S., Aachen.
- Liakopoulos, A.C., 1965. Variation of the permeability tensor ellipsoid in homogeneous anisotropic soils. Water Resources Research, Bd.1, H.1, S.135–141.
- Luszczynski, N.J., 1961. Head and flow of ground water of variable density. Journal of Geophysical research, Bd. 66, Nr. 12, S.4247–4256.
- Malvern, L.E., 1969. Introduction to the mechanics of a continuous medium. Prentice–Hall Inc., Englewood Cliffs, New Jersey.
- Mattheß, G., 1973. Die Beschaffenheit des Grundwassers. Lehrbuch der Hydrogeologie. Bd. 2, Gebrüder Borntraeger, Berlin, Stuttgart, 324 S.
- Mattheß, G., und K. Ubell, 1983. Allgemeine Hydrogeologie: Grundwasserhaushalt. Lehrbuch der Hydrogeologie, Band 1, Gebrüder Borntraeger, Berlin, Stuttgart, 438 S.
- Meyboom, P., 1967. Mass transfer studies to determine the groundwater regime of permanent lakes in hummocky moraine of Western Canada. J. Hydrol., Jg.5, S. 117–143.
- Michel, G., 1965. Zur Mineralization des tiefen Grundwassers in Nordrhein–Westfalen. Journ. of Hydrology, Bd. 3, H.2, S.73–87.

- Ministerium Ernährung, Landwirtschaft, Umwelt und Forsten Baden–Württemberg (MELUF), 1983. Leitfaden für die Beurteilung und Behandlung von Grundwasserverunreinigungen durch leichtflüchtige Chlorkohlenwasserstoffe. Schriftenreihe Wasserwirtschaftsverwaltung Baden–Württemberg, Heft 13, 104 S.
- Pfannkuch, Hans–Olaf, 1969. Elsevier's Dictionary of Hydrogeology. Amsterdam, 168 S.
- Ramey, H.J., Jr., R.G. Agrarwal und I. Martin, 1975. Analysis of slug test or DST flow period data. Journal of Canadian Petroleum technology, July–September–Heft, S.37–47, Calgary.
- Richards, L.A., 1943. Discussion of paper by L.D. Bayer on Soil–porosity in relation to gaseous and water movement. Trans. Amer. Geophys. Union, Jg. 1940, S.427.
- Richards, L.A., 1952. Report of the Subcommittee on Permeability and Infiltration, Committee on Terminology, Soil Science Society of America. Soil Science Society of America, Bd. 16, S.85–88.
- Rand, M.C., A.E. Greenberg und M.J. Taras, 1976. Standard methods for examination of water and wastewater. 14. Auflage, 1193 S., American Public Health Association.
- Ronner, F., und J. Schmied, 1968. Raubbau an artesischem Wasser in der Oststeiermark. Steirische Beiträge zur Hydrogeologie, Jg. 1968, Heft 20, S.63–73, Graz.
- Rubbey, W.W., und Hubbert, M.K., 1959. Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting. II. Overthrust belt in geosynclinal area of western Wyoming in light of fluid–pressure hypothesis. Bull. Geol. Soc. Amer., Bd.70, S.167–206.
- Schwille, F., 1971. Die Migration von Mineralöl in porösen Medien. GWF–Wasser/Abwasser, Jg.112, H.7, S.336.
- Schwille, F., 1975. Groundwater pollution by mineral oil products. IAHS–AISH Publikation 103, S.226–240.
- Schwille, F., 1981. Groundwater pollution in porous media by fluids immiscible with water. Sci.Total Environm., Bd. 21, S.173–185.
- Schwille, F., 1982. Die Ausbreitung von Chlorkohlenwasserstoffen im Untergrund, erläutert anhand von Modellversuchen. DVGW–Schriftenreihe Wasser, Heft 31, S.203–234, Eschborn.
- Schwille, F., 1984. Migration of organic fluids immiscible with water in the unsaturated zone. Seiten 27–48 in: Yaron, B., G.Dagan and J.Goldshmid, (Hrsg.), 1984. Pollutants in porous media: The unsaturated zone between soil surface and groundwater. Springer Verlag, 296 S.

- Schwille, F., 1988. Dense chlorinated solvents in porous and fractured media: Model experiments.
- Schwille, F. und K. Ubell, 1982. Strömungsvorgänge im vermaschten Kluftmodell. GWF–Wasser/Abwasser, Jg.123, H.12, S.585–593
- Terzaghi, K., 1925. Erdbaumechanik auf bodenphysikalischer Grundlage. Verlag Deuticke, Vienna.
- Terzaghi, K., und Peck, R.B., 1948. Soils mechanics in engineering practice. John Wiley & Sons, New York.
- Theis, Ch.V.,1935. The relation between the lowering of the piezometric surface and the rate and duration of discharge of a well using groundwater storage. American Geophysical Union, Transactions, Bd.16, S.519–524.
- Theis, Ch.V.,1938. The significance and nature of the cone of depression in groundwater bodies. Economic Geology, Bd. 33, S.889–902.
- Todd, D.K., 1969. Ground Water Hydrology. John Wiley & Sons, Inc. 6. Druck, 336 S.
- Tóth, J., 1962. A theory of groundwater motion in small drainage basins in Central Alberta, Canada. J. Geophys. Res., U.S.A., Bd.67, H.11, S.4375–4387.
- Tóth, J., 1963. A theoretical analysis of groundwater flow in small drainage basins. Proc. Hydrology Symp., No. 3, National Research Council of Canada, 1962, Queen's Printer, Ottawa.
- Tóth, J., 1972. Groundwater motion in drainage basins. In: "The Encyclopedia of Geochemistry and Environmental Sciences", Bd. IV A, Van Nostrand Reinhold Company, New York, S.478–487.
- Toussaint, B.B., 1990. Überwachung der Grundwasserbeschaffenheit in Hessen. Schriftenreihe der Hessischen Landesanstalt für Umwelt, Heft Nr. 94, S.9–33.
- Toussaint, B.B., Th. Dreher, H. Gerhard, W.–P.von Pape, 1990. Staatliche Überwachung der Grundwasserbeschaffenheit in Hessen: Arbeitsergebnisse 1984/89. Schriftenreihe der Hessischen Landesanstalt für Umwelt, Heft Nr. 98.
- UNESCO, 1980. Methods and techniques of contaminant hydrogeology. In: Aquifer Contamination and Protection. Project 8.3 of the International Hydrogeological Programm. UNESCO, Paris.
- van Everdingen, R.O., 1964. Distortion of groundwater flow–patterns in sections with exaggerated vertical scale. Journal of Hydrology, Bd. 2, S.11–14.

- Villinger, E., 1977. Über Potentialverteilung und Strömungssysteme im Karstwasser der Schwäbischen Alb (Oberer Jura, SW-Deutschland). Geol. Jb., Reihe C, Heft 18, S.3–93, Hannover.
- Waltz, J.P., 1973. Ground Water. S.122–130 in: Chorley, R.J., 1973. Introduction to physical hydrology. 211 S., Methuen & Co. Ltd., London.
- Weyer, K.U., 1972 a. Ermittlung der Grundwassermengen in den Festgesteinen der Mittelgebirge aus Messungen des Trockenwetterabflusses. Dissertation Universität Bonn, 1972, 142 S.
- Weyer, K.U., 1972 b. Ermittlung der Grundwassermengen in den Festgesteinen der Mittelgebirge aus Messungen des Trockenwetterabflusses. Geol. Jb., Reihe C, Heft 3, S.19–114, Hannover 1972.
- Weyer, K.U., 1972 c. Conceptual models for evaluation of the subterranean water cycle in paleozoic highlands. Proceedings 24th International Geological Congress, Section 11, S. 107–117, Montreal.
- Weyer, K.U., 1973. Modellvorstellungen zur Untersuchung der unterirdischen Wasserzirkulation in Mittelgebirgen mit anstehendem Festgestein. Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen, Jg.17, H.4, S.106–112.
- Weyer, K.U., 1977. Mechanical force fields as generators of fluid movement in the subsurface. Environment Canada, Interner Bericht, 32 S.
- Weyer, K.U., 1978. Hydraulic forces in permeable media. Mémoires du B.R.G.M. [Bureau Recherches Géologiques et Minière], Jg.91, S.285–297, Orléans, Frankreich, 1978.
- Weyer, K.U., 1983. Salt dissolution, karst geology, glacial events and ground water flow in the Pine Point Region, N.W.T.. Vol. 1: 207 pages text; vol.2: 141 figures, vol. 3: 10 tables, 4 append., 113 pages. Environment Canada, Interner Bericht.
- Weyer, K.U., 1987. Contaminant hydrogeology: The role of Geology and fluid dynamics in the investigation of subsurface pollutions. In: W.van Duijnbooden und H.G. van Waegeningh (Hrsg.), 1987. Vulnerability of Soil and Groundwater to Pollutants. TNO Committee on Hydrological Research. Proceedings and Information No. 38, The Hague, Netherlands, S. 869–880.
- Weyer, K.U., 1991 a. Makro SLUGBTLY. LOTUS–Makro zur schrittweisen Auswertung von Slugtests nach den Methoden von Hvorslev (1951). WKC Weyer Consultants, Düsseldorf.
- Weyer, K.U., 1991 b. Grundwasserdynamik der Deponie Brake: 1. Hydrodynamische Wirksamkeit und Integrität der Piezometergruppen. Gutachterlicher Bericht für das Wasserschutzamt der Stadt Bielefeld, Juni 1991.

- Weyer, K.U., 1991 c. Grundwasserdynamik der Deponie Brake: 2. Regionales Grundwasserfließen und hydrodynamische Migration der Schadstoffe. Gutachterlicher Bericht für das Wasserschutzamt der Stadt Bielefeld, Juni 1991.
- Weyer, K.U. (editor), 1992. Subsurface contamination by immiscible fluids. Proceedings Conference on Subsurface Contamination by Immiscible Fluids, Calgary 1992. A.A.Balkema Publisher, Rotterdam, 576 p.
- Weyer, K.U., and W.C. Horwood–Brown, 1982. Program HVRLV1 – Interactive determination of horizontal permeabilities within uniform soils from field tests using Hvorslev's formulae. Ground Water, Bd.20, Nr.3, S.289–297.
- Wyckoff, R.D., Botset, H.G., Muskat, M., and Reed, D.W., 1933. The Measurement of the Permeability of Porous Media for Homogeneous Fluids. Rev.Sci.Instruments, Bd.4, S. 394–405.
- Wylie, A., und T.R. Wood, 1990. A program to calculate hydraulic conductivity using slug test data. Ground Water, Bd. 28, Nr.5, S.783–786.
- Zanker, K., 1960. Der Einfluß der Dränung auf das freie Wasser des Bodens: Ein Schwingungsproblem. Teil II. in Breitenöder, M. und K.Zanker: Der Entzug des in Mineralböden eingedrungenen Niederschlagswassers durch die Dränung. Heft 8 der Schriftenreihe des Kuratoriums für Kulturbauwesen, S. 49–123, Verlag Wasser und Boden, Hamburg

9.2 Beispiele von Grundwasserfließsystemen in Europa

Gebiet südlich St.Petersburg

- Kolesov, G.P., 1965. On the question of artesian feeding of Rivers. Transactions of the State Hydrologic Institute (Trudy GGI), No. 122, S. 108–119; englische Übersetzung enthalten in Soviet Hydrology: Selected Papers, Issue Nr. 2, 1970, S.195–203.

Loire bei Tours und Gironde westlich von Bordeaux

- Albinet, M., und S. Cottez, 1969. Utilisation et interprétation des cartes de différences de pression entre nappes superposés. Chronique d'Hydrogéologie, Nr. 12, S.43–48, B.R.G.M., [Paris] Orléans
- Astié, H., R.Bellegarde und M.Bourgeois, 1969. Contribution à l'étude des différences piézométriques entre plusieurs aquifères superposés: Application aux nappes du tertiaire de la Gironde. Chronique d'Hydrogéologie, Nr. 12, S.49–59, B.R.G.M., [Paris] Orléans

Großes Ungarisches Becken

Deák, J., 1974. Use of environmental isotopes for the investigation in the connectopn of surface and subsurface waters in the Nagyunság area, Hungary. International Atomic Energy Agency, Symposium on Isotope Techniques in Ground–Water Hydrology, Wien, 11–15. März 1974, IAEA/SM–182/11, Wien.

Erdélyi, M., 1973. The hydrodynamic of the Hungarian Recess. Research Institute for Water Resources Development (Vituki), Scientific Days, Budapest (in Ungarisch).

Dorstener Kreidemulde

Bredden, H., 1935. Die Erstehung der artesischen Quellen im Gebiet der unteren Lippe. Glückauf, Jg. 1935, Nr.41, S.980–988.

Hilden, H.D., 1975. Erläuterungen zu Blatt C4306 Recklinghausen. – Mit Beiträgen von F.Jansen und K.Skupin. Hydrogeol. Karte NRW 1:100 000, 110 S., Krefeld.

Senne bei Bielefeld

Geyh, M.A., und G. Michel, 1983. Tiefes Grundwasser in der Senne. Z.dt.geol.Ges., Bd.134, S.885-903.

9.3 Grundwasserfließsysteme an Deponien

Bielefeld–Brake

Geyh, M.A., und G. Michel, 1983. Tiefes Grundwasser in der Senne. Z.dt. geol. Ges., Bd.134, S.885–903, Hannover 1983.

Haas, 1985. Geologischer/hydrogeologischer Bericht ehemalige Industrieschlammdeponie Brake. 41 S, 50 Anl., Unveröffentlichter Bericht des StAWA Minden

Heil, H., T. Eikmann, H.J. Einbrodt, H.König, U. Lahl und B. Zeschmar–Lahl, 1989. Konsequenzen aus dem Altlastfall Bielefeld–Brake. Vom Wasser, Bd.72, S.321–348.

Heil, H., W. Entenmann und M. Dümmer, 1989. Durchlässigkeitsbestimmungen an Tonsteinen als Grundlage für die Dimensionierung hydraulischer Maßnahmen zur Sanierung der Deponie Bielefeld–Brake. 7. Nationale Tagung für Ingenieurgeologie, Bensheim, Mai 1989.

- Jansen, F., 1970. Die hydrochemischen Verhältnisse im Raum Bielefeld unter besonderer Berücksichtigung der Möglichkeiten der Ablagerung von grundwassergefährdenden Stoffen. 51 S., Krefeld (unveröffentl. Bericht GLA NW).
- Leichtle, T., 1981. Hydrochemie und Hydrodynamik der mesozoischen Aquifere im Bereich der Heilbäder Oeynhausen und Salzuflen (Ostwestfalen). Mitt.z.Ingenieurgeol. und Hydrogeol., H.11, 122 S., Aachen, Febr.1981.
- Mestwerdt, A., 1912. Über Grundwasserverhältnisse in dem Bielefelder Quertale des Teutoburger Waldes. Z.dt.geol.Ges., Mber., 64, S.245–250, Berlin.
- Mestwerdt, A. und O. Burre, 1981. Geol.–Kt. Nordrh.–Westf., 1:25.000, Blatt 3917, Bielefeld, mit Erläuterungen, 2. Auflage, Krefeld 1981.
- Mestwerdt, A. und O. Burre, 1926. Wassergewinnung in Bielefeld und seiner Umgebung. Jb. preuß.geol. L.–Anst., Bd.47:288–329, 4 Abb., Berlin 1926.
- Michel, G., 1969. Zur chemischen Charakteristik der Grenzzone Süßwasser/Salzwasser im Raum Bielefeld (Ostwestfalen). Fortschr.Geol.Rheinld.u.Westf., Bd.17:171–200, 10 Abb., 4 Tab., Krefeld 1969.

Münchehagen

- Dörhöfer, G., und J. Fritz, 1988. Geowissenschaftliche Untersuchungen zur Beurteilung der Sanierungserfordernisses von Altlasten – am Beispiel der Sonderabfalldeponie Münchehagen, Niedersachsen. Altlastensanierung '88: Zweiter Internationaler TNO/BMFT–Kongress über Altlastensanierung, 11–15. April 1988, Hamburg, Band 2, S.1273–1276.
- Dörhöfer, G., und J. Fritz, 1991. Synoptische geowissenschaftliche Untersuchungen zur Erkundung der Integrität der geologischen Barriere in Tongesteinen am Beispiel der Sonderabfalldeponie Münchehagen, Niedersachsen. Geol. Jb., Reihe A, H. 127, S.191–194.
- Dörhöfer, G., und B.Kilger, 1984. Hydrogeological study of the suitability of Lower Cretaceous claystone for the deposition of hazardous industrial wastes in Lower Saxony. In: Proceedings International Groundwater Symposium on Groundwater Resources Utilization and Contaminant Hydrogeology, Montreal, Quebec, Kanada, Mai 1984, Bd. II, S.372–382, Canadian Chapter International Association of Hydrogeologists.
- Gronemeier, K., H. Hamer und J. Maier, 1990. Hydraulische und hydrochemische Felduntersuchungen in klüftigen Sandsteinen für die geplante Sicherung einer Sonderabfalldeponie. Z.dt.geol.Ges., Jg.141, S.281–293, Hannover.

Jordan, H., 1979. Geologische Karte von Niedersachsen 1: 25:000, Blatt Nr. 3521 Rehburg, mit Erläuterungen. 134 S., Hannover. (enthält Beiträge von H.Besenecker, E.Cosack, E.Dahms, H.Fauth, F.Gramann, B.Heinemann, E.Hofmeister, W.Kosmahl, J.Merkt, H.Schneekloth, J.Tüxen)

Lüdeke, H., 1987. Sicherungs- und Sanierungsmaßnahmen auf der Sonderabfalldeponie Münchehagen. Müll und Abfall, Jg. 19, Heft 6, S. 240–248.

Rohde, P., 1992. Geologische Karte von Niedersachsen 1: 25:000, Blatt Nr. 3520 Loccum, mit Erläuterungen. 144 S., Hannover. (enthält Beiträge von A.Capelle, J.Fritz, W.Irrlitz, F.Kockel, M.Resch, P.–Ch.Scherler, K.Wilhelmi)

Anhang 1

Photographische Abbildungen

Konstruktion des Sandmodells

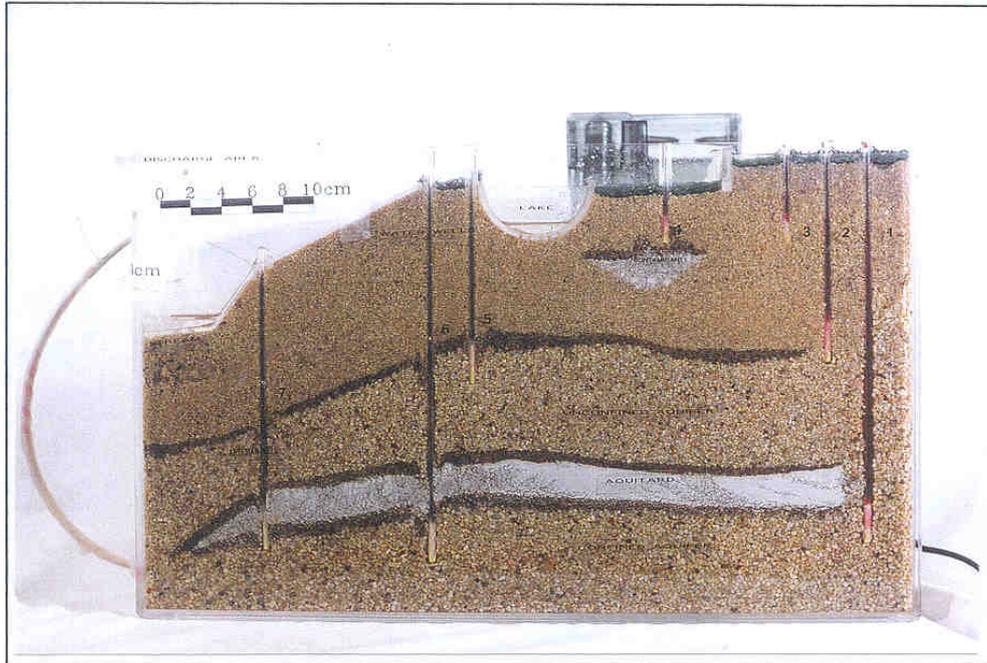


Photo 1: Gesamtansicht des Sandmodells für Grundwasserfließen und Stofftransport. Die Ausmaße des Modells sind 49 * 28 cm. Das hydraulische Headgefälle von dem Recharge-Gebiet zu dem Discharge-Gebiet ist etwa 10 cm. Im Modell befindet sich das Recharge-Gebiet auf der rechten Seite; links befindet sich das Discharge-Gebiet in einem Bach. Die geschätzten, relativen Durchlässigkeiten der Schluff-, Sand- und Kieslagen des Modells sind in der Abbildung 34 A dargestellt. Die weiße Lage stellt einen Aquitard dar. Nach gängiger Vorstellung ist der darunterliegende Aquifer gespannt, der darüber liegende ungespannt. Vom Gesichtspunkt der Grundwasserfließsysteme sind diese Bezeichnungen unnötig.

Im Modell sind 7 Piezometer installiert, die am Rohrende offen sind. Die im unteren Teil der Piezometer befindliche Watte verhindert das Einfließen von Sand. Die Piezometer sind von rechts nach links nummeriert. In der Mitte des Modells liegt ein Teich. Unter dem Piezometer 4 befindet sich eine Altlast und hinter dem Piezometer 4 eine Pumpe, die das Wasser aus dem Haltetank von dem Discharge-Gebiet wieder zum Recharge-Gebiet hochpumpt.

Konstruktion des Sandmodells



Photo 2: Seitenansicht des Sandmodells mit geologischem Profil (Dicke 2.5 cm) und Umwälzpumpe. Die Umwälzpumpe hält einen konstanten Grundwasserstrom aufrecht.

Versuch 1

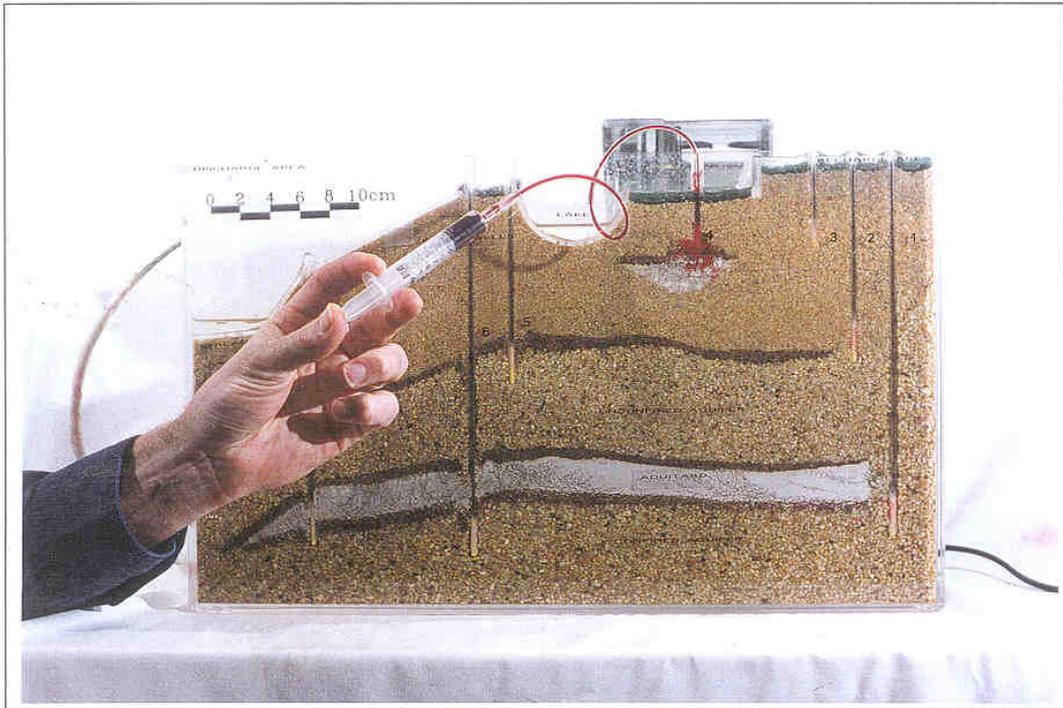


Photo 3: Einleiten eines gelösten Farbstoffes in den Piezometer 4, um die Wanderung von gelöstem Schadstoff von einer Altlast entlang der Fließlinien zum Discharge-Gebiet zu verdeutlichen.

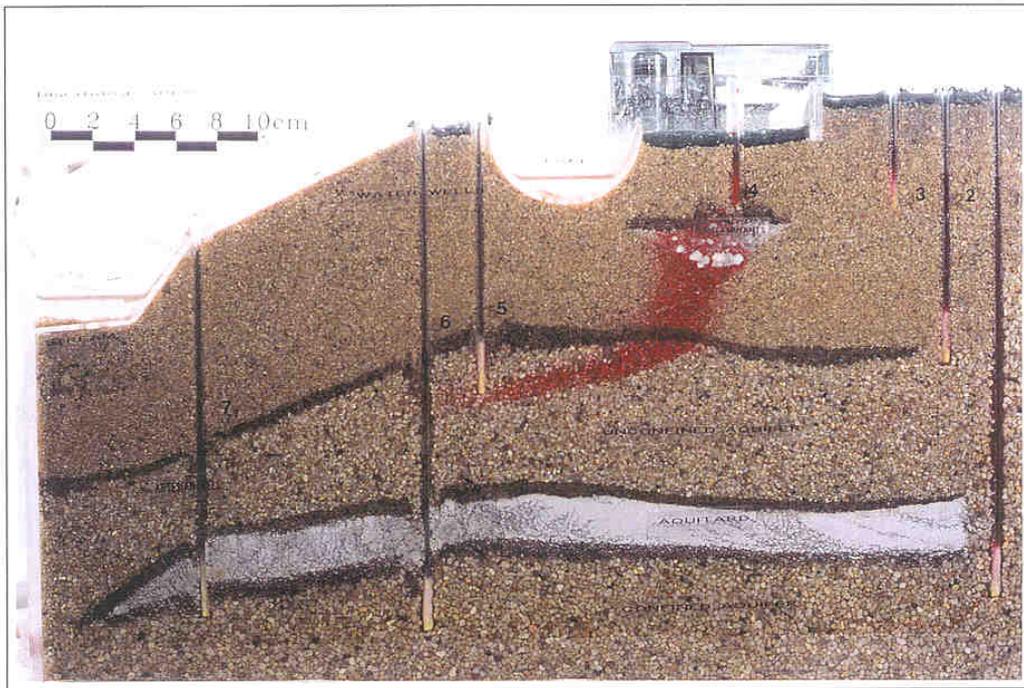


Photo 4: Wanderung und Ausbildung der Schadstoff-Fahne; der Bach auf der linken Seite ist noch frei von Farbstoff (Schadstoff).

Versuch 1

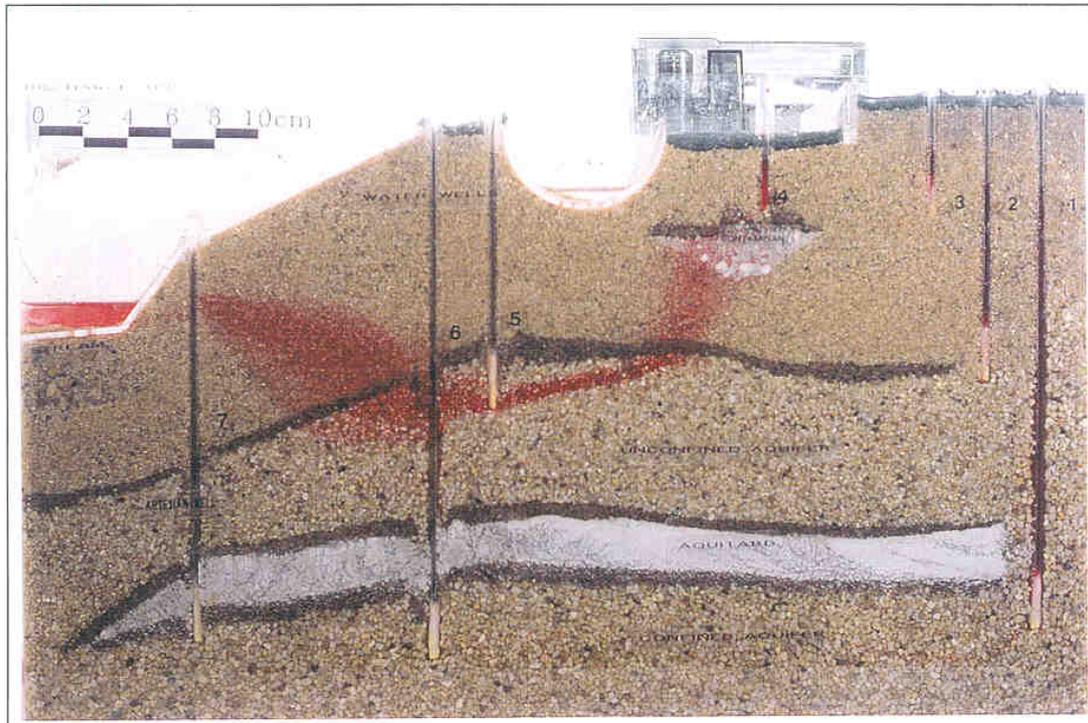


Photo 5: Die Fahne hat den Bach erreicht. Entlang des Piezometer 6 hat bevorzugtes Fließen durch eine höher permeable Auflockerungszone im Kies und Sand die Fahne verbreitet. Zwischen Piezometer 7 und dem Bach bewegt sich die Fahne im mittleren und hinteren Teil des geologischen Schnittes. Eine unbeabsichtigte Einwanderung von Sand in den Porenraum des Kieses hat unter dem Bach zu einer starken Verringerung der Durchlässigkeit der vormals höher-permeablen Zone geführt. Das bewirkt, daß die Fahne frühzeitig aufwärts und dann seitwärts zum Bach wandert.

Versuch 2

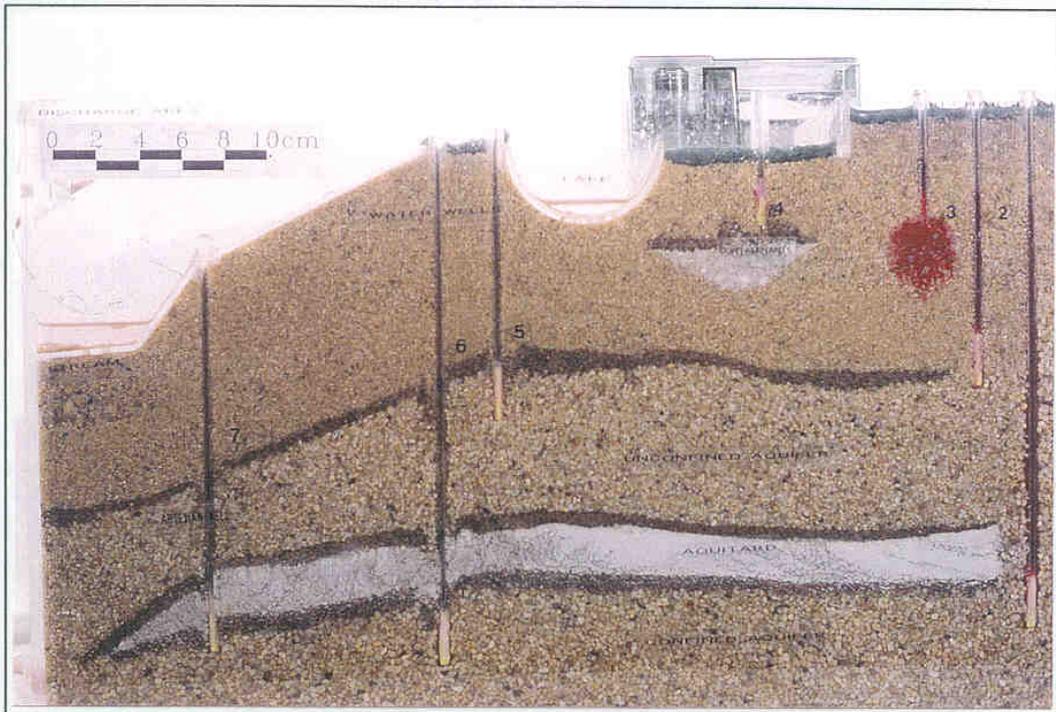


Photo 6: Nach unten gerichtete Ausbreitung einer Schadstoff-Fahne nach Einleiten in den Piezometer 3. Das gefärbte Wasser hat die gleiche Dichte wie das ungefärbte.

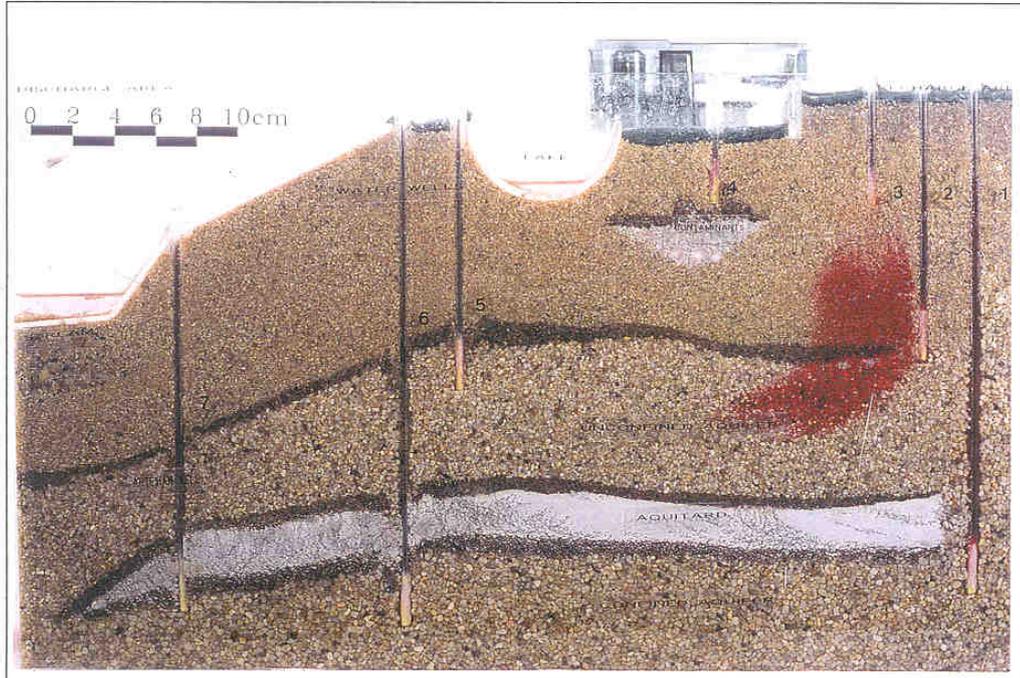


Photo 7: Umbiegen der Fahne nach Erreichen einer höher-durchlässigen Lage des ungespannten Aquifers.

Versuch 2

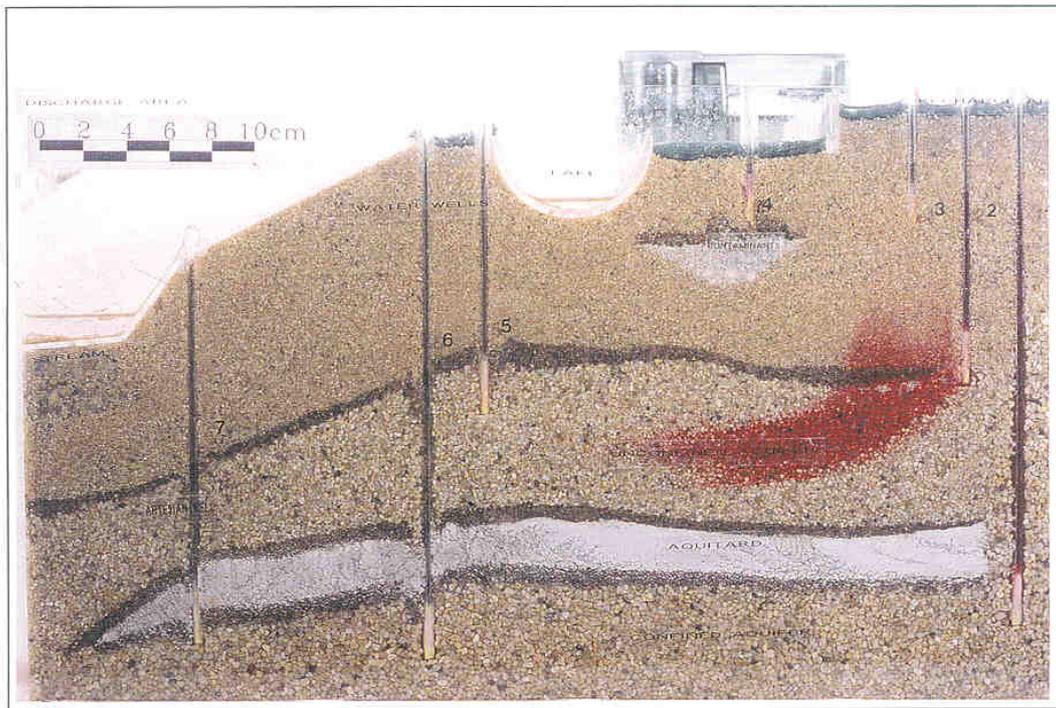


Photo 8: Wanderung der Fahne innerhalb der höher-durchlässigen Lage des "Quartär-Aquifers".

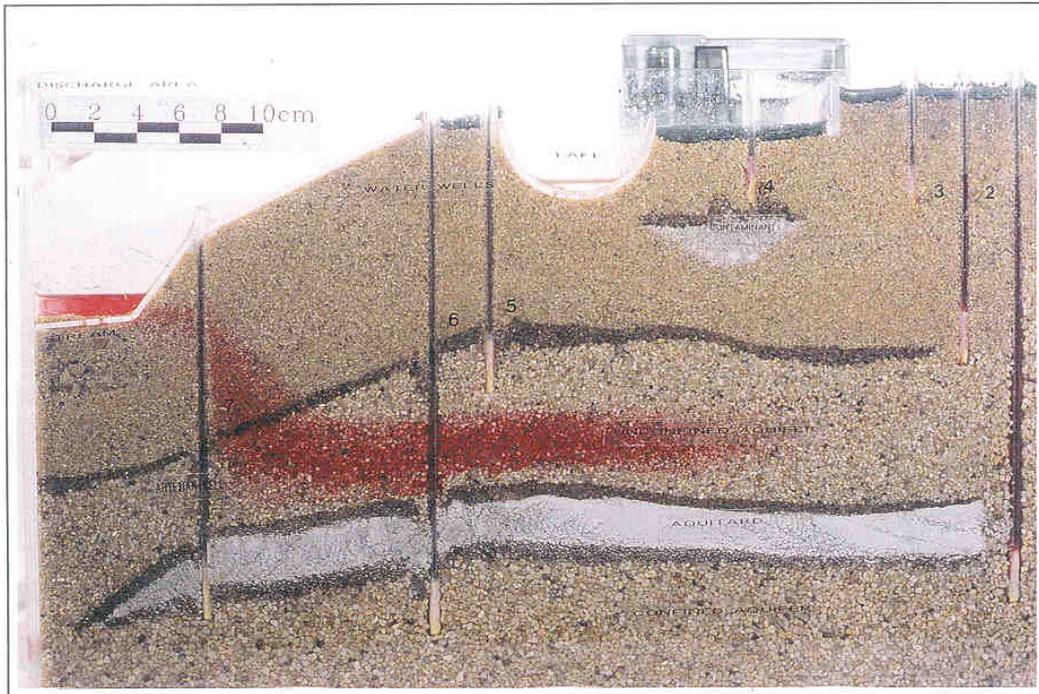


Photo 9: Die Fahne hat den Bach erreicht. Eine hochpermeable Zone entlang des Piezometers 7 hat die Fließrichtung frühzeitig nach oben gelenkt.

Versuch 3

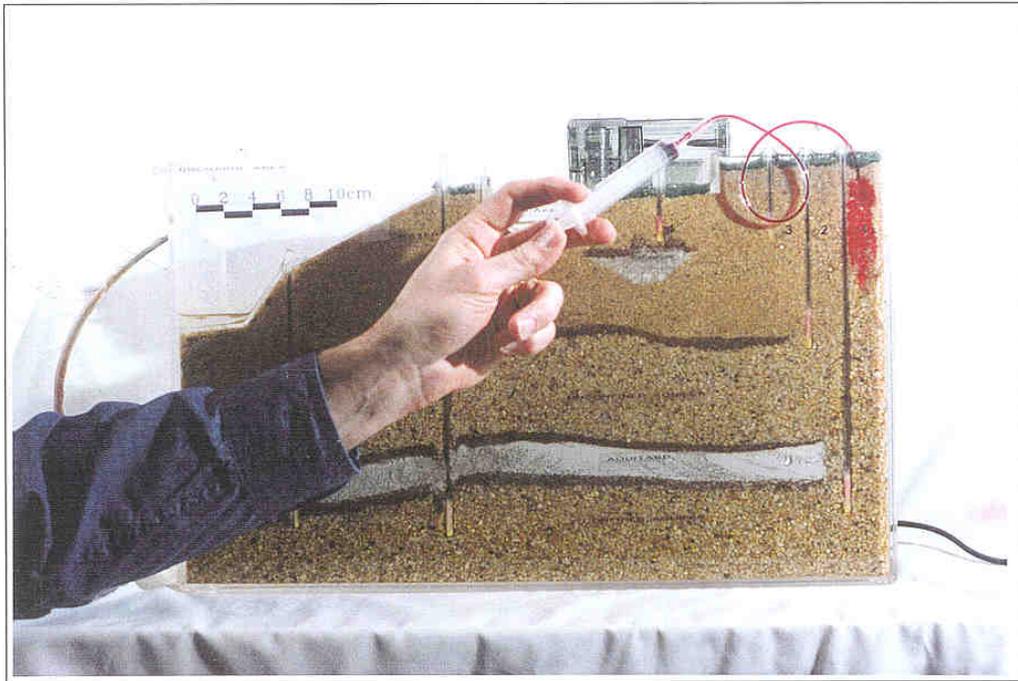


Photo 10: Einleiten des Schadstoffs an der Oberfläche im Bereich des Piezometers 1.

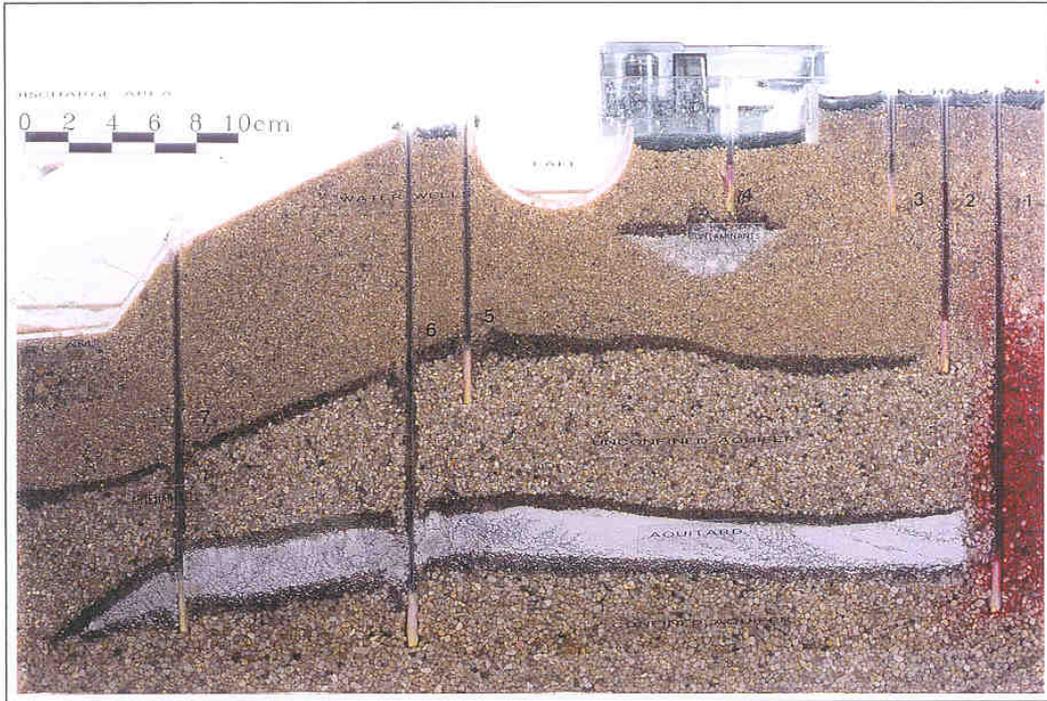


Photo 11: Senkrecht nach unten Wandern der Schadstoff-Fahne entlang den Fließlinien.

Versuch 3

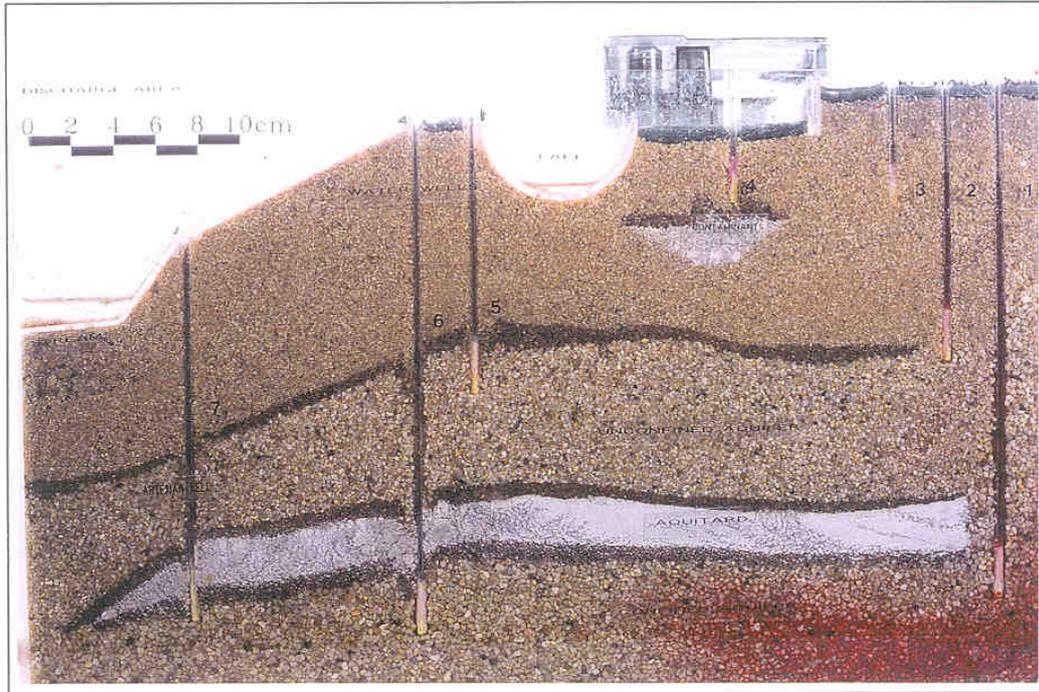


Photo 12: Einbiegung der Fahne in den 'gespannten' Aquifer.

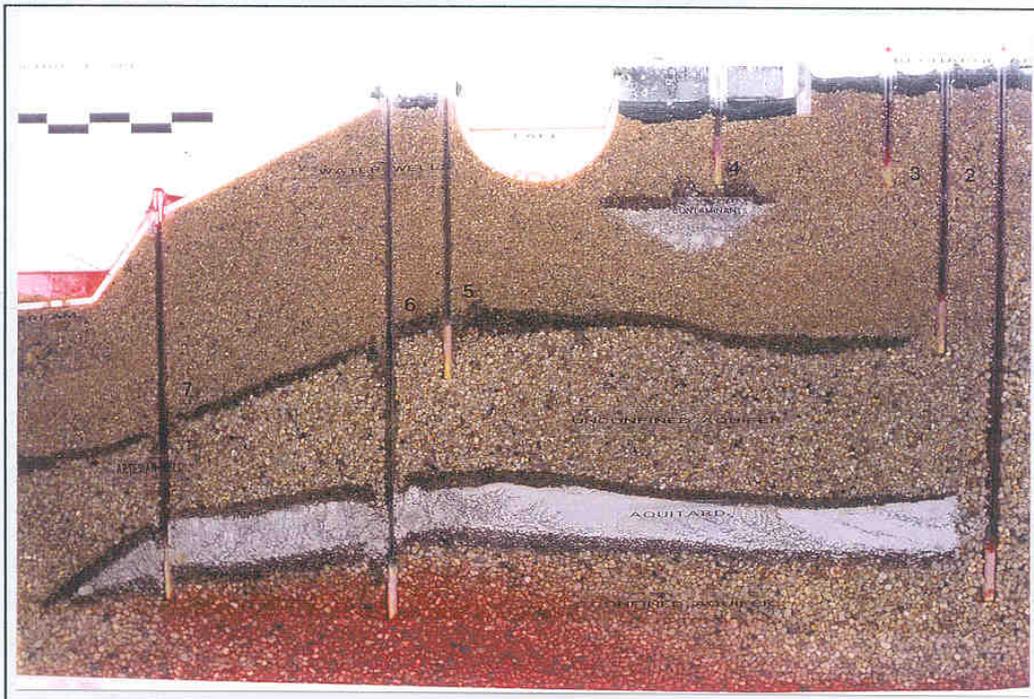


Photo 13: Weitere Wanderung der Fahne durch den 'gespannten' Aquifer. Piezometer 7 ist artesisch und zeigt den Beginn der Migration von verschmutztem Wasser durch den Piezometer in den Bach an.

Versuch 3

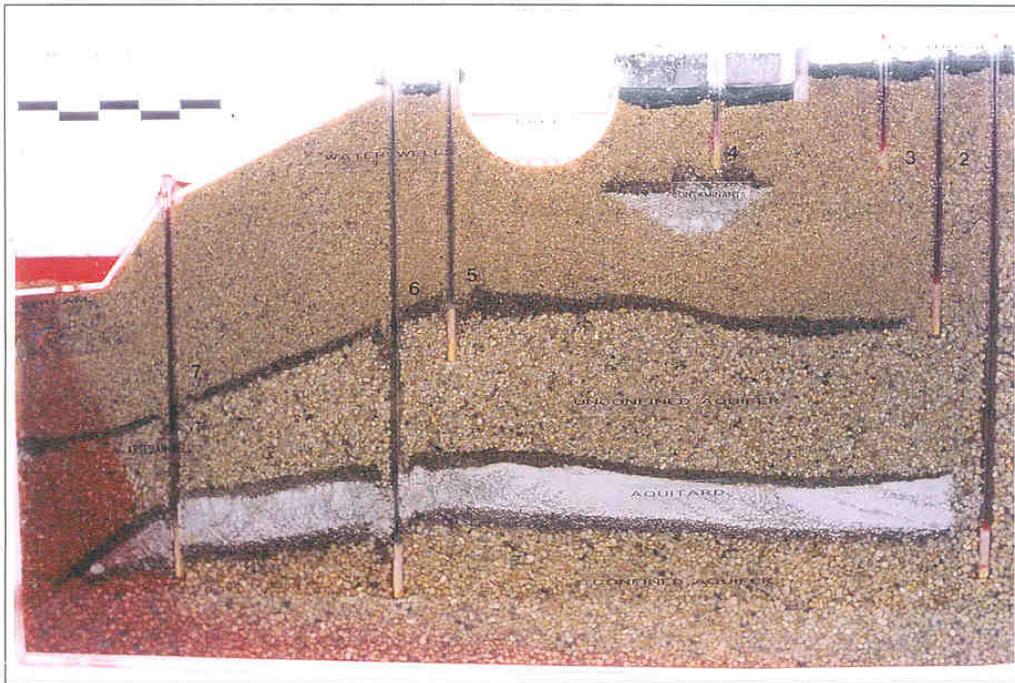


Photo 14: Die Fahne fließt aufwärts zum Discharge-Gebiet, hat aber die Bachsohle noch nicht erreicht. Die Verschmutzung im Bach stammt alleine aus dem artesischen Piezometer Nummer 7.

Versuch 3

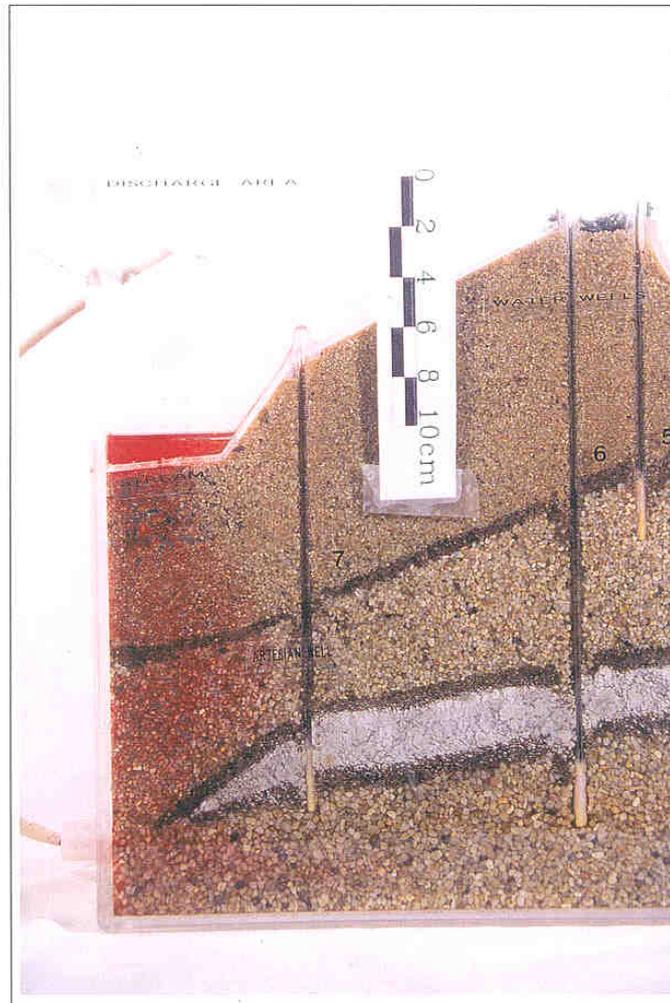


Photo 15: Nahaufnahme des artesischen Piezometers und der nach oben wandernden Schadstoff-Fahne. Die Fahne erreicht den Bach durch die Bachsohle. Das Head in dem Piezometer 7 ist mehr als 4 cm höher als der Wasserspiegel in dem Bach (Head in Sand und Kies an der Bachsohle). Die Differenz der beiden Heads ist ein Maß für den Energiebetrag, der für das Fließen von der unteren Öffnung des Piezometers 7 bis zur Bachsohle benötigt wird.

Wasserstände in Piezometern im Recharge-Gebiet (Fließrichtung nach unten)

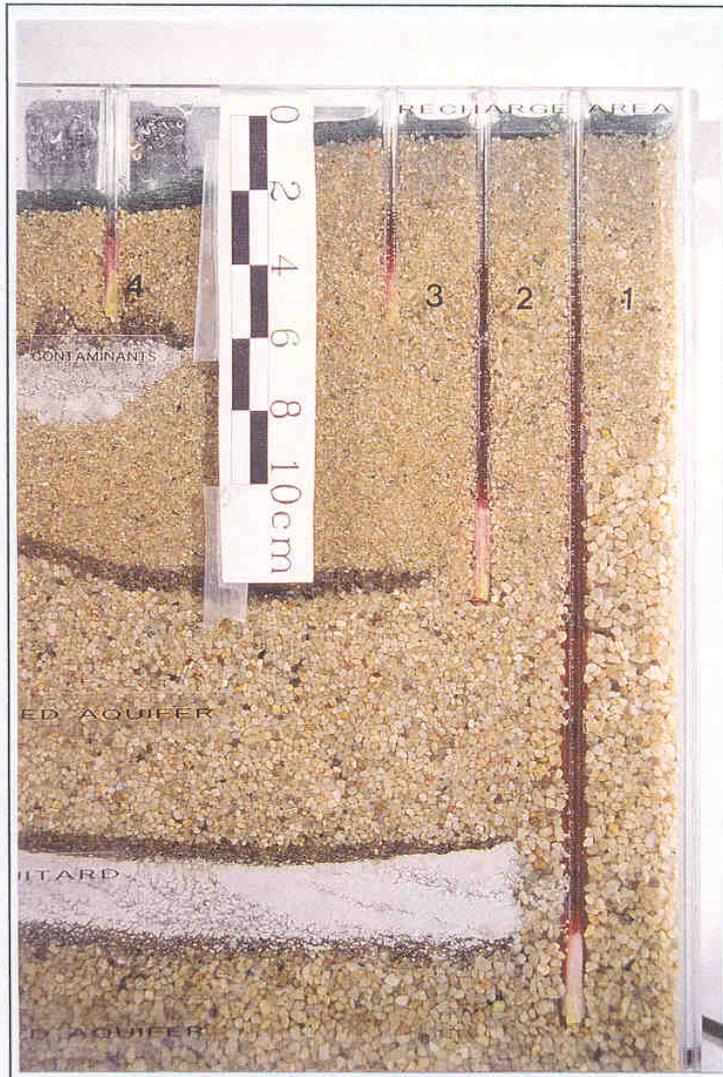


Photo 16: Nahaufnahme der Wasserstände in den Piezometern 1-3 (Recharge-Gebiet). Das Wasser in den Piezometern 1-3 wurde angefärbt, damit die Wasserstände deutlich werden. Der Grundwasserspiegel ist nahe des oberen Randes des Modells in der Höhe des Nullpunktes des angeklebten-Maßstabes. Der Wasserstand in dem Piezometer 3 ist etwa 3 cm unter dem Grundwasserspiegel. Damit ist bei dem nach unten gerichteten Fließen in dem anstehenden feineren Sand auf 6 cm Länge das energetische Äquivalent von 2.6 cm Wassersäule benötigt worden. Die Wasserstände in den Piezometern 2 und 1 sind 4.1 cm und 4.3 cm unter dem Grundwasserspiegel. Das bedeutet das das abwärtsgerichtete Fließen im Bereich des Piezometers 2 bis zu seinem Einlaß in 13 cm Tiefe unter dem Grundwasserspiegel das energetische Äquivalent von

4.1 cm Wassersäule benötigt. Die entsprechenden Werte für den Piezometer 1 sind ein energetisches Äquivalent von 4.3 cm Wassersäule bei einer Tiefe des Piezometers von 25 cm. Der etwa gleiche Energieverbrauch für das Fließen bis zu den unterschiedlich tiefen Einlässen der Piezometer 1 und 2 wird durch die viel höhere Durchlässigkeit entlang des Piezometers 1 verursacht.

Anhang 2
Glossarium

Anhang 2: Glossarium

Definitionen einiger der benutzten Begriffe

Definition is that which refines the pure essence of things from the circumstance. – Milton

It is not really a mark of distinction for a geologist's writing to be so obscure that a glossary is required for its comprehension. – Jules Braunstein

Aquiclude	Eine Schicht im Untergrund, die undurchlässig für Grundwasser sein soll. In den meisten Fällen ist die Annahme der Undurchlässigkeit nicht berechtigt.
Aquitard	Eine Schicht im Untergrund mit relativ niedriger Durchlässigkeit.
Aquifer	Eine Schicht im Untergrund mit relativ hoher Durchlässigkeit.
coning effect	<i>coning</i> (Bates and Jackson, 1980): (a) The cone-shaped rise of saltwater beneath fresh water in an aquifer as fresh water is produced from a well. Syn: <i>upconing</i> (b) The cone-shaped rise of water underlying oil or gas in a reservoir as the oil or gas is withdrawn from a well. <i>cone of recharge</i> (Pfannkuch, 1969): elevation of piezometric surface around a recharge well (Auffülltrichter).
Discharge-Gebiet	Ein Gebiet, in dem Grundwasser vom Grundwasserkörper in Oberflächengewässer oder der Verdunstung zutritt. Discharge-Gebiete und-Zonen befinden sich in den relativ niedrigen Lagen von Landschaften, relativ zum Recharge-Gebiet. Sie sind meist in Tälern und Niederungen, können bei entsprechender geologischer Struktur (z.B. Auskeilen von relativ durchlässigen Lagen] aber auch in relativ hohen Gebieten auftreten. Normalerweise tritt dem Discharge-Gebiet Wasser von unten zu und artesische Bohrungen treten unter ungestörten Bedingungen auf.
Formationswasser, <i>m</i>	Formationswasser, bzw. connate water (Michel, 1963, 1965; Matthes, 1973) läßt sich auf die Zeit der Sedimentation und

der Diagenese zurückführen (Langguth und Voigt, 1980, S.236).

Fluid, <i>s</i>	Oberbegriff für Flüssigkeiten und Gase
Head, <i>s</i>	Maß für das Potential, das an der Filterstrecke eines Piezometers gemessen wird. Die Höhe der Wassersäule in dem Piezometer ergibt das Druck-Head; die Position der Filterstrecke in Höhe über NN ergibt das gravitative Head, und der Wasserstand im Piezometer ist das hydraulische Head in Meter über NN.
Paradigma, <i>s</i>	"universally recognized scientific achievements that for a time provide model problems and solutions to a community of practitioners." (Kuhn, 1970, S. VIII)
Piezometer, <i>m</i>	Piezometer mit kurzer Filterstrecke, um das Druck-Head h_p im Bereich der Filterstrecke zu messen. Aus dem Piezometer können ebenfalls lokale chemische Proben entnommen werden. (Auch Grundwassermeßstelle oder früher Grundwasserpegel genannt)
Potential, <i>s</i>	Energie pro Masse
Recharge-Gebiet	Ein Gebiet, in dem Wasser durch den Grundwasserspiegel in den Grundwasserkörper eintritt. Recharge-Gebiete oder – Zonen befinden sich in der höheren Lagen von Landschaften, relativ zu Tälern und Niederungen. Das Widerspiel von Recharge und Discharge kann sich im Maßstab eines Straßengrabens abspielen (lokales Fließsystem), oder der Abstand zwischen regionalen Recharge-Gebieten und regionalen Discharge-Gebieten kann mehrere hundert km betragen. Normalerweise fließt das Wasser in den Zentralbereichen der Recharge Gebiete relativ steil in den Grundwasserkörper ein. Diese Bereiche sind meist durch sehr flache Grundwasserspiegel in den oberen flachen Bereichen von ausgedehnten Hügellandschaften gelegen.

Wissenschaftliche Revolutionen

"When a profession can no longer evade anomalies that subvert the existing tradition of scientific practice – then begin the extraordinary investigations that lead the profession at last to a new set of commitments, a new basis for the practice of science. The extraordinary episodes in

which that shift of professional commitment occurs are the ones known in this essay [Einfügung: Kuhn, 1970, S.6] as scientific revolutions. They are the tradition–shattering complements to the tradition–bound activity of normal science." (Kuhn, 1970, S.6)