

Bildung von Dichte-Schichtungen in Grubenwässern

Dichte-Schichtungen im Grubenwasser wurden bisher vorwiegend in gefluteten Salzbergwerken nachgewiesen, wo in den Wässern, das heißt zwischen gesättigter Sole und eindringenden gering mineralisierten Tageswässern, signifikante Dichte-Differenzen bestehen. Es galt zu untersuchen, inwieweit solche Schichtungen sich auch in Wässern mit nur relativ geringen Dichteunterschieden (zum Beispiel im Steinkohlen- und Erzbergbau) einstellen, unter welchen geohydraulischen Bedingungen sich Schichtungen in den Wässern herausbilden und wie stabil die Schichtungen über die Zeit und/oder in der Lage-Position sind.

Hierzu wurden in verschiedenen Schächten und tiefen Bohrungen über die gesamte Teufe der Wassersäule mittels einer Sonde kontinuierliche Salinitäts(Leitfähigkeits)- und Temperaturmessungen (sogenannte Sal/Temp-Messungen) durchgeführt. Eine spezielle Probennahmetechnik ermöglichte die Entnahme von „ungestörten“ Wasserproben aus – anhand der Sal/Temp-Messungen ausgewählten – interessanten Tiefenbereichen der Wassersäule (horizontierte Wasserproben).

Die aus den Messungen gewonnenen Erkenntnisse zur Ausbildung von Schichtungen wurden im Labormaßstab in einem Technikumsversuch überprüft.

Außerdem wurde überprüft, ob sich eine Schichtung der Wässer nicht nur in einzelnen Schächten oder Bohrungen einstellt, sondern auch großflächig im Gebirge nachweisen lässt. Dazu wurden die zahlreichen bei der Deutschen Montan Technologie GmbH (DMT), Essen, vorliegenden Grubenwasseranalysen ausgewertet.

Die dieser Ausarbeitung zugrundeliegenden Untersuchungen wurden mit Mitteln des Landes Nordrhein-Westfalen im Technologie-Programm Bergbau unter dem Titel „Mittelfristige Entwicklung des Chemismus und der Dichte-Schichtungen von Grubenwässern in Bergwerken und ihre Auswirkungen auf nutzbares Grund- und Oberflächenwasser“ durchgeführt.

Meß- und Probennahmetechnik

Die von einem Meßfahrzeug aus betriebene Sal/Temp-Sonde misst gleichzeitig die Temperatur und die (temperaturabhängige) Leitfähigkeit in der Wassersäule. Da die Sonde sehr dünn ist, kann sie auch in Bohrungen bis 2"-Durchmesser eingesetzt werden. Der Temperatur-Meßbereich reicht von 0 bis 70 °C bei einer Genauigkeit von 0,1 °C. Der Leitfähigkeits-Meßbereich ist abhängig von der gewählten Auflösung. Bei einem Meßbereich bis 2 500 $\mu\text{S}/\text{cm}$ ist eine Auflösung von 1 $\mu\text{S}/\text{cm}$, bei einer Meßbereichserweiterung bis 250 000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ von 100 $\mu\text{S}/\text{cm}$ möglich. Je nach vorgesetzter Seilwinde sind Meßtiefen von über 1 000 m zu erreichen. In Abhängigkeit von der einstellbaren Fahrgeschwindigkeit sind Meßwert-Intervalle von nur wenigen

Zentimetern möglich, so daß sich ein über die Tiefe kontinuierliches Temperatur- und Leitfähigkeitsprofil ergibt. Die Daten werden auf den Rechner im Meßfahrzeug übertragen. Der Aufbau des Meßprofils kann meist direkt am Bildschirm verfolgt werden, was auch für die Bestimmung der Probennahmeniveaus wichtig ist. Die digital vorliegenden Daten können mit geeigneten Computerprogrammen weiter verarbeitet werden. Im allgemeinen wird die Leitfähigkeit dabei auf eine Standardtemperatur von 25 °C bezogen.

Bei den elektromechanischen Probennehmern wird ein Hohlzylinder in die gewünschte Wassertiefe gefahren. Der Hohlzylinder ist mit einem Einlaß- und einem Auslaßventil bestückt. In der gewünschten Tiefe wird das Einlaßventil geöffnet, und das Wasser strömt durch den Überdruck in den Hohlzylinder (bei geringen Wassertiefen empfiehlt es sich, den Hohlzylinder vorher zu „evakuieren“, das heißt die Luft aus dem Behälter zu entfernen). Nach der Füllung wird das Ventil wieder geschlossen und der Behälter gezogen. Über das Auslaßventil wird die Wasserprobe entnommen. Eine andere Version arbeitet mit einem elektromechanisch betriebenen Kolben. In der gewünschten Wassertiefe wird der Kolben in dem Hohlzylinder mittels Spindel nach oben gezogen, so daß das Wasser über ein Ventil am Boden des Probennahmers in den Behälter gesaugt wird (im Prinzip ähnlich wie bei einer Luftpumpe). Wenn der Kolben seine obere Position erreicht hat, wird das Ventil geschlossen. Beide Geräte erlauben eine genau positionierte Probennahme.

Da der Probennehmer während der Abwärts- und der Aufwärtsfahrt geschlossen wird, ist eine Vermischung der Probe mit anderen Wässern nicht zu befürchten. Besonders in kleinkalibrigen Bohrungen sind allerdings gewisse Turbulenzen aufgrund der Wasserverdrängung durch die Meßsonde und anschließend durch den Probennehmer nicht zu vermeiden. Zur Minimierung dieses Effekts empfiehlt sich eine bewußt langsame Fahrweise und eine Probennahme von oben nach unten. Für den Transport ins Labor wurden die Wasserproben vor Ort aufbereitet, konserviert und dicht verschlossen.

Auswahl der Untersuchungsobjekte

Zur Untersuchung wurden wassererfüllte Schächte oder tiefe Bohrungen benötigt, wobei sowohl alte Schächte und Bohrungen von Interesse waren, in denen sich schon über längere Zeit eine Wassersäule ausgebildet hatte, als auch Lokalitäten, bei denen sich der Flutungsprozeß noch in der Anstiegsphase befand.

Die Sal/Temp-Messungen wurden von über Tage aus von einem Meßfahrzeug oder mit einer mobilen Multiparametersonde durchgeführt. Da beide Meßsysteme jedoch nicht schlagwettergeschützt sind, kamen nur Standorte in Betracht, in denen über dem Wasserspiegel keine Methan-Ansammlung vorhanden war. Die Auswahl erfolgte in enger Abstimmung mit den zuständigen Abteilungen der Bergwerksbetriebe. Insgesamt konnten

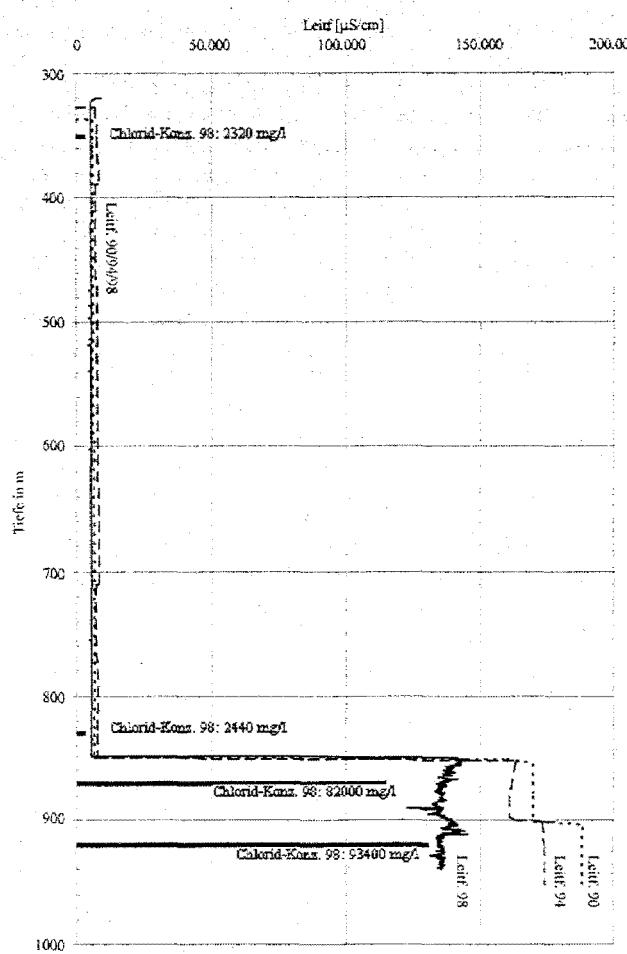


Bild 1. Profile der Salinitäts-Messungen in einer wassererfüllten Schachtsäule aus den Jahren 1990, 1994 und 1998.

im Aachener und im Ruhr-Revier („Steinkohle“) sowie im Sauerland („Erz“) 19 Standorte, zum Teil mehrmals, untersucht werden, wobei auch ältere Profile in die Auswertungen mit einbezogen wurden.

Leitfähigkeits- und Temperaturlogs

Die in den Bildern 1 (Leitfähigkeit) und 2 (Temperatur) dargestellten drei Profile aus den Jahren 1990, 1994 und 1998 stammen aus einem aufgelassenen Schacht im nördlichen Ruhr-Revier, der bereits im Jahr 1926 geflutet wurde. Der etwa 950 m tiefe Schacht steht bis zu einer Tiefe von rund 800 m im Kreide-Deckgebirge, das hauptsächlich aus den etwa 600 m mächtigen Tonmergelsteinen des Emscher-Mergels und den darunter folgenden, etwa 200 m mächtigen Kalk- und Kalkmergelsteinen des Turons und Cenomans aufgebaut wird.

Das Steinkohlengebirge (Karbon) wurde bei rund 800 m erreicht. Nach Unterlagen aus dem Grubenbild liegt die erste Tiefbau-Sohle in etwa 850 m Tiefe, entsprechend zweigt auf diesem Niveau eine Strecke vom Schacht ab.

Der Wasserspiegel im Schacht liegt bei etwa 320 m. Von der Wasseroberfläche bis in rund 850 m Tiefe, das heißt auf über 500 m, haben sich konstante Verhältnisse eingestellt. Dies betrifft sowohl die Leitfähigkeit als auch die Temperatur. Bei einer Tiefe von etwa 850 m erfolgt ein sprunghafter, sehr starker Anstieg der Leitfähigkeit und der Temperatur, etwa 50 m tiefer ist nochmals ein kleinerer Sprung zu verzeichnen. Grundlegende Änderungen an dieser Dreiteilung sind im Lauf der acht Jahre

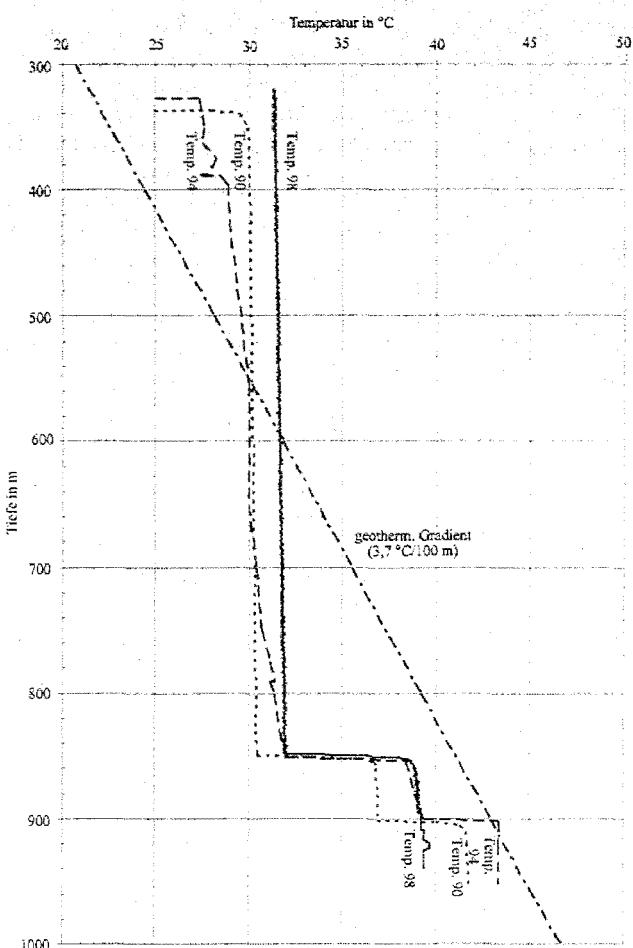


Bild 2. Profile der Temperatur-Messungen in einer wassererfüllten Schachtsäule aus den Jahren 1990, 1994 und 1998.

(1990 bis 1998) nicht eingetreten. Es haben sich somit drei unterschiedlich mineralisierte und temperierte Bereiche ausgebildet, die in sich homogene Verhältnisse aufweisen. Als Maß der Mineralisation sind im Bild 1 neben den Leitfähigkeits-Profilen auch die Chlorid-Konzentrationen aus dem Jahr 1998 in den vier beprobeden Teufen angegeben.

Die Gebirgstemperatur und damit normalerweise auch die Grundwassertemperatur nimmt zur Teufe hin zu. Leonhardt (1) ermittelte für den niederrheinisch-westfälischen Steinkohlenbezirk einen mittleren geothermischen Gradienten von rund 3,7 °C/100 m (oder rund 27 m/°C).

Dabei gilt für den geothermischen Gradienten die mittlere Temperaturzunahme unterhalb der neutralen Zone, bezogen auf eine lotrechte Strecke (zum Beispiel von 100 m). Die neutrale Zone ist der Bereich der Lithosphäre, unmittelbar unterhalb der Erdoberfläche, in dem der Jahresgang der dortigen Temperatur um nicht mehr als 0,1 K schwankt.

Diese mittlere Temperaturzunahme ist als Linie in Bild 2 eingetragen (mit einer angenommenen Grundwassertemperatur von 10 °C im Bereich der neutralen Zone). Die im Jahr 1998 im Schacht gemessene Temperatur nimmt im oberen Wasserkörper, also auf rund 520 m, insgesamt nur um etwa 0,7 °C (von etwa 31,3 auf 32,0 °C) und damit im Mittel um nur etwa 0,13 °C/100 m zu. Der geothermische Gradient ist somit weitestgehend aufgehoben.

Die Temperaturkonstanz ist nur durch Konvektionsströmungen (thermische Ausgleichsströmungen) erklärbar. Die auslösende Ursache der Konvektionsströmungen ist der geothermi-

sche Gradient. Das vermutete, jedoch meßtechnisch bislang nicht belegte Strömungsbild ist folgendes: An den Schachtwänden und den Sohlenstößen findet eine Erwärmung des Wasser- körpers durch das Gebirge statt. Das erwärmte und damit etwas leichtere Grubenwasser strömt deshalb, durch geringste Dichte- unterschiede bedingt, an den Schachtwänden nach oben, kühlt sich im oberflächennahen Bereich des Wasserkörpers leicht ab und sinkt in der Schachtmitte wieder zur Tiefe. Sobald das Wasser beim Absinken im Schacht wieder eine gewisse Temperatur, somit Dichte, erreicht hat, beginnt der Konvektions-Kreislauf von neuem. Verschiedene Anomalien, in erster Linie hydraulisch wirksame Sohlen im Schacht, können die Flüssigkeitsbewegung dabei in mehrere unabhängige Konvektionszellen zerlegen, die sich als Homogenitätsbereiche stabilisieren.

Waren in dem obigen Beispiel Schichtungen zwischen Wasserkörpern mit sehr großen Unterschieden in der Mineralisation zu verzeichnen, so zeigt das Bild 3 Schichtungen zwischen Wasserkörpern mit relativ geringen Unterschieden:

Die Messung erfolgte in einem Schacht im südlichen, größtenteils deckgebirgsfreiem Ruhr-Revier. In dem etwa 800 m tiefen Schacht wird das Wasser mittels Tauchpumpen, die kurz unterhalb der Wasseroberfläche hängen, in etwa 255 m Tiefe kurzgehalten. Gepumpt wird hauptsächlich nachts, während der Messung im Jahr 1996 standen die Pumpen still.

Die Leitfähigkeit bleibt von der Wasseroberfläche bis in Höhe der 7. Sohle in etwa 600 m Tiefe, das heißt auf rund 345 m, weitestgehend konstant. Auf dem Niveau der 7. Sohle – beziehungsweise in treppenartigen Absätzen darunter – steigt die Leitfähigkeit an mehreren scharfen Grenzen in Sprüngen von

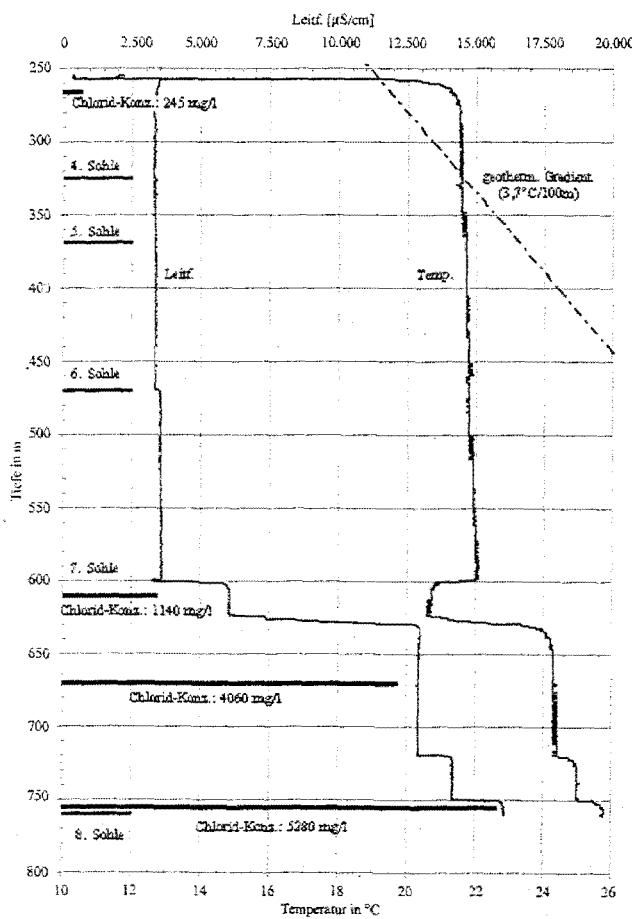


Bild 3. Profile der Leitfähigkeits- und Temperatur-Messung in einer wassererfüllten Schachtsäule aus dem Jahr 1996.

unterschiedlicher Intensität bis auf etwa 16 000 µS/cm in 760 m Tiefe an.

Ebenso wie die Leitfähigkeit ist die Wassertemperatur von der Wasseroberfläche bis zur 7. Sohle nahezu konstant. Sie steigt auf diesen 345 m nur um 0,5 °C an. Auf dem Niveau der 7. Sohle nimmt die Temperatur um etwa 1,25 °C ab, um dann an einer scharfen Grenze von etwa 20,75 auf etwa 24,25 °C zuzunehmen. Bis zur Meß-Endteufe in 760 m nimmt die Temperatur stufenweise – wie die Leitfähigkeit – auf etwa 25,8 °C zu.

Auch hier ist die geothermische Tiefenstufe weitestgehend aufgehoben. Anders als im ersten Beispiel ist hier auch die auf die Tiefe bezogene absolute Temperatur niedriger, als zu erwarten wäre. Nach Leonhardt (1) sollte die Temperatur in 760 m Tiefe etwa 38 °C und nicht 25,8 °C betragen. Die Ursache liegt darin, daß die in den südlichen, deckgebirgsfreien Stillstandsbe reichen gehobenen Wässer auf kurzem Weg von den Niederschlagswässern gespeist werden. Der ständige Nachschub von relativ kühlem Oberflächenwasser führt dazu, daß sich das Wasser im Schachtumfeld nicht den „normalen“ Gebirgstemperaturen angleichen kann. Daß hauptsächlich die noch offenen Grubenbaue als „Dränage“ wirken, zeigt der kühtere Zustrom auf der 7. Sohle.

Daß das Wasser sich auf dem Weg durch das Gebirge – bedingt durch kurze Verweilzeiten – nicht stark aufmineralisieren konnte, geht auch aus den chemischen Analysen der entnommenen Proben hervor. Mit Chlorid-Gehalten von über 1 000 mg/l ist das Wasser zwar zumindest unterhalb der 7. Sohle als Salzwasser einzutragen (> 250 mg/l), ist aber nicht entsprechend der Tiefe mineralisiert. Beispielsweise müßte das Wasser der Probe aus rund 750 m Tiefe als „Tiefenwasser“ des Na-Cl-Typs nach den Auswertungen von Wedewardt (2) einen Chlorid-Gehalt in der Größenordnung von rund 60 000 mg/l aufweisen und nicht nur von etwa 5 300 mg/l. Wie die Temperatur ist auch die geringe Mineralisation ein Hinweis auf den relativ raschen Zufluß meteorischer Wässer.

Technikumsversuch

In einem handelsüblichen PE-Faß (Durchmesser etwa 50 cm, Volumen rund 120 l) wurde ein „Grubengebäude“ aus PVC-Rohren nachgebildet, das aus zwei Schächten bestand, die über drei Sohlen miteinander verbunden waren. Dieses „Versuchsbergwerk“ wurde eingebettet in ein „Gebirge“ aus wechselnden Lagen von Grobsand (Korndurchmesser 0,7 bis 1,2 mm) und Feinsand (Korndurchmesser 0,006 bis 0,2 mm) zur Simulation unterschiedlicher Wasserdurchlässigkeit. In dem Gebirge, das heißt ohne direkten Kontakt zum Grubengebäude, stand ein Meßrohr. Randlich am PE-Faß befand sich außerdem ein Füllrohr, das unterhalb des Grubengebäudes in eine Kiesschicht (Korndurchmesser 2 bis 4 mm) mündete. Das Grubengebäude aus den zwei Schächten (Ø 1,5") und den drei Sohlen (Ø 1,25") sowie das Meßrohr (Ø 1,5") bestanden aus Filterrohren und hatten somit vollen Kontakt zum Gebirge. Das Füllrohr war im vertikalen Teil ein Vollrohr (Ø 1,5"), in der Kiesdränage ein Filterrohr (Ø 1,25"). Die Prinzipskizze in Bild 4 verdeutlicht den Aufbau.

Das PE-Faß stand wiederum in einem etwas größeren wasser gefüllten Gefäß, so daß etwa das untere Drittel des PE-Fasses von Wasser umgeben war. Über eine Heizspirale in dem „Wasserbot tich“ konnte dessen Wasser stufenweise erwärmt und so von außen ein „geothermischer Gradient“ im wassererfüllten Grubengebäude erzeugt werden.

Über das Füllrohr wurde zuerst Süßwasser (Leitungswasser) eingegeben, das dann vorsichtig mit Salzwasser (Sole) unter schichtet wurde. Verwendet wurden Süßwasser und Sole, um die

Entwicklung/Schichtung unterschiedlich schwerer Wässer zu beobachten.

Entsprechend den oben erläuterten Sal/Temp-Messungen wurden auch hier in den beiden Schächten und im Meßrohr die Leitfähigkeit und die Temperatur gemessen. Dazu wurden langsam und vorsichtig der Meßfühler eines handelsüblichen Labor-Leitfähigkeitsmeßgeräts in die jeweilige Wassersäule eingetaucht und die Meßwerte in unterschiedlichen Teufen abgelesen.

Die über ein Jahr unter wechselnden Temperaturbedingungen durchgeführten Versuche zeigten, daß der künstlich angelegte geothermische Gradient dem „natürlichen“ Bestreben der Wässer zur Dichtedifferentiation, das heißt zur gleichmäßigen Zunahme der Mineralisation (und der Dichte) mit der Teufe, entgegensteht. Nur bei einer Beheizung ließ sich eine relativ scharfe Grenze zwischen Süß- und Salzwasser erkennen, die über den jeweiligen Heizzeitraum \pm stabil blieb. Gleichzeitig kam es im Grenzbereich zu einer, bezogen auf gleiches Teufenniveau, gleichsinnigen Differenzierung von Leitfähigkeit und Temperatur, das heißt auf ein und demselben Niveau waren Temperatur und Leitfähigkeit im Schacht 2 höher als im Schacht 1 und im Meßrohr. Da diese Differenzierungen regelmäßig mit der Beheizung aufraten, ist ein Meßfehler auszuschließen. Als Ursache wird eine temperaturbedingte Dichtestromung vermutet. Im Schacht 2 steigt wärmeres und damit etwas leichteres Wasser auf, kühlt sich im oberflächennahen Bereich ab und sinkt über Schacht 1 und dem Meßrohr wieder zur Tiefe (Konvektionskreislauf).

Bei Raumtemperatur wurde die Grenze zwischen Süß- und Salzwasser zunehmend „weicher“, und es entstand ein allmäßlicher Übergang zwischen den beiden Wässern. Ein wiederholtes Beheizen führte regelmäßig zur erneuten Ausbildung einer stabilen Schichtgrenze.

Auswertung von Grubenwasseranalysen zum Nachweis einer regionalen Schichtung

Das Phänomen der Schichtung von Wassersäulen in mehrere homogene Wasserkörper konnte in den oben beschriebenen Untersuchungen nur in einzelnen Schächten und Bohrungen, das heißt räumlich eng begrenzt, nachgewiesen werden.

Um die Möglichkeit einer großräumigen „regionalen“ Schichtung von Wässern im Gebirge zu überprüfen, wurde für einige ausgewählte Regionen des Ruhr-Reviers auf die umfangreiche Datensammlung von Grubenwasseranalysen der DMT zurückgegriffen. Die Auswahl betraf insgesamt vier geologisch gut abgrenzbare Horste im Ruhr-Revier, das heißt Gebirgsschollen, die gegenüber den Nachbarschollen tektonisch herausgehoben sind (Rossenrayer, Walsumer, Dorstener und Kamener Horst). Eine Schichtung, das heißt eine \pm sprunghafte Erhöhung zum Beispiel der Chlorid-Gehalte in einer bestimmten Teufe, konnte jedoch bislang nicht nachgewiesen werden.

Hier offenbart sich die Schwierigkeit, daß die untertägigen Zuflüsse nur im laufenden Bergwerksbetrieb beprobt werden können. Durch das bergbauliche Umfeld kann der Chemismus der Zuflüsse jedoch bereits stark überprägt sein. Die Probennahme-Teufen auf den einzelnen Sohlen müssen nicht mit dem hydrochemischen Niveau übereinstimmen, aus dem die Wässer stammen (die Wässer werden durch den Abbau zur Teufe gezwungen). Die genauen Örtlichkeiten und Umstände der Probennahme lassen sich bei nicht selbst genommenen Proben im nachhinein oft nur ungenau rekonstruieren. Die Aussagekraft der Analysen läßt sich somit schlecht beurteilen. So stammen viele Proben nicht von direkten Wasserzuflüssen aus dem Gebirge, sondern wurden nach einem bereits \pm längerem Fließweg auf der Sohle (Wasserzeige, Rohrleitung, Pumpbecken) genommen. Vermischungen mit anderen Wässern und Änderungen im Chemismus

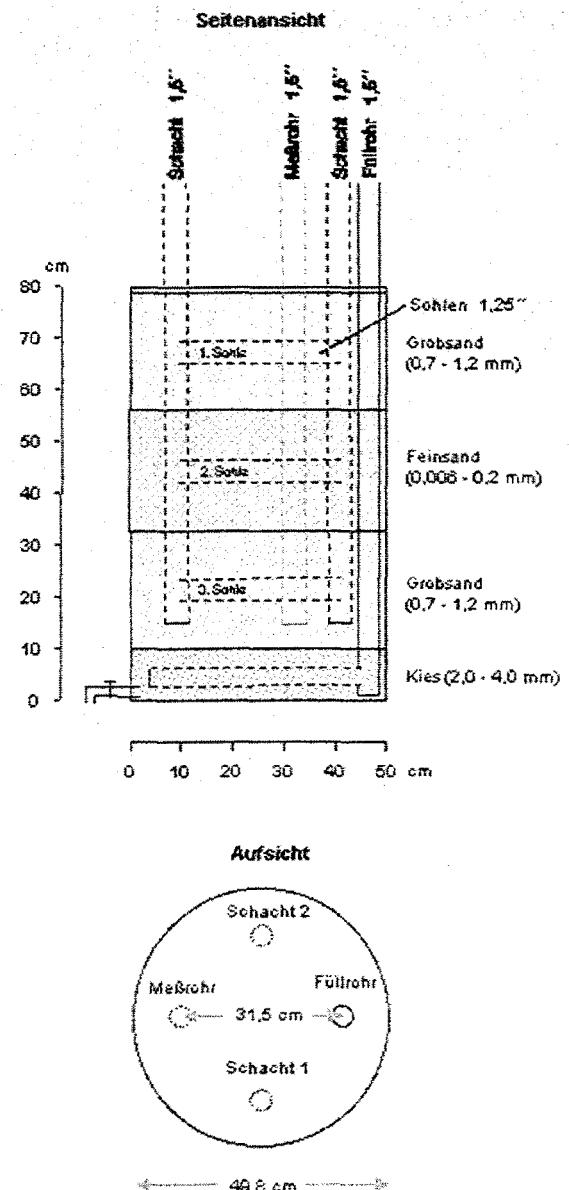


Bild 4. Prinzipskizze zum Technikumsversuch „Bergwerk“.

durch Ausfällungen können bereits stattgefunden haben. Es ist durch den laufenden Bergbaubetrieb somit schwierig, ein objektives Bild zu gewinnen.

Zusammenfassung

Es konnte anhand von Standortuntersuchungen, unterstützt durch einen Technikumsversuch im Labormaßstab, nachgewiesen werden, daß in den Wassersäulen gefluteter Schächte mittelfristig stabile Schichtungen mit scharfen, sprunghaften Grenzen zwischen einzelnen, in sich homogenen Wasserkörpern mit konstanten Mineralisations- und Temperaturverhältnissen vorhanden sind. In den Schächten ist ein Wechsel der hydraulischen Bedingungen vorrangig auf dem Niveau der angeschlossenen Sohlen möglich, so daß sich die Schichtgrenzen bevorzugt daran orientieren.

Im allgemeinen kommt es an den Grenzen der einzelnen Wasserkörper zu einer Zunahme der Mineralisation und der Temperatur mit der Teufe, das heißt höher mineralisierte und temperierte Wässer werden von schwächer mineralisierten und

kühleren Wässern überschichtet. Es zeigten sich Schichtungen sowohl zwischen Wasserkörpern mit sehr großen Mineralisations- und Temperaturunterschieden als auch mit nur sehr geringen Unterschieden. Die Grenzschicht selbst ist – unabhängig von der Größenordnung des Mineralisations- und Temperatursprungs – meist nur wenige Dezimeter mächtig.

Ursache der Homogenität sind vermutlich Konvektionsströmungen (thermische Ausgleichsströmungen) innerhalb der einzelnen Zellen, über deren Grenzen hinweg der Transport von Wasserinhaltsstoffen erheblich eingeschränkt ist und wahrscheinlich nur durch molekulare Diffusion ermöglicht wird. Die Schichtungsgrenzen sind an hydraulische „Anomalien“ gebunden. In Grubengebäuden orientieren sie sich zum Beispiel vorrangig an den angeschlossenen Sohlen.

Der Nachweis einer Ausbildung von Schichtungen konnte bisher meßtechnisch in den untersuchten Schächten für einen Zeitraum von maximal acht Jahren geführt werden. Der Nachweis einer großräumigen, regionalen Schichtung im Gebirge (hier am Beispiel des Ruhr-Reviers) durch die statistische Auswertung einer großen Anzahl von vorhandenen Grubenwasser-

Analysen konnte allerdings nicht geführt werden. Aussagen darüber, ob sich diese Schichtungssphänomene generell in gefluteten Schächten und insgesamt im Grubengebäude einstellen und über welche Zeiträume sie stabil sind, können zur Zeit nicht getroffen werden. Untersuchungen zu Konvektionskreisläufen in einem in Flutung befindlichen Grubengebäude liegen bisher nicht vor.

Für Langzeit- und Großraum-Prognosen sind die Untersuchung an Einzelstandorten und der bisherige Beobachtungszeitraum nicht ausreichend. Sie sind nur über ein abstrahiertes numerisches Modell möglich. Das dazu notwendige Instrumentarium im Sinn geeigneter Simulatoren und Modelleingangsparameter soll in einem weiteren Vorhaben erarbeitet werden.

Quellennachweis

1. Leonhardt, J.: Die Gebirgstemperaturen im Ruhr-Revier. In: *Das Markscheidewesen 90* (1983), S. 218-230.
2. Wedewardt, M.: *Hydrochemie und Genese der Tiefenwässer im Ruhr-Revier*. DMT-Berichte aus Forschung und Entwicklung 39, 1995.