

Feldmethoden der Hydrogeologie

Skript zum Praktikum 2004

Gunnar Lischeid

BITÖK, Abt. Hydrogeologie

Universität Bayreuth

Version vom 02.09.04

1	EINFÜHRUNG	3
1.1	Hintergrund	3
1.2	Allgemeine Begriffsbestimmungen	3
1.3	Hydraulische Kennwerte (Formationskonstanten)	5
1.4	Brunnen	7
1.4.1	Bohrverfahren	7
1.4.2	Brunnenausbau	8
1.4.3	Einzugsbereich	9
2	PROBENAHE UND VOR-ORT-MESSUNGEN	11
2.1	Allgemeines	11
2.2	Probenahmegeräte	11
2.2.1	Schöpfer	12
2.2.2	Saugpumpe	12
2.2.3	Tauchpumpe	12
2.2.4	Impulspumpe	13
2.2.5	Mammutpumpe (Lufthebeverfahren)	13
2.3	Tiefenintegrierte/ tiefenspezifische Beprobung	13
2.3.1	Tiefenintegrierte Beprobung	13
2.3.2	Tiefenspezifische Beprobung	14
2.4	Vor-Ort-Messungen	16
2.4.1	Grundwasserstand, Temperatur	16
2.4.2	Elektrische Leitfähigkeit	17
2.4.3	pH-Wert	17
2.4.4	Sauerstoff	17
2.4.5	Redoxpotential	17
2.5	Besondere Untersuchungsziele	18
2.5.1	Sauerstoff-arme Wässer	18
2.5.2	Untersuchung auf Spurenstoffe	19
2.5.3	Mikrobiologische Untersuchungen	18
2.5.4	Gefahrstoffe	18

3	BRUNNENLOGS	20
4	PUMPVERSUCHE	24
4.1	Einleitung	24
4.2	Auswertung	25
4.2.1	Gespanntes Grundwasser, quasi-stationäre Strömung	26
4.2.2	Freies Grundwasser, stationäre Strömung	27
4.2.3	Gespanntes Grundwasser, instationäre Strömung nach Theis	28
4.2.4	Gespanntes Grundwasser, instationäre Strömung	30
4.2.5	Wiederanstieg im ungespannten Grundwasser	31
5	AUSWERTUNG HYDROCHEMISCHER DATEN	32
5.1	Plausibilitätskontrollen	32
5.1.1	Ionenbilanz	32
5.1.2	Vergleich der gemessenen mit der berechneten elektrischen Leitfähigkeit	32
5.1.3	pH-Wert	32
5.1.4	Löslichkeitsprodukte/ Ausschlußpaare	32
5.2	Darstellung	34
5.2.1	Einzeldiagramme	34
5.2.2	Sammeldiagramme	34
5.3	Typisierung	36

1 EINFÜHRUNG

1.1 Hintergrund

Von der Abteilung Hydrogeologie des BITÖK wird in Absprache mit den Lehrstühlen Geologie und Hydrologie und der Abteilung Bodenphysik der Universität Bayreuth ein einwöchiges Praktikum „*Feldmethoden der Hydrogeologie*“ durchgeführt. Dieses soll in Ergänzung der bestehenden hydrologischen Praktika die wichtigsten Methoden der Grundwasser-Hydrologie vorstellen. Der praktische Teil wird an den von BITÖK betreuten Grundwassermessstellen im Weißenstädter Forst (Fichtelgebirge) durchgeführt werden, die Auswertung der erhobenen Daten findet im BITÖK (Dr.-Hans-Frisch-Straße) statt. Von den Teilnehmern ist ein Protokoll der vorgenommenen Untersuchungen anzufertigen.

1.2 Allgemeine Begriffsbestimmungen

Im Vergleich zur Bodenhydrologie hat sich im Bereich der Hydrogeologie eine spezielle Terminologie ausgebildet. Im folgenden werden deshalb kurz die wichtigsten hydrogeologischen Begriffe erläutert, die z.T. in der DIN 4049 („Hydrologie; Grundbegriffe und Wasserkreislauf“, Teil 5 vom April 1990) definiert sind.

Unter **Grundwasser** wird nach DIN 4049 das „unterirdisches Wasser, das die Hohlräume der Erdrinde zusammenhängend ausfüllt und dessen Bewegungsmöglichkeit ausschließlich durch die Schwerkraft bestimmt wird“ verstanden bzw. „alles unterirdische Wasser in der Sättigungszone“ (Rat der EG: „Richtlinie über den Schutz des Grundwassers gegen Verschmutzung durch bestimmte gefährliche Stoffe“ vom 17.12.1979, Art.1, Abs. 2a).

Mit **Grundwasserkörper** wird ein Grundwasservorkommen bzw. ein eindeutig abgrenzbarer Teil eines Grundwasservorkommens bezeichnet. Dessen obere Grenzfläche wird mit **Grundwasseroberfläche**, die untere Grenzfläche mit **Grundwasserunterfläche** bzw. **Grundwassersohle** bezeichnet. Der senkrechte Abstand zwischen diesen Flächen ist identisch mit der **Grundwassermächtigkeit**. Der Gesteinskörper oberhalb der Grundwasseroberfläche wird als **Grundwasserüberdeckung** bezeichnet. Der Begriff der **Grundwasserdeckschichten** ist hingegen i.d.R. auf pleistozäne Schichten der Grundwasserüberdeckung beschränkt.

Hinsichtlich der hydraulischen Leitfähigkeit werden **Grundwassernichtleiter** (undurchlässig), **Grundwasserhemmer** (gering durchlässig) und **Grundwasserleiter** (durchlässig) unterschieden. Letztere werden in **Poren-, Kluft- und Karstgrundwasserleiter** unterteilt. Dem entsprechen in etwa die aus dem Angelsächsischen übernommenen Begriffe **Aquifer** (Grundwasserleiter), **Aquiclude** (Grundwasserhemmer), **Aquitard** (flächenhaft verbreitete Aquicluden => Leakage) und **Aquifuge** (Grundwassernichtleiter).

Der **Grundwasserspiegel** bzw. die **Grundwasserdruckfläche** ist definiert durch die Fläche, in der der absolute hydrostatische Druck dem atmosphärischen Druck entspricht. Das messtechnische Pendant ist die **Standrohrspiegelhöhe**. Diese wird als **Abstich** gemessen, d.h. auf einen festen Punkt, z.B. die Pegeloberkante (POK), bezogen und auf den **Grundwasserstand** (eine waagerechte Bezugsebene, z.B. Geländeoberkante (GOK) oder Normal-Null) umgerechnet.

Weist die Grundwasserüberdeckung eine sehr niedrige hydraulische Leitfähigkeit auf, so kann sich die Grundwasseroberfläche u.U. nicht entsprechend des hydrostatischen Drucks einstellen (Grundwasseroberfläche niedriger als Grundwasserdruckfläche), d.h. das Grundwasser ist **gespannt** (*artesischer* Aquifer) im Gegensatz zum **freien** Grundwasser (**Freispiegelströmung**).

Unter **Grundwasserblänken** versteht man Geländesenken ohne oberirdischen Zufluss oder Abfluss, in denen der Grundwasserkörper frei liegt (Bsp. Kiesgrube).

Durch eine \pm vertikale Abfolge durchlässiger und (nahezu) undurchlässiger Schichten wird der Grundwasserkörper in mehrere **Grundwasserstockwerke** gegliedert. Örtlich und zeitlich stark begrenzte Grundwasserkörper (s. Speisung intermittierender Quellen) werden **schwebende Grundwasserleiter** genannt und vom **Hauptgrundwasserleiter** abgegrenzt.

Unter einem Wassereinzugsgebiet wird ein durch Wasserscheiden abgegrenztes Gebiet verstanden. Dessen Abgrenzung nach der Geländetopographie (**oberirdisches Einzugsgebiet**) ist nur im Idealfall identisch mit dem **unterirdischen Einzugsgebiet**, ermittelt anhand der Grundwasserdruckfläche.

Der Abfluss aus einem Gebiet wird unterteilt in **oberirdischen Abfluss** A_o (Abfluss auf der Bodenoberfläche und direkte Infiltration in Oberflächengewässer) und **unterirdischen Abfluss** A_u . Dieser wird unterteilt in den **Zwischenabfluss** [\approx **Interflow**] und den Abfluss im Grundwasser. Der Begriff des Zwischenabflusses wird allerdings nicht einheitlich verwendet. Oft ist damit die schnelle Komponente des Abflusses (zeitlicher Aspekt) gemeint, die dem Vorfluter innerhalb einer kurzen Zeitspanne nach dem Niederschlagsereignis zufließt; teilweise wird darunter der Abfluss in nur kurzzeitig gesättigten Schichten oberhalb des Grundwasserkörpers (räumlicher Aspekt) gemeint. Eine empirische Unterscheidung (zeitlicher Aspekt) wird z.B. mittels der **Trockenwetterfalllinie** (TWL) vorgenommen. Die Beziehung zwischen Oberflächengewässern und Grundwasser kann durch **effluente** Abflussverhältnisse (Speisung von Oberflächengewässern aus dem Grundwasser) bzw. **influente** Abflussverhältnisse (Infiltration in den Grundwasserkörper aus Oberflächengewässern: **Uferfiltrat** oder **Seihwasser**) gekennzeichnet sein.

1.3 Hydraulische Kennwerte (Formationskonstanten)

Zentraler Kennwert der Hydrogeologie ist die **Hydraulische Leitfähigkeit = Durchlässigkeit**. Einheit des **Durchlässigkeitsbeiwerts** k_f ist meist $[\text{m s}^{-1}]$. Aufgrund der sich oft um Zehnerpotenzen unterscheidenden Größenordnungen wird in Festgesteinen zwischen **Gesteins-(Poren-)** und **Kluftdurchlässigkeit** unterschieden, die zusammen die **Gebirgsdurchlässigkeit** bestimmen.

Angesichts der oft zu beobachtenden vertikalen Heterogenität (Schichtung) ist es oft sinnvoller, stattdessen die **Transmissivität** T (= Integral der Durchlässigkeit über die gesamte Grundwassermächtigkeit $M = z_2 - z_1$) anzugeben:

$$T = \int_{z_1}^{z_2} k_f(z) dz$$

Im Feldmaßstab wird ohnehin meist die Transmissivität und nicht die hydraulische Leitfähigkeit bestimmt.

Die hydraulische Leitfähigkeit wird sowohl von Eigenschaften der flüssigen Phase (s. Viskosität, die wiederum u.a. von der Temperatur abhängt), als auch von denen der Festphase (Geometrie des Porenraums) bestimmt. Die **Permeabilität** bezieht sich nur auf letzteres. Sie wird in der Einheit d („Darcy“) angegeben, dabei ist $1 \text{ d} = 0,987 \cdot 10^{-12} \text{ m}^2$. Die Permeabilität wird v.a. vom **effektiven (= nutzbaren = speicherwirksamen) Porenvolumen** P , d.h. dem vom Grundwasser zu durchfließenden Anteil des Porenvolumens (= Gesamt-Porenvolumen - Haftwasservolumen) bestimmt.

Sollen die Auswirkungen der Entnahme größerer Grundwassermengen aus mächtigen Aquiferen berechnet werden, so sind die **Kompressibilität** des Gesteins ϵ_s

$$\epsilon_s = - \frac{\partial V_s}{\partial \sigma_s} \cdot \frac{1}{V_s} \quad V_s: \text{Volumen}, \sigma_s: \text{Druck}; \text{Einheit: } [\text{m}^2 \text{ N}^{-1}] \text{ bzw. } [\text{Pa}^{-1}]$$

und die des Wassers ϵ_w

$$\epsilon_w = - \frac{\partial V_w}{\partial \sigma_w} \cdot \frac{1}{V_w}$$

zu berücksichtigen. Die Werte für ϵ_s liegen für Ton im Bereich von 10^{-6} bis 10^{-8} Pa^{-1} , für Sand zwischen 10^{-7} und 10^{-9} Pa^{-1} , für Kies und geklüfteten Fels im Bereich von 10^{-8} bis 10^{-10} Pa^{-1} ; für ϵ_w kann in dem für die meisten Grundwässer üblichen Temperaturbereich ein konstanter Wert von $4.4 \cdot 10^{-10} \text{ Pa}^{-1}$ angenommen werden.

Daraus lässt sich der **spezifische Speicherkoeffizient** S_s

$$S_s = \rho \cdot g \cdot (\varepsilon_s + P \cdot \varepsilon_w) \quad \rho: \text{Dichte des Wassers, } g: \text{Erdbeschleunigung; Einheit: [m}^{-1}\text{]}$$

berechnen, der die Änderung des gespeicherten Wasservolumens pro Volumeneinheit des Aquifers bei Änderung der Standrohrspiegelhöhe um eine bestimmte Höhe angibt. Der **Speicherkoeffizient** S ist das Integral des spezifischen Speicherkoeffizienten S_s über die Mächtigkeit des Aquifers:

$$S = \int_{z_1}^{z_2} S_s(z) dz \quad (\text{dimensionslos})$$

Der Speicherkoeffizient spielt vor allem bei höheren Drücken eine Rolle. Dies ist z.B. im gespannten Grundwasser der Fall ($5 \cdot 10^{-5} \leq S \leq 5 \cdot 10^{-3}$). Im oberflächennahen, freien Grundwasser ($1 \cdot 10^{-1} \leq S \leq 4 \cdot 10^{-1}$) ist der Speicherkoeffizient mit der effektiven Porosität gleichzusetzen. Damit nicht zu verwechseln ist der Begriff der **Höffigkeit**, der die voraussichtlich auf Dauer nutzbare (Grund-)Wassermenge pro Zeiteinheit angibt.

Von der makroskopisch bestimmbaren **Filtergeschwindigkeit** v_f (Wassermenge pro durchflossenem Filter-Querschnitt und Zeit) zu unterscheiden ist die **Bahngeschwindigkeit** („mikroskopischer“ Wasserfluss unter Berücksichtigung der Tortuosität des Porenraums), bzw. die um das nutzbare Porenvolumen (P) korrigierte **Abstandgeschwindigkeit** v_a , die z.B. mittels Markierungsversuch bestimmt werden kann:

$$v_a = \frac{v_f}{P}$$

Die hydraulische **Diffusivität** D ist das Verhältnis von Transmissivität zu Speicherkoeffizient:

$$D = T / S = \int_{z_1}^{z_2} k_f dz / S \quad [\text{m}^2] \text{ und bestimmt die Geschwindigkeit der Änderung hydraulischer$$

Potentiale.

1.4 Brunnen

1.4.1 Bohrverfahren

Zu unterscheiden sind *drehende* und *schlagende* Bohrverfahren:

- ***Drehende Bohrverfahren***

- ***Drehbohren mit Spülung***

- ***Druckspülbohren***: Das vom Meißel gelöste Bohrgut wird im Ringraum zwischen Gestänge und Bohrlochwand nach oben transportiert. Die Spülung wird durch das hohle Bohrgestänge nach unten gepumpt. Oft werden Spülmittel zugesetzt, z.B. um Nachfall oder Entmischung des Bohrgutes zu verringern. Aus größeren Tiefen ist auch eine Förderung mittels Druckluft möglich.
- ***Saugspülbohren***: Insbesondere für Bohrungen großen Durchmessers (> 200 mm) im Lockergestein geeignet. Förderung des Bohrgutes innerhalb des Bohrgestänges.
- ***Kernbohren***: Mittels Druckspülbohrung wird ein schmaler Ringraum freigebohrt und der innen stehengelassene Kern anschließend vom Kernrohr aufgenommen. Gewinnung von Bohrkernen, v.a. in Ton- und Schluffgesteinen.
- ***Drehbohren ohne Spülung***: Förderung des Bohrgutes über Schneckengestänge, nur im Lockergestein bis ca. 30 m Tiefe einsetzbar.

- ***Schlagende Bohrverfahren***

- ***Seil-Freifallbohren (Trockenbohren)***: Wiederholtes Ziehen und Fallenlassen der Bohrkronen in das Bohrloch. Relativ langsames und zunehmend weniger eingesetztes Verfahren.
- ***Hammerbohren (Hammerdrill)***: Der sich langsam drehende Bohrhammer wird mittels Druckluft angetrieben, die auch das Bohrgut im Ringraum nach oben fördert. Geeignet v.a. für Festgestein.
- ***Rammkernbohren***: Bohrkronen werden in das Gestein gerammt.
- ***Schlauchkernbohren***: Kombination von Schlag- und Drehbohrung: Das Kernrohr wird innerhalb des Gestänges der Druckspülbohrung gerammt, der Bohrkern schiebt sich dabei in eine Kunststoffhülle.

1.4.2 Brunnenausbau

Vollkommener Brunnen: über die gesamte Mächtigkeit des Grundwasserkörpers verfiltert; Gegensatz: **unvollkommener Brunnen.** Diese Unterscheidung ist für die Anströmungsverhältnisse des Brunnens und damit für die Auswertung von Pumpversuchen entscheidend (konvergierende vs. parallele Stromlinien).

Ausbau: Abb. 1 zeigt exemplarisch den Ausbau der Grundwassermessstelle B 02 im Einzugsgebiet des Lehstenbachs. An der Bohrlochsohle wird die **Rohrtour** durch ein **Sumpfrohr** abgeschlossen, in dem sich Sediment sammeln kann. Darüber ist der Brunnen bis 1 m unter Flur durchgehend verfiltert (i.d.R. Schlitzfilter). Der hydraulische Kontakt zum Aquifer wird über Quarzfilterkies sichergestellt. Dieser soll gleichzeitig den Ringraum gegen Nachfall (**Wasserschlag**) stabilisieren. Eine **Ringraumabdichtung** als Wassersperre schützt vor schnell infiltrierendem Oberflächenwasser. Das **Aufsatzrohr** schließt die Rohrtour nach oben hin ab. Da es nicht fest mit dem Filterrohr verbunden ist, spricht man von einem „verlorenen“ Filter. Ein Betonstein stabilisiert das Aufsatzrohr und schützt gleichzeitig den Brunnenschacht.

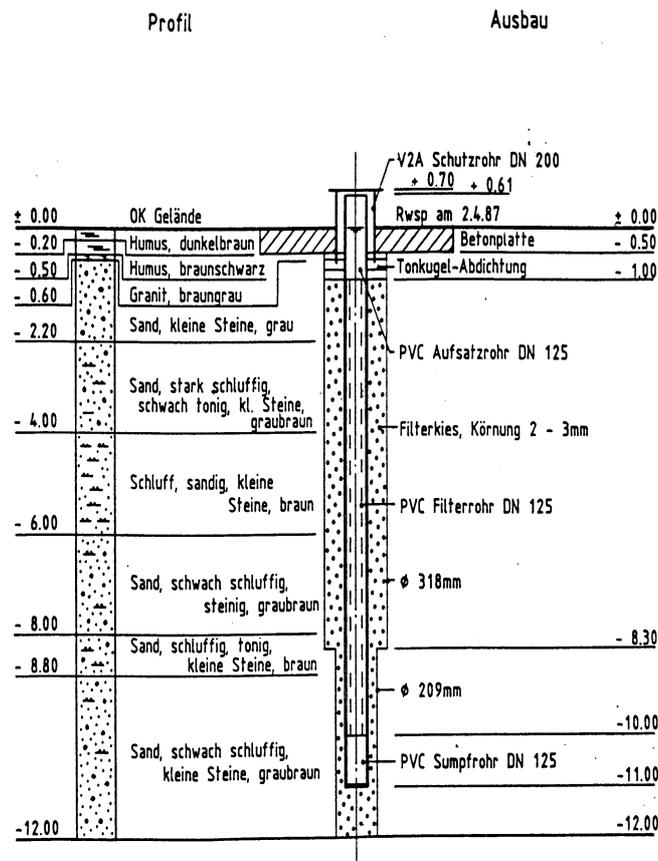


Abb. 1: Ausbauplan der Grundwasser-Messstelle GW02 im Lehstenbach-Einzugsgebiet.

Die Grundwassereinströmung in den Filter sollte zur Vermeidung vorzeitigen Alterns (s.u.) laminar erfolgen. Berechnung des maximalen Filterdurchmessers nach der **Reynolds-Zahl** Re_k (nur für Lockergestein), die $Re_k \leq 6$ sein sollte:

$$Re_k = \frac{v_f \cdot \delta_{wk}}{\nu}$$

- wobei δ_{wk} = Korngröße der inneren, am Filterrohr liegenden Kiesschüttung [m]
 ν = kinematische Zähigkeit, im Mittel bei 10°C $1.31 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$
 v_f = mittlere zulässige Fließgeschwindigkeit im Filterkies [m s^{-1}]

Um den Filterwiderstand zu minimieren, sollte die Schlitzfläche des Filters möglichst mit der effektiven Porosität des Aquifers identisch sein. Die Schlitzweite richtet sich nach dem Korngemisch des Aquifers (Unterkorn $\leq 20\%$) (s. DVGW-Merkblatt W 113 (DVGW 1983)). Im Laufe der Zeit können sich die Filter zusetzen (Alterung), wofür im wesentlichen die folgenden Prozesse verantwortlich sind::

- **Versandung**
- **Korrosion:** aggressive Grundwässer, niedriges Redoxpotential, etc.
- **Versinterung:** Carbonat-Ausscheidungen
- **Verockerung:** Oxidation von Fe^{II} und Fällung als Fe^{III} -Hydrat

1.4.3 Einzugsbereich

Brunnen dienen der Beobachtung (**Grundwassermessstelle**), der Entnahme von Grundwasser (**Entnahmebrunnen**) oder der Einspeisung von (Ab-)Wasser in den Aquifer (**Schluckbrunnen**). Für Entnahmebrunnen sind zu unterscheiden der **Absenkungsbereich**, d.h. der Bereich der erkennbaren Absenkung des Grundwasserspiegel, sowie der **Entnahmebereich**, d.h. der Bereich, aus dem dem Brunnen Grundwasser zuströmt (Neigung der Grundwasserdruckfläche in Richtung der Entnahmestelle), der durch die **Grenzstromlinie** abgegrenzt wird. Die **Entnahmebreite** ist die Entfernung zwischen den Schnittpunkten der Grenzen des unterirdischen Einzugsgebietes quer zur Grundwasser-Fließrichtung. Der **Kulminationspunkt** ist der tiefste Punkt der Begrenzungslinie des Entnahmebereichs (abstromig), Entfernung von der Entnahmestelle ca. = Entnahmebreite/ 2π . Dabei handelt es sich nicht um statische, sondern u.a. von der Förderrate abhängige Größen.

Im Bereich von Trinkwasser-Fassungsanlagen sollten, gestaffelt nach Entfernung, unterschiedliche Schutzzonen ausgewiesen werden (geregelt nach Wasserhaushaltsgesetz, ausführende Landeswassergesetze und behördliche Verordnungen; s. auch DVGW Arbeitsblatt W 101).

-
- **Schutzzone I:** Schutz der unmittelbaren Umgebung der Fassungsanlage vor Verunreinigung. Ausdehnung mindestens 10 m von der Fassungsanlage entfernt, durch Zaun abgegrenzt. Restriktionen: Betretungsverbot, keine landwirtschaftliche Nutzung, keine Ausbringung von Düngern oder Pflanzenschutzmitteln.
 - **Schutzzone II:** Schutz des Grundwassers v.a. vor mikrobieller Kontamination, sowie Schutz der belebten Bodenzone und der Grundwasserüberdeckung. Da davon ausgegangen wird, dass nach 50tägiger Verweilzeit im Grundwasser potentiell humanpathogene Keime abgestorben sind, Abgrenzung mittels 50-Tage-Grenze. Werden nur tiefere, ausreichend abgedichtete Grundwasserstockwerke genutzt, kann auf die Ausweisung verzichtet werden. Bestimmung der 50-Tage-Grenze mittels:
 - Tracerversuchen
 - Berechnung aus k_f -Wert, effektiver Porosität und hydraulischen Gradienten
 - Zylinderformel: Berechnung eines zylinderförmigen Speicherraums aus Wasserentnahmerate, effektiver Porosität, und AquifermächtigkeitRestriktionen: betreffen Bebauung, Verkehrsanlagen, Kiesgruben, etc.
 - **Schutzzone III:** Schutz des Grundwassers vor weitreichenden Beeinträchtigungen, v.a. vor nicht oder nur schwer abbaubaren Stoffen. Unterteilung in **Schutzzone III A** (bis 2 km oberstrom der Fassungsanlage) und **Schutzzone III B** (bis zur Einzugsgebietsgrenze).

2 PROBENAHE UND VOR-ORT-MESSUNGEN

2.1 Allgemeines

Zu den unveränderlichen *Stammdaten* der Probenahmestelle gehören:

- Lage (Name und Nr. der topographischen Karte TK25, Gauß-Krüger-Koordinaten, Höhe über NN (möglichst auf 0.01m genau)
- Art und Ausbauplan der Entnahmestelle
- geologischer Aufbau und Art des Grundwasserleiters.

Darüber hinaus sind bei jeder Probnahme zu notieren:

- Ruhewasserpegel
- Dauer und Umfang der Entnahme
- Absenkung (Pegelstand während oder unmittelbar nach der Probenahme)
- Art der Probenahme (Schöpfer, Saugpumpe, Tauchpumpe, etc.)
- Entnahmetiefe
- genauer Zeitpunkt der Probenahme
- organoleptische Ansprache:
 - Färbung (farblos, schwach, stark)
 - Trübung (klar, schwach getrübt, stark getrübt, undurchsichtig)
 - Geruch (ohne, schwach, stark; Art des Geruchs).

Bei und nach der Beprobung sind die üblichen Vorsichtsmaßnahmen zu treffen, wie Kühlung der Probe, Vermeidung direkter Sonneneinstrahlung, pH- und Leitfähigkeitsmessungen in separaten Aliquoten, eindeutige Kennzeichnung, etc.

2.2 Probenahmegeräte

Für die Entnahme von Grundwasserproben stehen unterschiedliche Geräte zur Verfügung, von denen hier nur kurz die gebräuchlichsten Typen aufgeführt werden. Zu beachten ist, dass die Auswahl der einzusetzenden Geräte oft durch den Durchmesser der zu beprobenden Brunnen, der

zu beprobenden Wässer (Schwebstofffracht, Korrosivität, anoxische Verhältnisse, etc.) und den Ansprüchen an die Mindestförderleistung, die mit zunehmender Förderhöhe schnell abnimmt, beschränkt wird (Käss 1989).

2.2.1 Schöpfer

Geräte mit *Fallgewichts-* oder *Fernsteuerungsverschlüssen* ermöglichen im Gegensatz zu einfachen Ausführungen (*Schöpfhülsen*: oben offene, längliche Gefäße) eine Wasserentnahme aus definierter Tiefe. Allen Schöpfern ist aber gemeinsam, dass damit nur das im Bohrloch stehende *Standwasser* beprobt wird, das oft nicht repräsentativ für das zu beprobende Grundwasser ist. Darüber hinaus ist eine Entgasung der Probe, sowie der Kontakt mit Luftsauerstoff kaum zu vermeiden.

2.2.2 Saugpumpe

Die maximal erreichbare Förderhöhe von Saugpumpen liegt in der Praxis bei 8 m. Das Anlegen eines Unterdrucks bewirkt eine Entgasung der Probe. Dieses kann teilweise durch einen hinreichend großem Förderstrom und entsprechend gedrosseltem Auslaufhahn verhindert werden. Eingesetzt werden einfache, handbetriebene Modelle (*Kolbenprober*), *Motorpumpen* (Elektro- oder Verbrennungsmotor), sowie *Tiefsauger*, die nach dem Prinzip der Wasserstrahlpumpe arbeiten. Ihr Vorteil gegenüber den Tauchpumpen besteht darin, dass hier nur der Saugschlauch in den Brunnen eingeführt werden muss, was den Einsatz auch in sehr engen oder schlecht zugänglichen Brunnen und Schächten sowie die Verwendung preisgünstiger Pumpen erlaubt.

2.2.3 Tauchpumpe

Elektrisch betriebene Tauchpumpen sind auch in größeren Tiefen einzusetzen. *Tauchschwingkolbenpumpen* (durch Wechsellspannung induziert, schwingt ein Kolben hin und her) sind sehr leicht und handlich, weisen allerdings auch nur geringe Förderraten auf (max. ca. 0.02 l/s). *Kleinst-Tauchmotorpumpen*, auch *Camping-Pumpen* genannt, werden mit 12 oder 24 V betrieben und leisten maximal ca. 0.25 l/s. Bei größeren Flurabständen können mehrere Pumpen hintereinander geschaltet werden. Mit größeren *Tauchmotorpumpen* lassen sich Förderhöhen von mehr als 250 m erzielen. Die Versorgung der Drehstrommotoren erfolgt i.d.R. über Generatoren und Frequenzumrichter, über die sich die Förderleistung stufenlos regeln lässt.

2.2.4 Impulspumpe

Diese Pumpe wird mittels Pressluft betrieben, die allerdings nicht in direkten Kontakt mit dem Grundwasser kommt. Die Pressluftversorgung geschieht über Pressluftflaschen oder Kompressoren.

2.2.5 Mammutpumpe (Lufthebeverfahren)

Grundwasser lässt sich auch mittels Druckluft fördern, wenn der Brunnenschacht gegenüber der Atmosphäre abgedichtet wird (Packer). Im Gegensatz zu Motorsaugpumpen oder Tauchpumpen sind Druckluftheber auch bei starker Sedimentfracht einsetzbar. Allerdings führt der nötige Überdruck nicht nur zu einer massiven Beeinträchtigung der natürlichen, u.U. anoxischen Verhältnisse, sondern löst auch Feinteilchen und Mikroorganismen aus dem Filterbereich. Ihr Einsatz sollte deshalb auf das Freispülen von Brunnen beschränkt bleiben.

2.3 Tiefenintegrierte/ tiefenorientierte Beprobung

2.3.1 Tiefenintegrierte Beprobung

Sinn der tiefenintegrierten Beprobung ist es, einen möglichst repräsentativen Wert für einen möglichst großen Ausschnitt des Grundwasserleiters zu erhalten. Da das im Brunnenschacht stehende Wasser (*Standwasser*) oftmals nicht repräsentativ für das Grundwasser ist, wird empfohlen, vor der Probenahme solange zu pumpen, bis einfache zu bestimmende Parameter wie elektrische Leitfähigkeit, pH, Trübung und Temperatur konstante Werte aufweisen. Andererseits führt jede Entnahme zu einer Störung des zu untersuchenden Systems und sollte deshalb minimiert werden.

In DIN 38402, Teil 13, und DVWK Regeln 128/1992 wird empfohlen, die Entnahmepumpe 1 m unter Filteroberkante zu positionieren, wenn nur der wassergesättigte Bereich verfiltert ist, bzw. 1 m unter dem (maximal abgesenkten) Grundwasserspiegel, wenn die Filteroberkante im ungesättigten Bereich liegt. Darüber hinaus wird empfohlen, während der Probenahme den Grundwasserspiegel max. um 1/3 der Filterstrecke, jedoch um nicht mehr als 2 m abzusenken.

2.3.2 Tiefenorientierte Beprobung

Oft ist im Grundwasser eine vertikale Zonierung vorzufinden. Für viele Fragestellungen ist es deshalb wünschenswert, detailliertere Daten über das hydrochemische Tiefenprofil des Grundwassers zu erhalten (s. auch Lerner und Teutsch 1995).

- **Mechanische Trennung der Tiefenstufen:** Die konzeptionell einfachste, technisch jedoch aufwendigste Methode besteht darin, für jede Tiefenstufe einen eigenen Brunnen zu errichten (**tiefen-gestaffelte Brunnen**; vergl. Piezometer). Etwas weniger aufwendig ist die Errichtung von **Multilevel-Brunnen**. Hierbei sind die einzelnen Teil-Filterstrecken des Brunnens durch Vollrohr-Abschnitte mit entsprechender Abdichtung zum Grundwasserleiter hin voneinander getrennt. In der Praxis bereitet diese Abdichtung allerdings öfters Probleme, insbesondere in größeren Tiefen. Die entsprechende Trennung der Filterabschnitte im Innenrohr ist entweder fest (separate Innenrohre) oder erfolgt während der Probenahme durch Packer. Damit lassen sich auch vertikale hydrostatische Gradienten im Grundwasser bestimmen.
- **Dynamische Trennung der Tiefenstufen:** Die Mehrzahl aller Brunnen weist allerdings eine durchgehende Verfilterung auf. Dennoch sind tiefenorientierte Beprobungen möglich.
- **Schöpfer/ Campingpumpe:** Die einfachste Methode besteht darin, mit einem Schöpfer oder mit einer Pumpe mit sehr niedriger Förderrate Wasser aus verschiedenen Tiefenstufen zu entnehmen. Damit wird allerdings das Standwasser beprobt, das chemisch nicht unbedingt mit dem ungestörten Grundwassers identisch ist. In geschichteten Grundwasserleitern ist damit zu rechnen, dass die Filterstrecke des Brunnens als hydraulischer Kurzschluss zu einem intensiven Austausch von Wässern ansonsten getrennter Aquifere führt. Das führt dann dazu, dass das Standwasser im Filterrohr letztlich von dem Wasser eines oder weniger Teilaquifere bestimmt wird.
- **Packersysteme:** Mittels zweier Packer wird die Rohrtour ober- und unterhalb der Pumpe für die Dauer der Probenahme abgedichtet. Allerdings kann auch dann nicht ausgeschlossen werden, dass über die Filterkiespackung Wasser aus Schichten mit höherer hydraulischer Leitfähigkeit angesaugt wird. Diese Gefahr kann durch die Verwendung mehrerer Packersysteme reduziert, aber nicht völlig ausgeschlossen werden. Denkbar wäre z.B. die Anordnung von vier Packern übereinander mit jeweils einer Pumpe in den Zwischenräumen. Aufgabe der oberen und unteren Pumpe ist es, mit vergleichsweise hoher Förderrate für eine möglichst horizontale Anströmung des Brunnens zu sorgen. Mit der mittleren Pumpe wird dann bei niedriger Förderrate die eigentliche Probe entnommen.
- **Mehr-Pumpen-Systeme:** Anstatt über mechanische Abdichtungen lässt sich eine Separation auch dynamisch durch den Einsatz mehrerer Pumpen erzielen. Beispielsweise wird jeweils eine Pumpe im unteren und oberen Bereich der Filterstrecke betrieben. Mit Hilfe eines Flowmeters lässt sich dann die genaue Lage der sich entwickelnden Wasserscheide bestimmen und durch Variation des Verhältnisses der Förderraten verändern (**Dual Pumping Technique**, Nilsson et al. 1995). Ist das Profil der Anströmung

des Filterrohres bekannt (Flowmeter-Messungen, s. u.), so lassen sich rechnerisch die hydrochemischen Eigenschaften der einzelnen Tiefenstufen $C(z_i, z_{i+1})$ ermitteln:

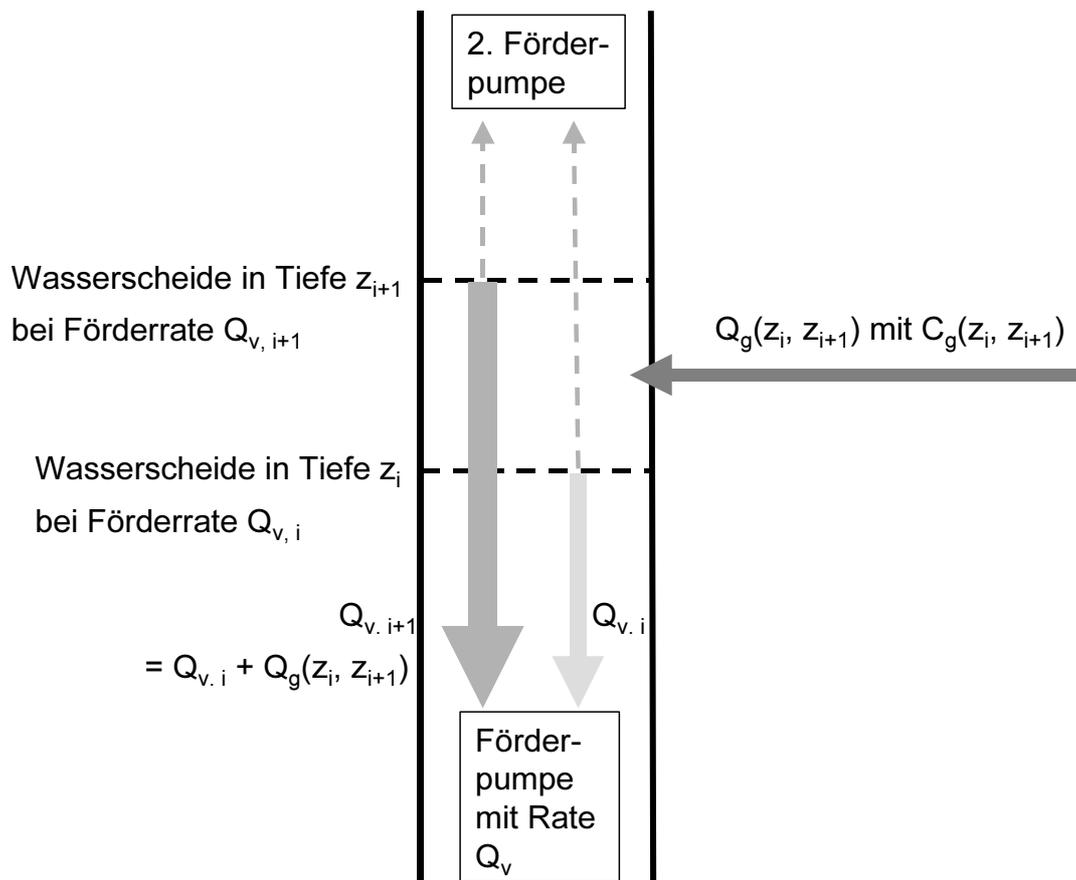
$$C(z_i, z_{i+1}) = \frac{[C_p(z_i) \cdot Q_i - C_p(z_{i+1}) \cdot Q_{i+1}]}{Q(z_i, z_{i+1})}$$

$C(z_i, z_{i+1})$: Stoffkonzentration des Grundwassers der Tiefenstufe $[z_i, z_{i+1}]$

$Q(z_i, z_{i+1})$: Grundwasseranströmung in der Tiefenstufe $[z_i, z_{i+1}]$

$C_p(z_i)$: Stoffkonzentration der Grundwasserprobe, entnommen bei Lage der Wasserscheide in Tiefe z_i

Q_i : Förderrate der Entnahmepumpe bei Lage der Wasserscheide in Tiefe z_i



2.4 Vor-Ort-Messungen

Aufgrund von Entgasungen, Fällungen oder sonstiger Beeinträchtigungen während des Transports und der Lagerung der Proben empfiehlt es sich, die hier aufgelisteten Parameter direkt vor Ort zu messen.

2.4.1 Grundwasserstand, Temperatur

Gemessen wird in der Regel der *Abstich*, d.h. die Differenz zwischen dem Grundwasserspiegel und einem Bezugspunkt, z.B. Pegeloberkante (POK) oder Geländeoberkante (GOK). Z.T. sind die Geräte zusätzlich mit einem Temperatursensor versehen, so dass eine separate Messung entfällt.

Tab. 1: Geräte zur Ermittlung der Tiefe des Grundwasserspiegels.

Gerät	Anmerkungen zum Messprinzip	automatisierbar	Messgenauigkeit
Meterstab		nein	± 1 mm
Brunnenpfeife	Auftreffen auf Grundwasseroberfläche lässt eingeschlossene Luft durch eine Pfeife entweichen (akustisches Signal)	nein	± 5 mm
Kabellichtlot	Kontakt mit Grundwasser schließt Stromkreis (optisches Signal)	nein	± 5 mm
Schwimmer	Verhältnis Schwimmerquerschnittsfläche zum Reibungswiderstand bestimmt die Auflösung; Aufzeichnung analog (Pegelschreiber) oder digital (Winkelcodierer)	ja	± 1 mm
Druckaufnehmer	Absolutdruck oder Relativdruck (Druckausgleich mit Atmosphäre)	ja	± 3 mm
Ultraschall	Laufzeit eines Ultraschallsignals	ja	± 3 mm
Schiebewiderstand	Schwimmer schiebt Schiebewiderstand	ja	± 3 mm

2.4.2 Elektrische Leitfähigkeit

Die elektrische Leitfähigkeit ist ein einfaches und robustes Maß für die Gesamtmenge gelöster (dissoziierter) Ionen. Aufgrund der Temperatur-Abhängigkeit (Steigung: 1.9% / K) wird der Messwert auf die Referenz-Temperatur 25°C (z.T. auch noch 20°C gebräuchlich) umgerechnet angegeben. Zur Vermeidung von Präzipitaten an den Elektroden wird eine Wechselspannung angelegt; diese kann u.U. andere Messungen (z.B. pH: Spannungsmessung) beeinträchtigen. Die Leitfähigkeitselektrode ist i.d.R. wartungsfrei.

2.4.3 pH-Wert

Es empfiehlt sich, die pH-Elektrode täglich zu kalibrieren. Vor der Messung die Elektrode möglichst mit destilliertem Wasser abspülen, nach Gebrauch Schutzkappe wieder mit verdünnter KCL-Lösung, notfalls mit Wasser, füllen. Erfordert die Einstellung eines stabilen Wertes mehr als 2 Minuten, empfiehlt es sich, die Elektrode auszuwechseln. Bei niedriger Ionenstärke der zu messenden Lösung ($< 10^{-3}$ M) einen Tropfen gesättigter KCl-Lösung zusetzen (erhöht die elektrische Leitfähigkeit!).

2.4.4 Sauerstoff

Tägliche Kalibrierung gegen den atmosphärischen Sauerstoff bzw. gegen Probe mit bekanntem O₂-Gehalt (bzw. -Sättigung), sowie gegen O₂-freie Lösung (Na₂SO₃ im Überschuss mit etwas CoCl₂). Die Messung im leicht (!) bewegten Wasser durchführen, bzw. während der Messung kontinuierlich rühren. Die Temperaturabhängigkeit der Sauerstoff-Sättigung ist zu beachten.

2.4.5 Redoxpotential

Das Redoxpotential (Eh-Wert) wird in natürlichen Wässern v.a. durch C, O₂, N, S, Fe und Mn bestimmt. Für Süßwasser, das mit der Luft in Gleichgewicht steht ($p_{O_2} = 0.21$ und $pH = 7$), wäre theoretisch ein Eh-Wert von +800 mV zu erwarten.

Die Messung ist im sacht strömendem Wasser (ca. 10 ml/s) durchzuführen. Dabei sind Änderungen der Temperatur, des Sauerstoff-Gehaltes und des Drucks gegenüber den natürlichen Verhältnissen im Aquifer möglichst zu vermeiden. Gasreiche Wässer sollten jedoch vorher entgasen (Entgasungsbirne). Die Einstellung eines einigermaßen stabilen Gleichgewichtes kann u.U. 30 min und länger dauern. Bei der Interpretation der Messwerte ist zu beachten, dass in natürlichen Wässern i.d.R. Mischpotentiale fern eines thermodynamischen Gleichgewichtes vorliegen.

2.5 Besondere Untersuchungsziele

2.5.1 Sauerstoff-arme Wässer

Bei der Entnahme ist darauf zu achten, dass die Probe nicht mit Luftsauerstoff in Berührung kommt. Der Einsatz von Schöpfern scheidet somit aus. Probengefäße sollten mittels eines bis auf den Boden des Gefäßes reichenden Schlauches so befüllt werden, dass das Gefäß mehrfach überläuft. Turbulentes Fließen im Gefäß ist zu vermeiden.

2.5.2 Mikrobiologische Untersuchungen

Sämtliche Probenahmegeräte sind, soweit möglich, zu sterilisieren und nachträgliche Kontaminationen zu vermeiden. Vor der Probenahme Pumpe, Steigrohre und Schläuche gründlich spülen und nach der Probenahme vollständig abtrocknen lassen, um Besiedlung mit Mikroorganismen zu vermeiden. Chemische Desinfektion ist zu unterlassen, da eine Verschleppung des Desinfektionsmittels nicht ausgeschlossen werden kann.

Bei fest installierter Förderpumpe Auslaufhahn säubern und abflammen, mit vollem Strahl Verunreinigungen herauspülen und Probe mit ca. bleistiftdickem Strahl entnehmen. Darüber hinaus sind turbulente Strömungen im Bereich der Filterstrecke, die im Filterkörper befindliche Mikroorganismen mitreißen könnten, zu vermeiden. Probengefäße (Glas) möglichst völlig befüllen. Auch hierbei empfiehlt es sich, den Abstich möglichst berührungslos messen (Ultraschall).

2.5.3 Gefahrstoffe

Unter Umständen besteht nicht nur eine Gefährdung des Grundwassers, sondern auch der Probenehmer, z.B. durch Explosivstoffe, ätzende Stoffe oder Toxine. Insbesondere bei leicht flüchtigen Stoffen ist erhöhte Vorsicht geboten. Gefahrquellen stellen dabei v.a. abrupte Veränderungen der Löslichkeit, z.B. durch Druck- oder Temperaturänderungen, dar.

2.5.4 Untersuchung auf Spurenstoffe

Sollen die Proben auf Spurenstoffe untersucht werden, ist der Einfluss der Materialien von Filterrohren, Steigrohren/Schläuchen, Pumpen und Probengefäßen zu beachten. Tab. 2 gibt einen Überblick über zu verwendende Materialien. Um Kontaminationen zu vermeiden, müssen die verwendeten Geräte entsprechend gereinigt werden. Darüber hinaus sollte z.B. die Messung des Abstichs möglichst berührungslos erfolgen (Ultraschall).

Tab. 2: Für bestimmte Untersuchungsparameter empfohlene Materialien (nach Remmler 1990, vereinfacht; aus: DVWK 1992).

Parameter	PTFE	Edelstahl	PVC
anorganische Stoffe			
Schwermetalle	+	(+)	+
korrodierende Bedingungen	+	(+)	+
organische Stoffe			
Tenside	+	+	(+)
Phenole	(+)	(+)	(+)
Chlornitroverbindungen	+	(+)	(+)
aliphatische und aromatische Kohlenwasserstoffe	+	+	-
chlorierte Kohlenwasserstoffe	+	+	(+)
Pflanzenschutzmittel	(+)	+	-
Ketone, Ester, Aldehyde	(+)	+	-
bakteriologische Parameter			
	+	+	(+)

3 BRUNNENLOGS

Neben der Analyse des Bohrkerns lassen sich Bohrungen nutzen, um mit den Aquifer zu charakterisieren. Diese Methoden werden als Brunnenlogs bezeichnet. Teilweise ist ihr Einsatz, insbesondere der der elektromagnetischen Methoden, allerdings auf nicht verrohrte Bohrlöcher beschränkt (Tab. 3, Tab. 4). Daneben können flächig einsetzbare geophysikalische Methoden wertvolle Daten liefern, die in einem separaten Praktikum behandelt werden.

Tab. 3: Auf nicht verrohrte Bohrlöcher beschränkte Brunnenlogs.

Verfahren	Prinzip	Anwendung auf	Voraussetzungen
Kaliber-Log (CAL)	federnde mechanische Fühler ermitteln den Bohrl Lochdurchmesser	Durchmesser-Korrektur für andere Logs, Lithologie, Klüfte	keine Einschränkungen
Video (TV)	Aufnahme der Bohrl Loch-Wand	Lithologie, Klüfte	nicht zu starke Trübungen
Eigenpotential (SP)	unterschiedliche Lösungskonzentrationen bedingen el. Potential zwischen Bohrl Loch-Spülung und Gebirgswasser	Lithologie, Tongehalt, Ionenkonzentration	flüssigkeitsgefülltes Bohrl Loch
Einzelpunkt-Widerstand (Ein-Elektroden-Anordnung)	Messung des el. Widerstands; Erdungselektrode an der Geländeoberfläche, 2. Elektrode im Bohrl Loch	hoch aufgelöste Lithologie, Klüfte lokalisiert durch differentielle Aufnahme	flüssigkeitsgefülltes Bohrl Loch
Multi-Elektroden-Widerstand (ES)	über zwei Elektroden wird im Bohrl Loch ein elektr. Feld aufgebaut, Sensorelektroden-Anordnung wie bei Einzelpunkt-widerstand messung	Salzgehalt der Porenflüssigkeit, Lithologie	flüssigkeitsgefülltes Bohrl Loch
Mikrolog	Widerstand in der Bohrl Lochwand abhängig von der jeweiligen Eindringtiefe der Spülflüssigkeit	Permeabilität, Schichtenfolge fein aufgelöst	flüssigkeitsgefülltes Bohrl Loch

Tab. 4: Auch in verrohrten Bohrlöchern einsetzbare Brunnenlogs.

Verfahren	Prinzip	Awendung auf	Voraussetzungen
elektrische Induktion (IES)	el. Leitfähigkeit von Gestein und Grundwasser	Salzgehalt der Porenflüssigkeit, Lithologie	Plastikrohr-Verfilterung
γ -Log (GR = „Gamma-Ray-Log“)	Messung der Gamma-Strahlung von radioaktiven Isotopen (v.a. ^{40}K in Tongesteinen)	Ton- und Schluffgehalt, Permeabilität; spektrales Gamma identifiziert Radioisotope	in sehr weiten Bohrlöchern, oder mit massivem Beton ausgebauten Bohrlöchern nicht einsetzbar
γ - γ -Log (D = Dichte-Log)	Absorption emittierter γ -Quanten (^{60}Co , ^{137}Cs), abh. von Elektronendichte des Gesteins, und damit von der Gesteinsdichte	Lagerungsdichte, Porosität, Wassergehalt, Lithologie	optimal in nicht ausgebauten, nach entsprechender Kalibrierung auch in ausgebauten Bohrlöchern einsetzbar
Neutron-Log (N)	Messung der γ -Strahlung, die bei Zusammenprall emittierter schneller Neutronen mit H^+ freigesetzt wird	Wassergefüllter Porenraum, Wassergehalt, Lithologie	optimal in nicht ausgebauten, nach entsprechender Kalibrierung auch in ausgebauten Bohrlöchern einsetzbar
Sonic-Log (= Akustik-Log) (SV)	Amplitude und Laufzeit akustischer Wellen ist abh. v. Gesteinsdichte und Porosität	Porosität, Lithologie, Lokalisierung und Charakterisierung der Klüfte, Kontrolle eines Beton-Ausbau	flüssigkeitsgefülltes Bohrloch
Temperatur-Log (TEMP)	Temperaturprofil der Bohrlochflüssigkeit	Geothermische Tiefenstufe, Strömungen innerhalb des Bohrloches, Lokalisierung injizierten Wassers, Korrektur anderer Logs	flüssigkeitsgefülltes Bohrloch
Salinometer-Log (SAL)	el. Leitfähigkeit der Bohrlochflüssigkeit	Qualität der Bohrlochflüssigkeit, Bohrloch-interne Strömungen, Lokalisierung von Kontaminationen	flüssigkeitsgefülltes Bohrloch
Durchflussmessungen (FLOW)	Profil der Grundwasser-Strömungsgeschwindigkeiten (s. u.)	Bohrloch-interne Strömung, Lokalisierung von Schichten unterschiedlich starker Zuströmung	flüssigkeitsgefülltes Bohrloch

Fließgeschwindigkeit: Die vertikale Verteilung der Flussraten und -richtungen im Aquifer spielt insbesondere für deutlich geschichtete oder geklüftete Aquifere eine wichtige Rolle. Allerdings sind die Fließgeschwindigkeiten im ungestörten Grundwasserleiter in der Regel sehr klein und mit Flügel-Durchflussmessgeräten nicht zu bestimmen. Andererseits ist zu beachten, dass jeder Brunnen einen massiven Eingriff in das natürliche Fließregime darstellt, so dass der Grundwasserfluss sowohl in der vertikalen als auch der horizontalen Richtung zum Brunnen hin abgelenkt und die Fließgeschwindigkeit erhöht wird.

Anströmung in Ruhe: Analog zur Salz-Verdünnungsmethode der Abflussmessung in Oberflächengewässern lässt sich auch die horizontale Fließrate des Grundwassers in Ruhe abschätzen. In einen durch Packer nach oben und unten abgedichteten Bereich der Filterstrecke wird ein Tracer gegeben und möglichst gleichmäßig durchmischt. Je höher die (horizontale) Fließgeschwindigkeit des Grundwassers in der betreffenden Tiefe, umso schneller wird der Tracer verdünnt. Als Tracer bietet sich ein Salz an, dessen Konzentration sich indirekt über die Messung der elektrischen Leitfähigkeit bestimmen lässt. Dessen von der Zeit abhängige Verdünnung $C(t)/C_0$ lässt sich angenähert beschreiben anhand der Gleichung

$$\frac{C(t)}{C_0} = e^{-\frac{Q}{V}t} \quad \Rightarrow \quad Q = \frac{V}{t} \cdot \ln \frac{C_0}{C(t)}$$

$$\text{bzw.} \quad v_f = \frac{\pi \cdot r^2 \cdot h}{2 \cdot r \cdot h \cdot t} \cdot \ln \frac{C_0}{C(t)} = \frac{\pi \cdot r}{2 \cdot t} \cdot \ln \frac{C_0}{C(t)}$$

Q : Volumenfluss durch den Abschnitt des Filterrohrs

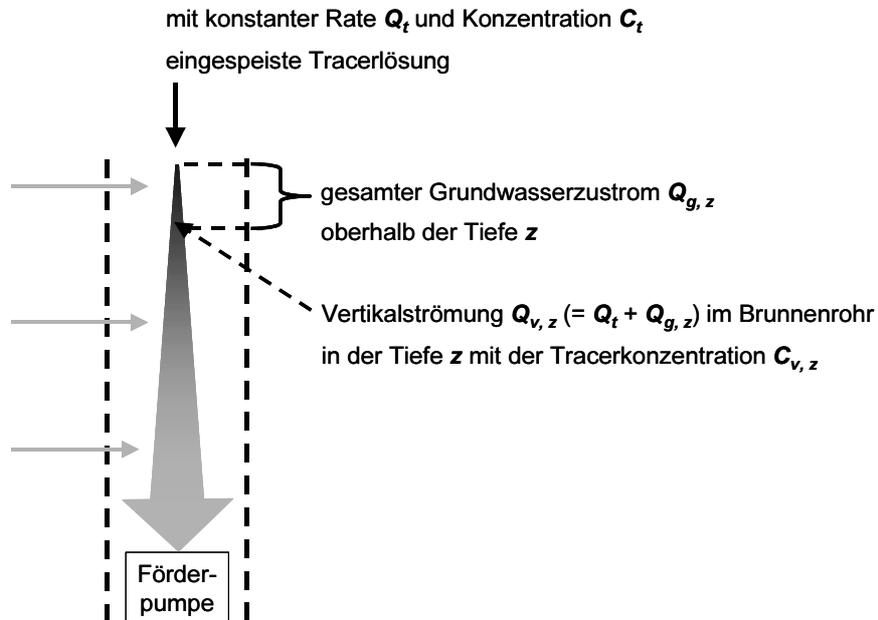
V : Volumen des Filterrohr-Abschnittes

v_f : (Horizontal-)Filtergeschwindigkeit

Unter Last: Das Fließregime wird durch den Betrieb einer Förderpumpe stark verändert. Dies ist z.B. bei der Analyse von Grundwasserproben zu beachten, die bei laufender Förderpumpe gewonnen werden. Die Flussraten sind dann wesentlich höher und unter Umständen auch mittels Flügel-Durchflussmessgerät zu bestimmen. Niedrigere Flussraten lassen sich wiederum anhand der Verdünnung von Tracern (radioaktive Tracer, Salze, fluoreszierende Farbstoffe) bestimmen, die mit konstanter Rate und Konzentration eingespeist werden (s. Rötting 2000). Analog zur Abflussmessung in Oberflächengewässern gilt dann für die Vertikalströmung $Q_{v,z}$ in der Tiefe z

unter der Annahme einer gleichmäßigen Hintergrundkonzentration des Tracers C_g im

Grundwasser:
$$Q_{g,z} = Q_t \cdot \frac{C_t - C_{v,z}}{C_{v,z} - C_g}$$



Die Zuströmung zum Brunnenrohr innerhalb eines bestimmten Abschnittes ($z_1; z_2$) lässt sich durch Differenzenbildung der Durchflussraten am oberen und unteren Rand des Abschnittes bestimmen. Die vertikale Verteilung der Zuströmung ist dann, unter der Annahme gleicher Gradienten, proportional zur hydraulischen Leitfähigkeit der entsprechenden Schichten.

4 PUMPVERSUCHE

4.1 Einleitung

Die Formationskonstanten werden i.d.R. durch Pumpversuche bestimmt: Anhand der Entnahmerate und der Zeitreihen der Absenkung des Grundwasserspiegels lassen sich unter bestimmten Annahmen Transmissivität, nutzbare Porosität/ Speicherkoeffizient etc. bestimmen.

Erstrebenswert ist es, möglichst viele Beobachtungsbrunnen in geeigneter Entfernung zu haben. Die optimale Entfernung hängt wiederum von der Ausdehnung des Absenkungsbereiches, also von den zu bestimmenden Formationskonstanten, dem Aufbau des Grundwasserleiters sowie der Dauer des Pumpversuches ab, ist also vorab nur grob abzuschätzen. In den meisten Fällen liefert ein Abstand von 10 - 100 m vom Entnahmebrunnen brauchbare Ergebnisse. Im Folgenden werden einige Faustregeln aufgeführt.

- Im **gespannten** Grundwasserleiter ist mit einem weiteren Absenkungsbereich gegenüber ungespanntem Grundwasserleiter zu rechnen.
- Je höher die **Transmissivität**, desto weiter ist der Absenkungsbereich und desto flacher sind die hydraulischen Gradienten.
- Je kürzer die **Filterstrecke** des Entnahmebrunnens im Verhältnis zur Mächtigkeit des Aquifers (unvollkommener Brunnen), desto stärker ist die vertikale Flusskomponente nahe des Entnahmebrunnens, und die Werte der Beobachtungsbrunnen sind entsprechend zu korrigieren. Dieser Effekt ist i.d.R. zu vernachlässigen, wenn die Entfernung der Beobachtungs- vom Entnahmebrunnen mindestens das Eineinhalbfache der Aquifermächtigkeit beträgt.
- Um den Einfluss **kleinräumiger Inhomogenitäten** möglichst gering zu halten, sollte wiederum der Abstand der Beobachtungs- vom Entnahmebrunnen generell möglichst groß sein.
- Im **Kluftgrundwasserleiter** spielt nicht nur das Verhältnis von Kluft- und Gesteinsdurchlässigkeit, sondern vor allem der Grad der Heterogenität und Anisotropie der Klüftung eine entscheidende Rolle. Unter Umständen wird die Zuströmung zum Entnahmebrunnen nur durch eine oder wenige Klüfte bestimmt, die aber von den Beobachtungsbrunnen nicht erfasst werden. In weit geöffneten Klüften ist die hydraulische Leitfähigkeit fast unendlich, der hydraulische Gradient also fast gleich Null. Die Kluft kann dann als eine Erweiterung des Entnahmebrunnens betrachtet werden. Die Absenkung in den Beobachtungsbrunnen wird dann weniger von der Entfernung vom Entnahmebrunnen, als vielmehr von der Entfernung von den wasserführenden Klüften bestimmt.

Die Tiefe der Beobachtungsbrunnen ist weniger entscheidend als ihre Entfernung vom Entnahmebrunnen. Sie sollte in isotropen und homogenen Grundwasserleitern ungefähr bei der Hälfte der verfilterten Strecke des Entnahmebrunnens liegen. In geschichteten Aquiferen

empfiehlt es sich, Beobachtungsbrunnen in unterschiedlichen Tiefen einzurichten (Multi-Level-Brunnen, Brunnennester). Die Lage der Brunnen zueinander sowie deren topographische Höhe müssen für die Auswertung des Pumpversuches bekannt sein.

Ist mit einem Einfluss nahe gelegener Oberflächengewässer zu rechnen, empfiehlt es sich, hier zur Kontrolle Wasserstands- bzw. Abflussmessungen durchzuführen. Entsprechend sind gegebenenfalls die Entnahmeraten benachbarter Brunnen zu kontrollieren. Schließlich sind, insbesondere bei länger dauernden Pumpversuchen, auch meteorologische Größen, d.h. v.a. Niederschlag und Luftdruck (!) aufzuzeichnen. Idealerweise liegen aus dem zu untersuchenden Gebiet bereits Pegel- bzw. Abflussganglinien in Brunnen und Oberflächengewässern vor, die eine erste Abschätzung der hydrogeologischen Gegebenheiten erlauben. Unmittelbar vor Beginn des Versuches ist der Ruhewasserpegel in allen Brunnen zu ermitteln.

Primäre Messgrößen sind Entnahmeraten und Wasserstände. Die zeitliche Auflösung sollte v.a. zu Beginn des Versuches oder unmittelbar nach Änderung der Förderrate sowie nahe des Entnahmebrunnens hoch genug sein (< minütlich). Daneben liefern physikalische und chemische Parameter des gepumpten Wassers (Temperatur, pH, elektrische Leitfähigkeit, Stoffkonzentrationen) sowie ergänzende Brunnenlogs (s. dort) oft nützliche Informationen. Die meisten Auswertungsverfahren verlangen konstante Entnahmeraten bis zur Einstellung von quasi-stationären Strömungsverhältnissen (= vernachlässigbare Rate der Änderung hydraulischer Gradienten). Darüber hinaus empfiehlt es sich, die Pumpleistung stufenweise zu erhöhen. Nach Pumpende sollte auch der Wiederanstieg in den einzelnen Brunnen verfolgt werden.

4.2 Auswertung

Für die Auswertung von Pumpversuchen existiert eine große Menge von Verfahren, die unterschiedliche Verhältnisse berücksichtigen. Dem entspricht der Umfang der Literatur zu diesem Thema. Eine gute und gleichzeitig recht detaillierte Einführung geben z.B. Kruseman und de Ridder (1994).

Die **Brunnencharakteristik** (Grafische Darstellung der Zeitreihen der Entnahmeraten und Standrohrspiegelhöhen) liefert oft bereits erste wichtige Hinweise, z.B. hinsichtlich gespannter Grundwasserverhältnisse, Einfluss der Klüftung, etc. (s.u.).

In der unmittelbaren Nähe des Entnahmenbrunnens können u.U. Phänomene, die auf den Ausbau des Brunnens zurückzuführen sind, den Beginn der Absenkungs- bzw. der Wiederanstiegskurve stören. Dieses sind

- die **Brunnenspeicherung** = Eigenkapazität des Brunnens

- der **Skineffekt** = zur Förderleistung proportionaler Druckverlust (bei Entnahme) bzw. Druckaufbau (bei Wiederanstieg). Positive Werte ($\leq \infty$) stehen für dichte Bohrlöcher (mangelnder hydraulischer Kontakt zum Aquifer), bei entsprechendem Aufschluss des Gesteins in unmittelbarer Nähe des Brunnens sind auch negative Werte (≥ -5) möglich.

Graphisch wird dies an der nicht linearen Beziehung zwischen Absenkung und dem log der Pumpdauer erkennbar.

Für die weitergehende, quantitative Analyse wird im Folgenden, sofern nicht ausdrücklich anders vermerkt, von den folgenden Annahmen ausgegangen:

- Isotropie
- Homogenität
- konstante Mächtigkeit des Grundwasserleiters
- unendlich weit entfernte seitliche Ränder
- Grundwasserdruckfläche zu Beginn des Pumpversuches horizontal
- konstante Entnahmerate
- vollkommener Brunnen

Für die Bestimmung der Transmissivität wird in den hier vorgestellten Verfahren entweder die Form des Absenkungstrichters während quasi-stationärer Bedingungen, d.h. in der Endphase des Pumpversuches (Verfahren nach **Thiem** und **Thiem-Dupuit**), oder der zeitliche Verlauf der Absenkung bzw. des Wiederanstiegs (Verfahren nach **Theis** und **Cooper-Jacob**) betrachtet. Letztere erlauben zusätzlich noch die Bestimmung des Speicherkoeffizienten.

4.2.1 Gespanntes Grundwasser, quasi-stationäre Strömung

=> nach **Thiem** (1906):

$$Q = \frac{2 \cdot \pi \cdot k_f \cdot M \cdot (h_2 - h_1)}{\ln(r_2 / r_1)} \quad \text{für } \geq 2 \text{ Beobachtungsbrunnen bzw.}$$

$$Q = \frac{2 \cdot \pi \cdot k_f \cdot M \cdot (h_1 - h_e)}{\ln(r_1 / r_e)} \quad \text{für 1 Beobachtungsbrunnen*}$$

wobei	Q :	Entnahmerate
	k_f :	Durchlässigkeitsbeiwert
	h_1, h_2, h_e :	Standrohrspiegelhöhe im Beobachtungs- bzw. Entnahmebrunnen
	r_1, r_2, r_e :	radialer Abstand der Beobachtungsmessstellen vom Entnahmebrunnen, bzw. Radius des Entnahmebrunnens
	M :	Mächtigkeit des Grundwasserleiters

*Die Verwendung der Thiem'schen Formel für nur einen Beobachtungsbrunnen ist nur als Notbehelf anzusehen, da die Standrohrspiegelhöhe im Entnahmebrunnen wesentlich stärker als in den Beobachtungsbrunnen von den lokalen hydraulischen Bedingungen in unmittelbarer Nähe des Brunnens sowie den oben genannten Effekten des Brunnenausbaus abhängt.

Von konstanten Strömungsverhältnissen („transient steady-state flow“), d.h. konstanten hydraulischen Gradienten kann ausgegangen werden, wenn die Standrohrspiegelabsenkungen in den Beobachtungsbrunnen, aufgetragen gegen den Logarithmus der Zeit, parallel verlaufen.

Liegen Daten aus mehr als zwei Beobachtungsbrunnen vor, empfiehlt sich eine graphische Auswertung: Die jeweilige Absenkung gegenüber dem Ruhewasserspiegel im quasistationären Zustand wird gegen den Logarithmus der Entfernung vom Entnahmebrunnen aufgetragen und eine Regressionsgerade durch die Punkteschar gelegt.

Für unvollkommene Brunnen ist für Beobachtungsbrunnen, für die $r < 1.5 \cdot M$, eine entsprechende Korrektur vorzunehmen (s.u.).

4.2.2 Freies Grundwasser, stationäre Strömung

=> nach **Thiem-Dupuit**

Im Gegensatz zu gespanntem Grundwasser ändert sich bei Freispiegelströmung der Fließquerschnitt im Laufe des Pumpversuches. Dieses ist nach Langguth und Voigt (1980) dann zu berücksichtigen, wenn die Absenkung des Grundwasserspiegels 15% der Aquifermächtigkeit übersteigt. Sind die Dupuitschen Annahmen (**Dupuit** 1863)

- der Grundwasserfluss ist in der senkrechten Ebene durch die Achse des Entnahmebrunnens horizontal und homogen;
- die Fließgeschwindigkeit ist proportional zum Tangens des hydraulischen Gradienten;

annähernd erfüllt (d.h., in genügender Entfernung vom Entnahmebrunnen), so gilt:

$$Q = 2 \cdot \pi \cdot r \cdot h \cdot k_f \cdot \frac{dh}{dr}$$

und nach Integration zwischen r_1 und r_2 :

$$Q = \pi \cdot k_f \cdot \frac{h_2^2 - h_1^2}{\ln(r_2 / r_1)}$$

Oft ist es bequemer, die Standrohrspiegelhöhe **über Grundwassersohle** h zu ersetzen durch die Absenkung gegenüber dem Ruhewasserpegel s :

$$s = M - h, \quad s' = s - \frac{s^2}{2M}$$

so dass (vergl. 4.2.1 für gespanntes Grundwasser):

$$Q = \pi \cdot k_f \cdot 2M \cdot \frac{s'_1 - s'_2}{\ln(r_2 / r_1)}$$

Für unvollkommene Brunnen und Beobachtungsbrunnen mit $r < 1.5 \cdot M$ sind relativ aufwendige Korrekturen vorzunehmen (Kruseman und de Ridder 1994).

4.2.3 Gespanntes Grundwasser, instationäre Strömung nach Theis

=> nach **Theis (1935)**

Soll zusätzlich zur Transmissivität auch der Speicherkoeffizient bestimmt werden, so gilt

$$s = \frac{Q}{4 \cdot \pi \cdot T} \cdot \int_u^\infty \frac{e^{-u}}{u} du = \frac{Q}{4 \cdot \pi \cdot T} \cdot W(u)$$

wobei s : Absenkung im Entnahmebrunnen gegenüber Ruhewasserpegel

$$u = \frac{r^2 \cdot S}{4 \cdot t_a \cdot T}$$

t_a : Zeitdauer seit Beginn der Entnahme

$$W(u) = \int_u^{\infty} \frac{e^{-u}}{u} du \quad (\text{Theissche Brunnenfunktion})$$

(u : „dimensionslose Zeit“, $W(u)$: „dimensionslose Absenkung“)

Anstelle einer analytischen Lösung wird (in der traditionellen Vorgehensweise) mit Typkurven gearbeitet: Auf zwei verschiedenen Blättern, aber mit jeweils gleicher Skalierung wird $\log s$ gegen $\log t/r^2$ sowie die Theissche Typkurve ($\log W(u)$ gegen $\log (1/u)$) (Abb. 2) aufgetragen. Die Blätter werden dann übereinander gelegt und die Messwerte durch Verschiebungen parallel zur Ordinate und zur Abszisse mit der Typkurve zur Deckung gebracht. Dann werden die Werte für t/r^2 und s bestimmt ($t/r^2 = t_r'$; $s = s'$), die dem Punkt ($1/u = 10$; $W(u) = 1$) entsprechen, und die Gleichungen

$$T = \frac{Q}{4 \cdot \pi \cdot s} \cdot W(u) = \frac{Q}{4 \cdot \pi \cdot s'} \cdot 1$$

$$S = \frac{4 \cdot T \cdot t / r^2}{1/u} = \frac{4 \cdot T \cdot t_r'}{10}$$

gelöst.

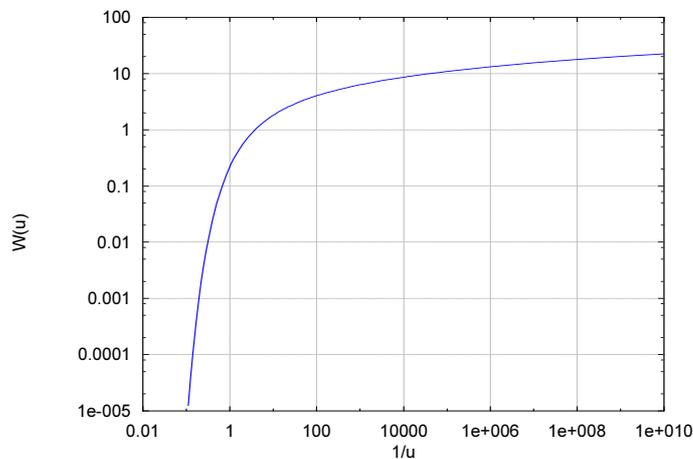


Abb. 2: Theissche Typkurve.

4.2.4 Gespanntes Grundwasser, instationäre Strömung

=> nach *Cooper und Jacob (1946)*

Diese Methode basiert auf dem Theisschen Ansatz. Diese Gleichung kann für geringe Abstände zwischen Beobachtungs- und Entnahmebrunnen und lange Pumpdauer vereinfacht werden zu

$$s = \frac{Q}{4 \cdot \pi \cdot T} \cdot \left(-0.5772 - \ln \frac{r^2 \cdot S}{4 \cdot T \cdot t_a} \right) = \frac{2.3 \cdot Q}{4 \cdot \pi \cdot T} \cdot \log \frac{2.25 \cdot T \cdot t_a}{r^2 \cdot S}$$

wobei der Fehler für $u < 0.03$ maximal 1%,

$u < 0.1$ 5%,

$u < 0.15$ 10%

beträgt. Die Regressionsgerade durch die Punkte ($\log t_a; s$) wird verlängert und der Schnittpunkt mit der Abszisse ($t_a = t_o; s = 0$) bestimmt. Dann gilt

$$S = \frac{2.25 \cdot T \cdot t_o}{r^2}$$

Anhand der Steigung der Regressionsgeraden Δs lässt sich dann die Transmissivität bestimmen:

$$T = \frac{2.3 \cdot Q}{4 \cdot \pi \cdot \Delta s}$$

Andererseits lässt sich $\Delta s = \frac{s(t_2) - s(t_1)}{\log t_2 - \log t_1}$ sehr einfach berechnen, wenn $t_2 = 10 \cdot t_1$

(*logarithmische Dekade*), da dann

$$\Delta s = \frac{s(t_2) - s(t_1)}{1}$$

und somit

$$T = \frac{0.183 \cdot Q}{s(t_2) - s(t_1)}$$

4.2.5 Wiederanstieg im ungespannten Grundwasser

=> nach *Theis* (1935)

Unter den Bedingungen:

- konstante Förderrate während des Pumpversuches
- Speicherkoeffizient S ist während der Pump- und der Wiederanstiegsphase konstant und identisch
- nach genügend langer Entnahme

$$t_e - t_a > 25 \cdot \frac{r^2 \cdot S}{T} \quad \text{und} \quad t_e > 25 \cdot \frac{r^2 \cdot S}{T} \quad (\text{für } T \text{ in } [\text{m}^2/\text{d}])$$

(t_e : Zeitdauer seit Pumpende)

und für unvollkommene Brunnen zusätzlich:

$$t_e - t_a > 10 \cdot \frac{M^2 \cdot S}{T} \quad \text{und} \quad t_e > 10 \cdot \frac{M^2 \cdot S}{T}$$

- für die späte Phase des Wiederanstiegs (im ungespannten Aquifer)

gilt

$$s = \frac{2.30 \cdot Q}{4 \pi T} \log \frac{t_a}{t_e}$$

bzw. für $t_a = 10 \cdot t_e \Rightarrow t_e = \frac{1}{9} \cdot (t_a - t_e)$ [($t_a - t_e$) = Pumpdauer]:

$$T = \frac{0.183 \cdot Q}{s(t_e)}$$

Die Gültigkeit der oben genannten Bedingungen ist graphisch zu überprüfen: Die Steigung der Regressionsgeraden von s gegen $\log \frac{t_a}{t_e}$ muss \pm konstant sein.

5 AUSWERTUNG HYDROCHEMISCHER DATEN

5.1 Plausibilitätskontrollen

5.1.1 Ionenbilanz

Der Fehler der Ionenbilanz F , berechnet nach

$$F = \frac{\sum Kat^+ - \sum An^-}{0.5 \cdot (\sum Kat^+ + \sum An^-)} \cdot 100\%$$

sollte nicht mehr als 2-5% betragen.

5.1.2 Vergleich der gemessenen mit der berechneten elektrischen Leitfähigkeit

Die elektrische Leitfähigkeit (LF_{ber}) lässt sich vereinfacht, nach Maier und Grohmann (1977), für den Bereich 200 - 700 $\mu\text{S cm}^{-1}$ und bei Vorherrschen von Ca und Mg folgendermaßen berechnen:

$$LF_{ber} = 31.5 \cdot \sum c \cdot z^2, \text{ wobei } c = \text{Ionenkonzentration in mmol/l und } z = \text{Ladungszahl.}$$

Aufwendiger, aber für einen weiteren Bereich der Konzentrationen gültig, ist die Berechnung unter Berücksichtigung der ionenspezifischen Leitfähigkeiten (s. Hölting 1996).

5.1.3 pH-Wert

Die Plausibilität des gemessenen pH-Wertes lässt sich grob durch den Vergleich mit dem Gehalt an anorganischem C (CO_3^{2-} , HCO_3^- , CO_2), der Säurekapazität bis pH 4.3 (Titration mit HCL) bzw. der Basenkapazität bis pH 8.2 (Titration mit NaOH) prüfen.

5.1.4 Löslichkeitsprodukte/ Ausschlusspaare

Bestimmte Kombinationen der Konzentrationen bestimmter Stoffe sind aufgrund der jeweiligen Kopplung an bestimmte Redox-Zustände sehr unwahrscheinlich (Tab. 5).

Tab. 5: Unwahrscheinliche Kombinationen („Ausschlusspaare“) der Konzentrationen einzelner Parameter in natürlichen Wässern (nach DVWK 1992 und Bartram und Ballance 1996).

Messgröße	Ausschluss von
$O_2 > 5 \text{ mg/l}$	$Fe^{2+} > 0.05 \text{ mg/l}$ $Mn^{2+} > 0.05 \text{ mg/l}$ $NO_2^- > 0.05 \text{ mg/l}$ $NH_4^+ > 0.1 \text{ mg/l}$ $H_2S > 0.01 \text{ mg/l}$
$O_2 = 0 \text{ mg/l}$	$NO_3^- > 0 \text{ mg/l}$
$Fe^{2+} > 0.2 \text{ mg/l}$ $> 1.0 \text{ mg/l}$	$NO_3^- > 2.0 \text{ mg/l}$ $H_2S > 0.1 \text{ mg/l}$
$Mn^{2+} > 0.2 \text{ mg/l}$	$NO_3^- > 2.0 \text{ mg/l}$ $H_2S > 0.1 \text{ mg/l}$
$H_2S > 0.1 \text{ mg/l}$	$NO_3^- > 1.0 \text{ mg/l}$
$pH \approx 7$	$Fe_{\text{gelöst}} > 1 \text{ mg/l}$ $Mn_{\text{gelöst}} > 1 \text{ mg/l}$ $Al_{\text{gelöst}} > 1 \text{ mg/l}$
$5.5 < pH < 8.0$	$Ca^{2+} + Mg^{2+} > 2 \text{ mmol}_c/l$
$SAK_{254} > 10 \text{ E/m}$	$DOC < 3 \text{ mg/l}$

5.2 Darstellung

Zur Visualisierung hydrochemischer Parameter wurden in der hydrogeologischen Praxis unterschiedliche graphische Darstellungen entwickelt, deren Fokus auf den Beziehungen zwischen einzelnen Parametern, bzw. der räumlichen oder der zeitlichen Variabilität liegt.

5.2.1 Einzeldiagramme

Darstellung jeder Probe in einem separaten Diagramm; wird z.B. oft verwendet, um auf Karten Daten zahlreicher Messungen darzustellen.

- **Säulendiagramm:** Darstellung der Konzentrationen in Einzelsäulen oder entsprechend gruppiert (z.B. nach Kationen und Anionen) in akkumulierten Säulen, wobei die Höhe proportional zu den Konzentrationswerten ist.
- **Kreisdiagramme (Pie-Diagramm):** Die Größe der Kreissegmente ist proportional zu den (molaren oder massenbezogenen) Konzentrationsverhältnissen, der Durchmesser proportional zu den absoluten Werten.

5.2.2 Sammeldiagramme

Sie dienen dem Vergleich mehrerer Analysen. Auch hierbei wird in der Regel das Verhältnis der Ladungen (mmol/l) dargestellt.

- **Dreieckdiagramm:** Diese Darstellungsform, z.T. erweitert (s.u.) ist u.a. deshalb so verbreitet, weil sie die Darstellung der Konzentrationsverhältnisse dreier verschiedener Inhaltsstoffe (oder Stoffgruppen) durch einen Punkt ermöglicht. Unterschiedliche Grundwassertypen sind durch entsprechende Punktwolken gut erkennbar. Andererseits fallen auch bei hoher Probenzahl Ausreißer auf. Im Kationendreieck werden oft die Alkali-Kationen Na^+ und K^+ zusammengefasst gegen die Erdalkali-Kationen Ca^{2+} und Mg^{2+} (+ Fe^{x+} + Mn^{x+}) aufgetragen. Im Anionendreieck werden entsprechend oft HCO_3^- und CO_3^{2-} (=> Alkalinität), bzw. Cl^- und NO_3^- (=> anthropogener Einfluss) zusammengefasst gegen SO_4^{2-} (=> im tiefen Grundwasser auf leicht lösliche Gips-Ablagerungen, bzw. S-Oxidation zurückzuführen) aufgetragen (Abb. 3).

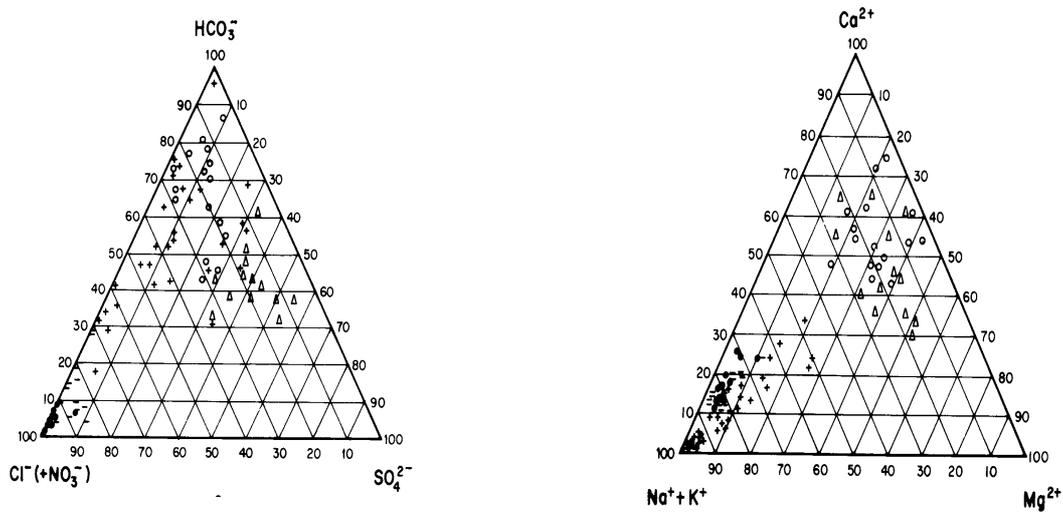


Abb. 3: Dreieckdiagramme (aus: Schwille 1953; nach Mattheß 1994)

- **Viereckdiagramm:** Erweiterung des Dreieckdiagramms auf vier Inhaltsstoffe bzw. Stoffgruppen, von denen jeweils zwei sich zu 100 % ergänzen. Verbreitet ist z.B. die Gruppierung $(\text{Na}^+ + \text{K}^+)$ gegen $(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})$ und $(\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-})$ gegen $(\text{Cl}^- + \text{NO}_3^- + \text{SO}_4^{2-})$.
- **Piperdiagramm:** Gebräuchlichste Kombination zweier Dreieck- (jeweils für Kationen und Anionen) und eines Viereckdiagramms (Abb. 4).

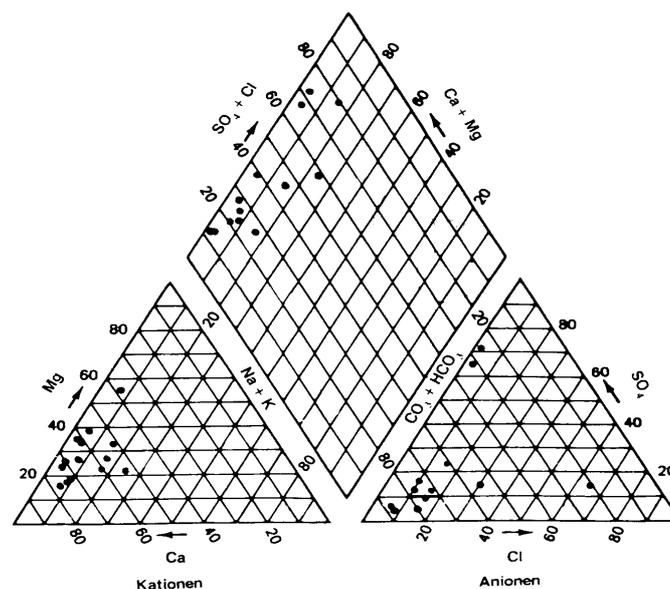


Abb. 4: Piperdiagramm (aus: DVWK 1999).

- **Schöllendiagramm:** Ermöglicht den Vergleich absoluter Konzentrationen wie auch der Konzentrationsverhältnisse. Im Gegensatz zu den oben genannten Diagrammen auch für unvollständige Analysen sinnvolle Darstellung. Proben ähnlicher Konzentrationsverhältnisse sind an parallel verlaufenden Linien, die Konzentrationsniveaus an der vertikalen Lage der Linie erkennbar (Abb. 5). Auch mit Standard-Software darstellbar.

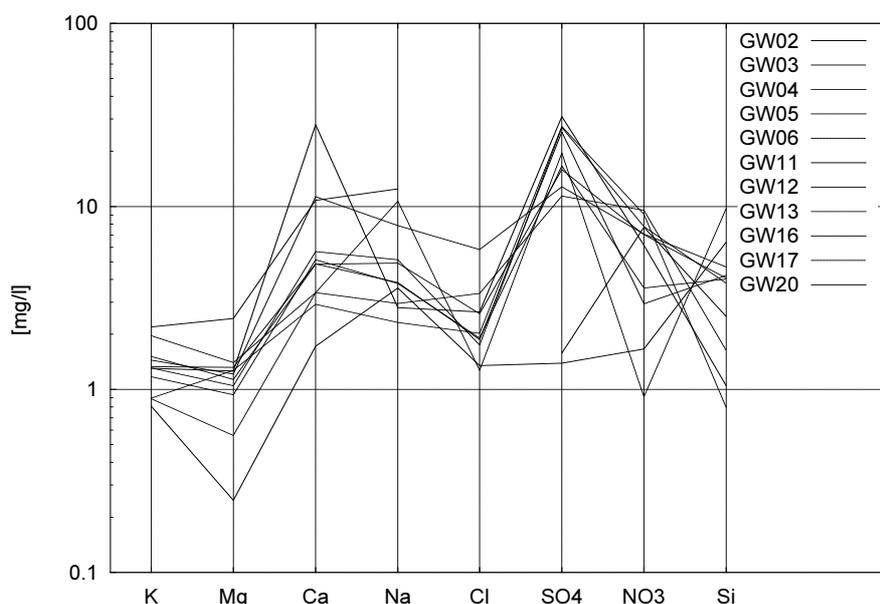


Abb. 5: Schöller-Diagramm. Daten: Grundwasser-Beprobung im Lehstenbach-Einzugsgebiet vom 27.3.1997.

5.3 Typisierung

Je nach Fragestellung lassen sich die untersuchten Wässer in unterschiedliche Typen einteilen. Gebräuchlich sind die folgenden Äquivalentverhältnisse bestimmter Ionengruppen:

- **Alkali-Verhältnis (A-V):** Na^+ / K^+
- **Erdalkali-Verhältnis (E-V):** $\text{Ca}^{2+} / \text{Mg}^{2+}$
- **Alkali-Erdalkali-Verhältnis (AE-V):** $(\text{Na}^+ + \text{K}^+) / (\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})$
- **Salinar-Verhältnis (S-V):** $\text{Cl}^- / \text{SO}_4^{2-}$
- **Hydrogencarbonat-Salinar-Verhältnis (HS-V):** $\text{HCO}_3^- / (\text{Cl}^- + \text{SO}_4^{2-})$

Die von Quentin (1969) eingeführte Klassifizierung der Mineralwässer wird auch für schwächer mineralisierte Grundwässer verwendet. Angegeben werden alle Ionen, die mindestens 20% der Kationen- bzw. Anionensumme ausmachen, beginnend mit den Kationen und sortiert nach abnehmender Häufigkeit. Ein Wasser, bei dem Na 57% und Ca 37% der Kationenladungssumme, und SO_4 65% und Cl 25% der Anionenladungssumme ausmacht, wird demnach als Na-Cl- SO_4 -Cl-Wasser bezeichnet.

Daneben ist die in Abb. 6 dargestellte Typisierung nach Furtak und Langguth (1967) in Deutschland weit verbreitet. Dabei wird davon ausgegangen, dass unter den Anionen nur HCO_3^- (+ CO_3^{2-}), Cl^- , SO_4^{2-} und NO_3^- , unter den Kationen Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ und K^+ eine Rolle spielen. Die Zuordnung lässt sich am einfachsten im Viereckdiagramm (s. Piperdiagramm) darstellen.

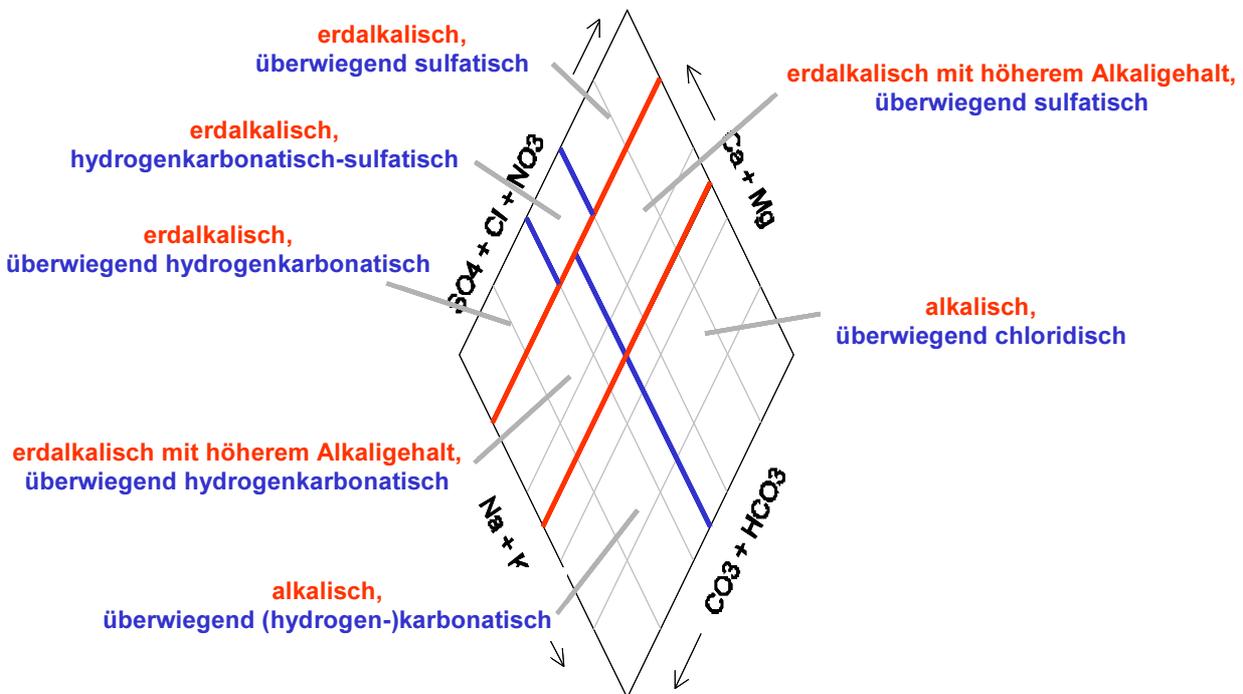


Abb. 6: Typisierung von Grundwässern nach Furtak und Langguth (1967).

Analog, aber mit anderer Einteilung werden Grundwässer nach Davis und de Wiest (1967) nach den jeweils vorherrschenden Kation(en) und Anion(en) eingeteilt (Abb. 7).

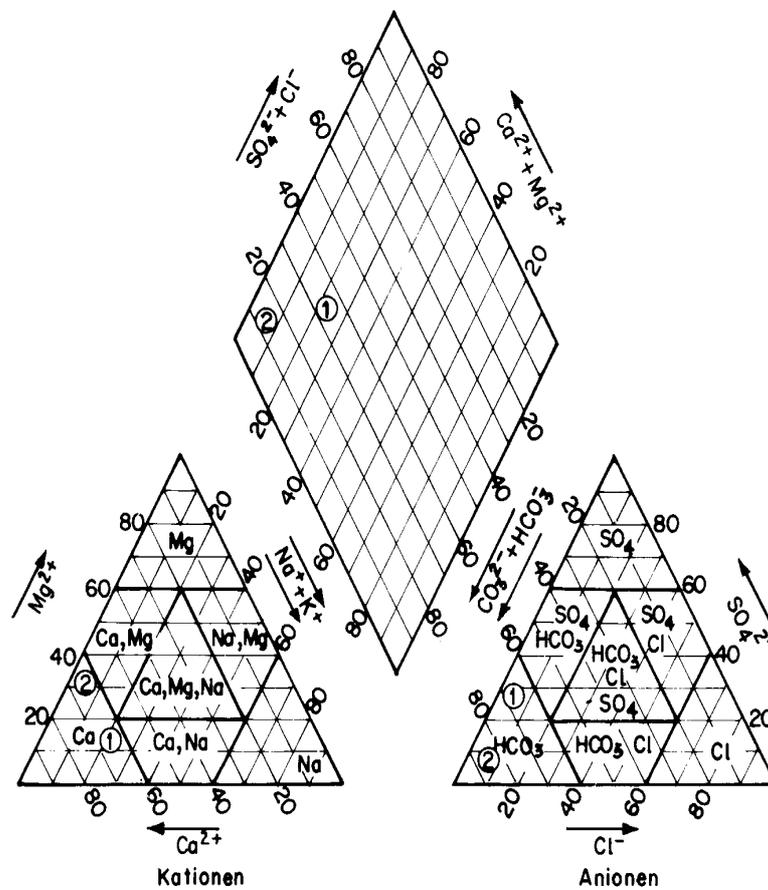


Abb. 7: Klassifikation nach Davis und de Wiest (1967) (aus: Mattheß 1994). Die Punkte 1 und 2 werden z.B. als Ca-HCO₃-Wässer bezeichnet.

Literatur

- Bartram, J. und Ballance, R. (Eds.) (1996): Water Quality Monitoring. E & FN Spon, London/ Chapman & Hall, London
- Bender, F. (Hrsg.) (1984): Angewandte Geowissenschaften. Band III: Geologie der Kohlenwasserstoffe, Hydrogeologie, Ingenieurgeologie, Angewandte Geowissenschaften in Raumplanung und Umweltschutz. Enke-Verlag Stuttgart
- Cooper, H.H. und Jacob, C.E. (1946): A generalized graphical method for evaluating formation constants and summarizing well field history. Am. Geophys. Union Trans. 27: 526 - 534
- Davis, S.N. und de Wiest, R.J.M. (1967): Hydrogeology. 2. Auflage, Wiley-Verlag, New York - London - Sydney
- Dupuit, J. (1863): Études théoriques et pratiques sur le mouvement des eaux dans les canaux découverts et à travers les terrains perméables. 2ème édition, Dunot, Paris
- DVWK (1992): Entnahme und Untersuchungsumfang von Grundwasserproben. DK 556.32.001.5 Grundwasseruntersuchung, DK 543.3.053 Probenahme. DVWK-Regeln 128, Verlag Paul Parey
- DVWK (1999): Methoden für die Beschreibung der Grundwasserbeschaffenheit. DVWK-Schriften 125, Verlag Paul Parey
- Furtak, H. und Langguth, H.R. (1967): Zur hydrochemischen Kennzeichnung von Grundwässern und Grundwassertypen mittels Kennzahlen. Intern. Assoc. Hydrogeol. 7: 89 - 96
- Hölting, B. (1996): Hydrogeologie. Einführung in die Allgemeine und Angewandte Hydrogeologie. 5. Auflage, Enke-Verlag, Stuttgart
- Käss, W. (1989): Grundwasser-Entnahmegeräte - Zusammenstellung von Geräten für die Grundwasserentnahme zum Zweck der qualitativen Untersuchung. DVWK-Schriften, Bd. 84, S. 119 - 172
- Kruseman, G.P. und de Ridder, N.A. (1994): Analysis and evaluation of pumping test data. ILRI Publication 47, Wageningen
- Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg (Hrsg.) (1994): Grundwasserüberwachungsprogramm - Beprobung von Grundwasser - Literaturstudie. Karlsruhe
- Langguth, H.-R. und Voigt, R. (1980): Hydrogeologische Methoden. Springer-Verlag, Berlin
- Lerner, D.N. und Teutsch, G. (1995): Recommendations for level-determined sampling in wells. Journal of Hydrology 171: 355 - 377
- Maier, D. und Grohmann, A. (1977): Bestimmung der Ionenstärke natürlicher Wässer aus deren Leitfähigkeiten. - Z. Wasser und Abwasser Forsch. 10: 9 - 12
- Mattheß, G. (1994): Lehrbuch der Hydrogeologie. Band 2: Die Beschaffenheit des Grundwassers. Gebrüder Bornträger Verlag, Berlin - Stuttgart

- Nilsson, B., Jakobsen, R. und Andersen, L.J. (1995): Development and testing of active groundwater samplers. *Journal of Hydrology* 171: 223 – 238
- Quentin, K.-E. (1969): Beurteilungsgrundsätze und Anforderungen an Mineral- und Heilwässer. *Handbuch Lebensmittelchemie* 8, 2: 1043-1056. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York
- Rötting, T. (2000): Entwicklung einer Methode der tiefenorientierten Grundwasserbeprobung in durchgehend verfilterten Brunnen. Diplomarbeit, Universität Bayreuth
- Schneider, H. (1988): Die Wassererschließung. Vulkan-Verlag, Essen
- Theis, C.V. (1935): The relation between the lowering of the piezometric surface and the rate and duration of discharge of a well using groundwater storage. *Trans. Amer. Geophys. Union* 16: 519 - 524
- Thiem, G. (1906): *Hydrogeologische Methoden*. Gebhardt, Leipzig

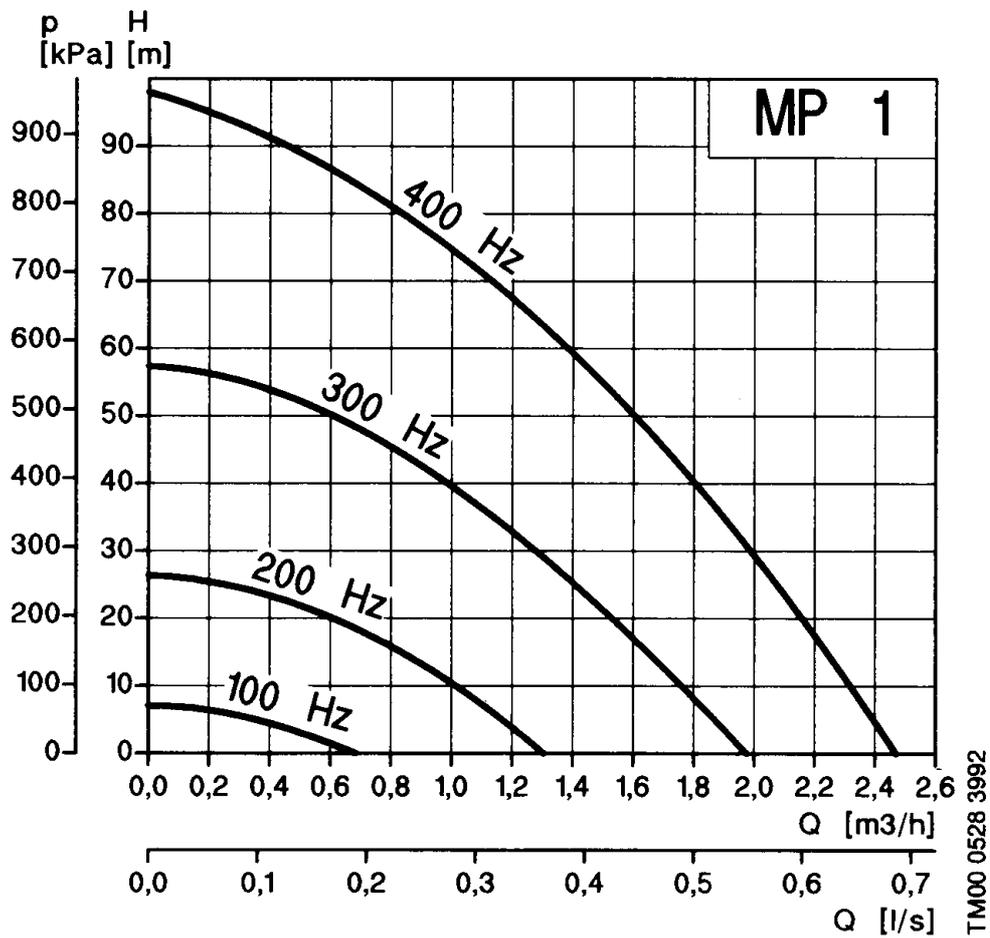


Abb. 9: Förderrate der Grundfos MP1

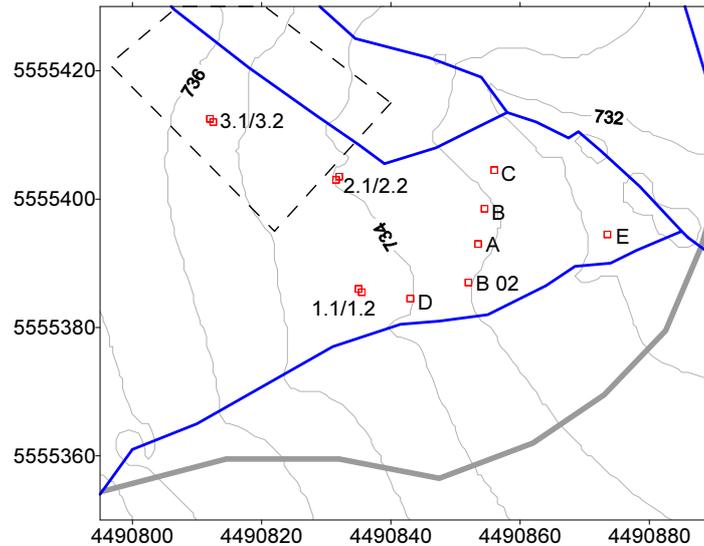


Abb. 10: Lage der Messstellen am Brunnen GW02.

Tab. 6: Ausbau der Pegel am Brunnen B 02 (Angaben in [m]).

Bezeichnung	Rechtswert	Hochwert	GOK [m ü. NN]	POK [m ü. NN]	verfiltert (u. GOK)	
					von	bis
B 02	4490851.86	5555387.05	733.20	733.81	1.00	10.00
A	4490853.35	5555393.04	733.20	733.60	0.60	1.60
B	4490854.44	5555398.45	733.15	733.66	0.49	1.49
C	4490855.90	5555404.44	732.76	732.93	0.83	1.83
D	4490842.95	5555384.44	733.70	734.60	0.10	1.10
E	4490873.60	5555394.37	731.70	732.63	0.15	1.03
1.1	4490834.77	5555385.85		734.49	0.90	1.00
1.2	4490835.53	5555385.62			1.90	2.00
2.1	4490832.09	5555403.74		734.38	0.90	1.00
2.2	4490831.46	5555402.89			1.90	2.00
3.1	4490812.13	5555412.70		735.86	0.90	1.00
3.2	4490812.33	5555412.10	735.35		1.90	2.00

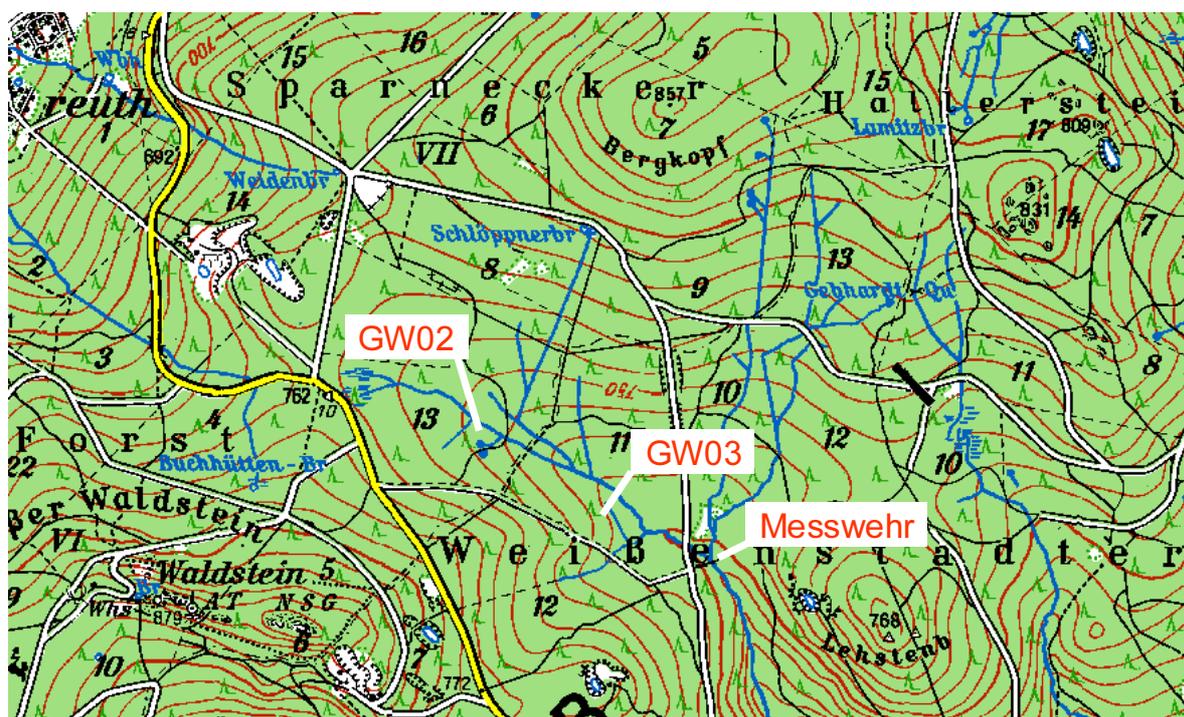


Abb. 11: Lage der Messstellen im Einzugsgebiet des Lehstenbachs am Großen Waldstein (Fichtelgebirge).