

DICHTESCHICHTUNGEN IN FLUTUNGSWASSERKÖRPERN ALS BEITRAG ZUR OPTIMIERUNG DER LANGZEITIGEN WASSERHALTUNG

Christian Melchers¹, Wilhelm G. Coldewey², Peter Goerke-Mallet¹, Dominik Wesche², Laura Henkel¹

Kurzfassung: In den gefluteten Schächten des Ruhrbergbaus wurden scharfe Grenzen zwischen unterschiedlich mineralisierten Wässern an diversen Lokalitäten beobachtet. Durch den Zustrom von hoch mineralisiertem Wasser aus dem Gebirge sowie dem Grubengebäude und dem eindringenden gering mineralisierten Oberflächenwasser bestehen in den Schächten signifikante Dichteunterschiede. Diese Ausbildung von stabilen Schichtungen lässt sich in den Schächten mittels Leitfähigkeits- und Temperaturmessungen nachweisen. Diese stabilen Verhältnisse entstehen durch Konvektionsströmungen, die sich durch den Zustrom höher temperierter und mineralisierter Grubenwässer entwickeln. Die beobachteten Dichteschichtungen sind somit als das Resultat eines komplexen Strömungsbildes zu sehen, welches durch die Mineralisation und Temperatur des Wassers in den Schächten bestimmt wird. Dichteschichtungen in Flutungswasserkörpern lassen sich auch in anderen Bergbauregionen beobachten. Es gibt aber auch Hinweise auf fehlende Konvektionszellen. Die Dichteschichtung ist ein wichtiges Kriterium bei der Flutung vorhandener Grubenräume nach der Stilllegung. In Anbetracht der Bedeutung dieses Phänomens für die Flutung unterschiedlicher Bergwerke bedarf es weitergehender Standortuntersuchungen. Die Bildungsbedingungen der natürlichen Dichteschichtung werden physikalisch, chemisch, hydraulisch und kinematisch erläutert. Ferner werden anhand verschiedener Standorte ausgewählte Beispiele vorgestellt.

Abstract: In flooded shafts of the Ruhr-area distinct boundaries between differently mineralised water bodies have been observed at diverse locations. The influx of higher mineralised water from the rock mass and from the mine workings on the one hand and the penetrating less mineralised surface water on the other hand causes significant density differences in the water column. The formation of a stable stratification can be proven by measurements of temperature and conductivity. These measurements confirm that columns of water in flooded shafts display stratification with distinct boundaries between individual, homogeneous layers. The stable conditions are driven by convection currents which generate from the influx of higher tempered and mineralised mine water. Therefore, the observed density stratification can be considered as the result of a complex flow pattern which is governed by the mineralisation and temperature of the water in the shaft. The phenomenon of density stratification is an important criterion in the flooding of existing mine facilities after mine closure and requires further research. The formation conditions of natural density stratification are based on thermodynamic processes.

Einleitung

Die bergbauliche Wasserhaltung hat die ursprünglichen hydrogeologischen Verhältnisse verändert. Zahlreiche Schächte und Bohrungen schaffen Verbindungen von der Oberfläche bis in den tiefen Untergrund. In Abhängigkeit von ihrer Lage sind diese Schächte im unterschiedlichen Maße mit Wasser erfüllt und schaffen je nach Geologie und Tektonik des anstehenden Gesteins sowie des Schachtausbaus Wegsamkeiten für Wärme- und Stoffströme zwischen dem Grundwasserreservoir, anderen geologischen Schichten und der Atmosphäre.

-
- 1 Technische Fachhochschule Georg Agricola für Rohstoff, Energie und Umwelt zu Bochum, Herner Straße 45, 44787 Bochum, Germany
 - 2 Westfälische Wilhelms-Universität Münster, Institut für Geologie und Paläontologie, Correnstr. 24, 48149 Münster, Germany

Nach Beendigung der Bergbauaktivitäten im Ruhrrevier und der partiellen oder vollständigen Einstellung der Wasserhaltungen kommt es zum Wiederanstieg der Grubenwässer im Gebirge. Die bisher künstlich kurz gehaltenen, meist hochkonzentrierten Salzwässer werden wieder aufsteigen und das hydrogeologische System wird sich dem Stand vor Beginn des Bergbaus annähern.

Die Kenntnis der Entwicklung der chemischen Zusammensetzung und eventueller Dichteschichtungen ansteigender Grubenwässer in stillgelegten Bergwerken spielt eine entscheidende Rolle für die Einschätzung möglicher Auswirkungen auf die Umwelt.

Theorie der Dichteschichtung

Physikalische Grundlagen der freien Konvektion

Die Ausbildung von Dichteschichtungen in der Wassersäule beruht auf einem sehr komplexen Zusammenwirken thermodynamischer Parameter, welche sich gegenseitig beeinflussen. So ist es notwendig, folgende Fluid-Eigenschaften zu beschreiben:

- dynamische Viskosität,
- Wärmeleitfähigkeit,
- spezifische Wärmekapazität,
- Dichte.

Diese Eigenschaften bestimmen das Verhalten der Konvektionsströmung und hängen selber von Druck, Temperatur und Salinität ab. Für die Fluid-Eigenschaften bestehen folgende sensitive Abhängigkeiten:

- Die dynamische Viskosität ist von der Salinität und der Temperatur abhängig.
- Die Wärmeleitfähigkeit ist von der Salinität, der Temperatur und dem Druck abhängig.
- Die spezifische Wärmekapazität ist von der Salinität abhängig.
- Die Dichte ist von der Salinität und der Temperatur abhängig.

Grundlage zur Berechnung der dichteabhängigen Strömung und des Stofftransportes sind Massenerhaltungsgesetz und Gleichungen der freien Konvektion.

Die freie Konvektion, d. h. die dichtegetriebene Strömung, lässt sich mittels der Navier-Stokes-Gleichung (Gl. 1) bestimmen, welche den Zustand der Strömung an einem bestimmten Ort des Fluids beschreibt (Kays et al., 2004):

$$\boxed{\frac{\partial \vec{v}}{\partial t} + (\vec{v} \cdot \nabla) \vec{v} = \vec{f}' - \frac{1}{\rho} \nabla p + \frac{\eta}{\rho} \Delta \vec{v} + \frac{\eta + \eta'}{\rho} \nabla (\nabla \cdot \vec{v})} \quad \text{Gl. 1}$$

Mit:	\vec{v}	= Geschwindigkeitsvektor (m/s),
	t	= Zeit (s),
	\vec{f}'	= Kraftvektor, bezogen auf die Einheitsmasse (N/kg),
	ρ	= Massendichte (kg/m ³),
	p	= Druck (Pa)
	η	= dynamische Viskosität (kg/m·s),
	η'	= temperaturabhängiger Reibungskoeffizient (2. Lamé-Viskositätskonstante) (kg/m·s),
	∇	= Nabla-Operator

Auf der linken Seite der Navier-Stokes-Gleichung stehen die zeitliche ($\partial \vec{v} / \partial t$) und räumliche ($(\vec{v} \cdot \nabla) \vec{v}$) Änderung der Geschwindigkeit. Auf der rechten Seite der Gleichung stehen die auf die Einheitsmasse bezogenen Kräfte, welche die Geschwindigkeitsänderungen hervor-

rufen. Neben der im Allgemeinen bekannten äußeren Kraft \vec{f} (1. Term), wird darin die auf die Einheitsmasse bezogene innere Druckkraft p (2. Term), die viskose innere Reibungskraft und der temperaturabhängige Reibungskoeffizient η' (Widerstand gegenüber einer Form- bzw. Volumenänderung, 3. und 4. Term) beschrieben.

Die zeitliche Änderung der Dichte in einem Volumenelement, d.h. der Zu- und Abstrom in alle drei Raumrichtungen wird mittels der Kontinuitätsgleichung bestimmt (Gl. 2):

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \nabla \cdot (\rho \cdot \vec{v}) = 0 \quad \text{Gl. 2}$$

Mit: ρ = Massendichte (kg/m³),
 t = Zeit (s),
 ∇ = Nabla-Operator,
 \vec{v} = Geschwindigkeit (m/s)

Durch das Temperaturgefälle entsteht ein Wärmestrom in einem Körper, welcher durch die Wärmeleitungsgleichung nach dem Fourier-Gesetz beschrieben wird (Gl. 3). Da hierbei die Wärme in Richtung des Temperaturgefälles fließt, besitzt diese ein negatives Vorzeichen.

$$\vec{J}_t = -\lambda \nabla T \quad \text{Gl. 3}$$

Mit: \vec{J}_t = Wärmestromdichte (W/m²)
 λ = Wärmeleitfähigkeit (W/(K·m))
 ∇ = Nabla-Operator
 T = Temperatur (K)

Die Diffusionsgleichung nach dem Fick'schen Gesetz (Gl. 4) beschreibt äquivalent zur Wärmeleitungsgleichung die molekulare Diffusion von Teilchen aufgrund eines Konzentrationsgradienten.

$$\vec{J}_c = -D \nabla C \quad \text{Gl. 4}$$

Mit: \vec{J}_c = Teilchenstromdichte (mol/(m²·s)),
 D = Diffusionskoeffizient (m²/s),
 ∇ = Nabla-Operator,
 C = Konzentration (mol/m³)

Die Diffusivität von Temperatur beträgt etwa 1,2·10⁻⁹ m²/s, die von Salz etwa 1,43·10⁻⁷ m²/s. Temperatur kann demnach etwa 100-mal schneller ausgeglichen werden, als Salinität. Daher, ist es möglich, dass unter bestimmten Umständen ein Wasserpaket schwerer wird als seine Umgebung und absinkt (z.B. wenn warmes, salinares Wasser über kaltem, geringsalinarem liegt). Wärmeleitung stellt also einen leistungsfähigeren Transportprozess in Flüssigkeiten dar, als die molekulare Stoffdiffusion.

Messmethode

Die Wassersäulen in den Schächten wurden mittels einer Multiparameter-Messsonde mit einem Durchmesser von bis zu 2 Zoll und einer Auslegung der Messkabel von bis zu 1.000 m untersucht. Die Multiparameter-Messsonde erfasst neben der Temperatur und Leit-

fähigkeit weitere Parameter wie den pH-Wert, das Redoxpotenzial und den hydrostatischen Druck. Die Sonden-Spezifikationen sind in der Tabelle 1 aufgeführt (Kories et al., 2004).

Der Messbereich der Temperatursonde liegt im Bereich von 0 °C bis 70 °C bei einer Genauigkeit von ca. 0,1 %. Der Messbereich der Leitfähigkeitssonde ist abhängig von der gewählten Auflösung und liegt bei ca. 0,5 %. Aufgrund einer geringen Geschwindigkeit der Seilwinde sind Messungen der Salzkonzentration und der Temperatur in Abständen von nur wenigen Zentimetern möglich.

Tab. 1 Spezifikation der Multiparameter-Messsonde

Parameter	Messbereich	Genauigkeit
Temperatur	0 °C bis 50 °C	± 0,15 %
elektrische Leitfähigkeit	0 µS/cm bis 200 µS/cm	± 0,5 %
	0,2 mS/cm bis 2,0 mS/cm	± 0,5 %
	2,0 mS/cm bis 20 mS/cm	± 0,5 %
	20 mS/cm bis 200 mS/cm	± 0,5 %
pH-Wert	0 bis 14	± 0,1 %
Redoxpotenzial	-2.000 mV bis +2.000 mV	± 2 mV
hydrostatischer Druck	0 m bis 600 m	± 0,3 %

Geologisch-hydrogeologischer Überblick

Das gesamte Gebirge im Hangenden des gefalteten flözführenden Oberkarbon bis zur Tagesoberfläche wird zusammenfassend als Deckgebirge bezeichnet. Im südlichen Ruhrrevier, wo das flözführende Oberkarbon direkt an der Tagesoberfläche ausstreicht, ist eine Überdeckung durch das Deckgebirge nicht vorhanden. Der vormals tief- bis flachmarine Ablagerungsraum wurde am Ende des Westfal D, als die Variszische Orogenese in der sogenannten Asturischen Phase ihren Höhepunkt erreichte, landfest. Mit Beginn der Cenoman-Transgression zu Beginn der Oberkreide kam es aus nördlicher Richtung zu einem raumgreifenden Meeresvorstoß auf das Rheinisch-Westfälische Steinkohlengebirge. Aus diesem an Calciumcarbonat übersättigtem Flachmeer wurden im Zeitraum von Cenoman bis zum Campan mächtige Kalksteinpakete abgelagert. Das mit ca. 2° - 3° nach Norden einfallende Grundgebirge aus Schichten des Karbon, Zechstein und Buntsandstein wurde hierbei diskordant von dem Oberkreide-Deckgebirge überlagert, das heute das Deckgebirge darstellt (Abb.1).

Schichten der Unterkreide, des Jura und der Trias fehlen im Münsterländer Becken aufgrund der transgressiven Überlagerung durch die Oberkreide (Hahne & Schmidt, 1982). Die Grenze der Kreide verläuft im südlichen Ruhrrevier entlang der Linie Duisburg - Essen - Bochum - Dortmund (Abb. 1). Südlich dieser Linie streicht das flözführende Oberkarbon

direkt an der Tagesoberfläche aus. Die Mächtigkeit der Kreide-Sedimente nimmt auf ca. 900 m im Norden des Ruhrreviers zu (Hilden et al., 1995).

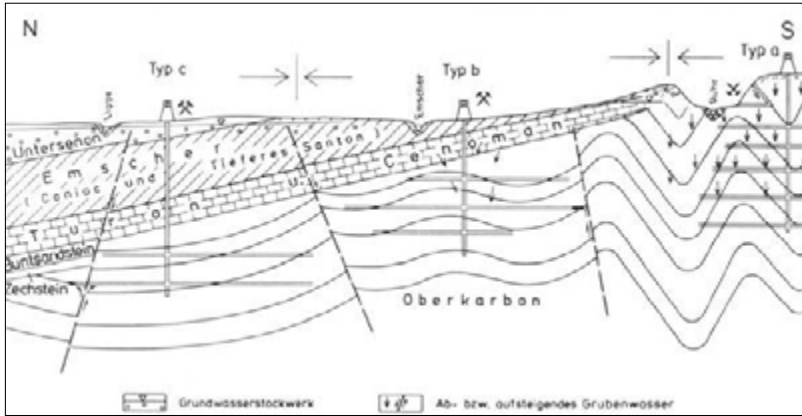


Abb. 1 Schematischer Schnitt durch das Steinkohlenrevier an der Ruhr (stark überhöht, Hahne & Schmidt, 1982)

Die Cenoman-Konglomerate bilden im Südwesten des Ruhrreviers die Basis des Deckgebirges. Zum Hangenden folgt der glaukonitreiche, mergelige Essener Grünsand, der im zentralen Ruhrrevier einen Wasserstauer darstellt. Er ist allerdings nur dort wasserstauend, wo er bei größerer Mächtigkeit tonig entwickelt ist. Der tonige Anteil verleiht dem Gestein seine wasserstauende Wirkung und eine gewisse Plastizität.

Diese günstigen Eigenschaften weist der Essener Grünsand im Gebiet von Essen, Gelsenkirchen und Recklinghausen auf, wohingegen weiter östlich der Grünsand des Cenoman vielfach kalkig und wenig plastisch entwickelt ist, so dass dieser durch Abbauwirkungen nach Art des Sandsteins hereinbricht (Kukuk, 1938). Auf dem Essener Grünsand folgen klüftige Kalksteine und Kalkmergelsteine des Cenoman, die wasserführend sein können. Die folgenden Plänerkalke des Turon bestehen überwiegend aus kalkigen Mergelsteinen und tonigen Kalksteinen. In diese Abfolge sind örtlich zwei glaukonitische Grünsandhorizonte – der blaugrüne Bochumer und der höhere, zumeist grüne Soester Grünsand – eingelagert. Der Bochumer Grünsand ist zumeist heller als der Essener Grünsand und ist als glaukonitreicher, mergeliger Feinsandstein bzw. Kalksandstein oder sandiger Mergelstein ausgebildet (Kukuk, 1938). In Richtung Osten geht der Bochumer Grünsand in den Soester Grünsand über. Die genannten Grünsandsteinhorizonte schwanken in ihrer Mächtigkeit stark und halten räumlich nicht aus. Die festen Mergel- und Kalksteine des Turon sind geklüftet und wasserführend.

Eine besondere Bedeutung kommt den bis zu 800 m mächtigen, größtenteils einheitlichen tonigen Mergelsteinen des Coniac (ca. 89 Ma) bis unteren Mittelsanton (ca. 85 Ma) zu, die Schlüter (1874) erstmals stratigraphisch als Emscher-Mergel bezeichnete und diese als eigenständige Stufe vom Senon abtrennte. Innerhalb des eigentlichen Ruhrreviers übersteigt der Emscher-Mergel eine Mächtigkeit von ca. 400 m in der Regel nicht und weist hier im Durchschnitt 250 m bis 350 m auf (Kukuk, 1938). Die obersten ein bis zwei Meter des Emscher-Mergel sind zu einem tonigen Schluff bzw. schluffigen Ton verwittert und bilden

einen Grundwassernichtleiter. Darunter können die Tonmergelsteine bis zu einer Tiefe von 30 – 50 m geklüftet und wasserführend sein. Aufgrund dieser Klüftigkeit wird der Emscher-Mergel in diesen Horizonten auch zur Wasserversorgung genutzt. Zum Liegenden werden die Klüfte seltener und sind schließlich vollständig geschlossen. Es bildet sich ein Grundwassernichtleiter aus. Der Emscher-Mergel dichtet somit das tiefere Grundwasserstockwerk von Cenoman und Turon gegen das obere Grundwasserstockwerk des Quartär und der Kluftzone des Emscher-Mergel ab. Am Südrand des Ruhrreviers streicht der Emscher-Mergel in einer bis zu 15 km breiten Senke unter geringmächtigen Schichten des Quartär zutage aus (Abb.1).

Schichtung in wassererfüllten Schächten und Bohrungen

Ruhrrevier

Im Ruhrrevier wurden an verschiedenen Standorten Dichteschichtungen im Grubenwasser nachgewiesen. Diese zeichnen sich durch signifikante Veränderungen der Leitfähigkeit, der Temperatur und der Mineralisation aus und trennen somit verschiedene homogene Wasserkörper. Die einzelnen Wasserkörper zeichnen sich hierbei durch konstante Temperatur, Leitfähigkeit, Mineralisation und Dichte aus (Abb. 2).

Die Dichteschichtungen wurden sowohl in Schächten als auch in tiefen Deckgebirgsbohrungen nachgewiesen. Dabei ist die Dichteschichtung unabhängig von der eigentlichen Zusammensetzung des Wassers und somit des Wassertyps. So sind Dichteschichtungen sowohl zwischen Hydrogencarbonat- und Natrium-Chlorid-Wässern, als auch zwischen Natrium- Chlorid-Wässern mit unterschiedlichen Konzentrationen bekannt. Die Mächtigkeit der homogenen Wasserkörper kann hierbei zwischen wenigen Metern und mehreren hundert Metern variieren. Die Grenzschicht macht jedoch meist nur wenige Dezimeter aus.

Für das Ruhrrevier ist die Ausbildung von Dichteschichtungen sowohl an bereits gefluteten Schächten als auch an Schächten während des eigentlichen Prozesses der Flutung nachgewiesen. Nach jetzigem Kenntnisstand beruht die Ausbildung der Grenzschichten im Wesentlichen auf Wasserzuflüssen aus dem anstehenden Gebirge sowie auf gesteinspezifischen Eigenschaften wie der Wärmeleitfähigkeit und der Klüftigkeit. Ebenso kann der Schachtausbau eine Rolle spielen, da hierüber die Wasserzuflüsse der einzelnen Sohlen erfolgen.

Über Messungen von Temperatur und Leitfähigkeit als Funktion der Tiefe, lässt sich die Dichteschichtung darstellen.

Als Antrieb der Konvektionsströmungen kann grundsätzlich der tiefspezifische geothermische Gradient herangezogen werden, welcher die Temperaturänderung mit zunehmender Tiefe angibt (Leonhardt, 1983). Dieser kann je nach Mineralogie, Geologie, Morphologie und besonders vulkanischer Aktivität örtlich variieren. Der Mittelwert des geothermischen Gradienten beträgt $3,7\text{ °C}/100\text{ m}$ und ist zeitlich konstant (Abb. 2). Für oberflächennahe Bereiche bis ca. 1,5 m Tiefe hat er nur eine untergeordnete Bedeutung, da die Temperaturgradienten, die durch jahres- und tageszeitliche Schwankungen entstehen deutlich größer sind (Berthold, 2009). In einer untertägigen Wassersäule führt der geothermische Gradient zur Erwärmung des tieferen Grubenwassers und verursacht Strömungen, die sich zu Konvektionszellen entwickeln können. Diese verhindern die Vermischung von zufließenden Wässern anderer Zusammensetzung, was zur Ausbildung einer weiteren Konvektionszelle führt (Abb. 3).

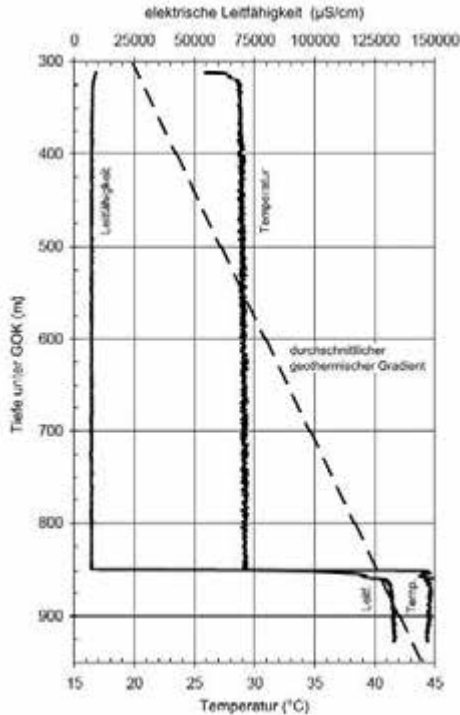


Abb. 2 Leitfähigkeit und Temperaturlog des gefluteten Schachtes Hermann 1 (Kories et al., 2004)

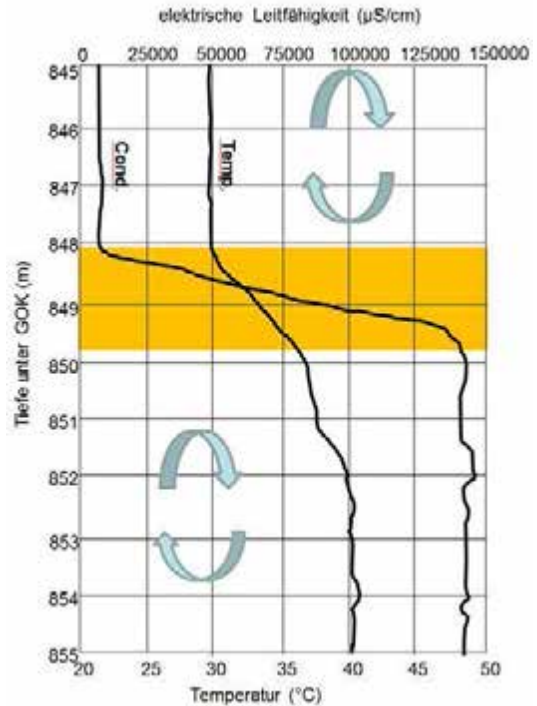


Abb. 3 Leitfähigkeit und Temperaturlog des Sprungbereiches von Schacht Hermann 1 (nach Kories et al., 2004)

Zudem trägt die unterschiedliche Mineralisation der Wasserkörper zu dichtegetriebenen Strömungen bei. Es entstehen Konzentrationsgradienten, wenn es zum Eintritt von Wässern mit unterschiedlicher Beschaffenheit kommt. Dies kann über Zuflüsse von verschiedenartigen Formationswässern aus der umgebenden Gesteinsformation, über Infiltration, und/oder über anthropogene Einflüsse (Pumparbeit, etc.) geschehen. Das Grubenwasser entspricht geochemisch zumeist einem Mischwasser aus Grund- und Bodensickerwasser, welches durch die verschiedenen Prozesse im Grubengebäude geochemisch verändert wird. Prozesse wie Gaslösung und freisetzung, Verdampfung und Kondensation können hierbei einen Konzentrationsunterschied innerhalb der Wassersäule hervorrufen.

Demnach ist durchaus zu erwarten, dass sich Schichtungen in Wassersäulen unter der Voraussetzung hydraulischer Wasserwegsamkeiten sowohl im Grund- als auch im Deckgebirge einstellen können.

Erfahrungen aus anderen Revieren

Neben der Steinkohlenlagerstätte im Ruhrrevier sind Dichteschichtungen aus Schächten im Erz- und Uranbergbau sowie im Salz bekannt (Czolbe et al., 1992; Kories et al., 2004; Luckner & Morgenstern, 2006). So ließen sich beispielsweise auch stabile Schichtungen im Sicilia-Schacht des Meggener Erzberwerks während des Grubenwasseranstiegsprozesses verzeichnen. Außerdem sind Dichteschichtungen in Bohrungen und Grundwassermessstellen nachgewiesen.

Umfassende Untersuchungen hierzu wurden von Berthold (2009, 2010) durchgeführt. Mithilfe von zahlreichen experimentellen Untersuchungen konnten dichtegetriebene Konvektionsströmungen schon bei geringen Temperaturgradienten ($<0,1 \text{ K/m}$) und bei Wassersäulen mit sehr kleinem Durchmesser (5 cm) erfasst werden, sodass der kritische Schwellenwert zum Einsetzen der freien Konvektion als relativ niedrig angenommen werden kann. Zudem analysierte die Autorin, dass die induzierten Strömungsgeschwindigkeiten und die Intensität des Stofftransports mit dem Temperaturgradienten zunehmen. Hierbei war der konvektive Wärmetransport 100.000-mal größer als der konduktive Wärmetransport (Wärmeleitung). Eine weitere wichtige Erkenntnis ist, dass die in der Wassersäule ablaufenden dichtegetriebenen Strömungen je nach Abschnitt variieren und sich ausgleichen oder den Dichtekontrast verstärken können. Hierbei wurde auch die zeitliche Stabilität der Schichtungsverhältnisse nachgewiesen.

Die Dichteschichtungen in Wasserkörpern sind somit grundsätzlich unabhängig von geologischen oder lithologischen Ausbildungen der Lagerstätte und des Gebirges.

Ausblick auf den Grubenwasseranstieg

Durch die Dichteschichtung bildet sich eine natürliche Abgrenzung aus, die unabhängig von der Lithologie und Geologie der Lagerstätte und des Gebirges ist. Dieser Abgrenzung kann aufgrund der scharf getrennten Konvektionszellen zum Schutz der oberflächennahen, süßen Grund- und Trinkwasserhorizonte eine wesentliche Bedeutung zukommen. Hierzu sind jedoch noch weitere Untersuchungen erforderlich, die einerseits zu einem vertieften Verständnis der Bildungsbedingungen beitragen und andererseits die Dichteschichtung hinsichtlich ihrer räumlichen und zeitlichen Ausbildung erfassen.

Literatur

- Berthold, S. (2009): Geophysikalischer Nachweis freier Konvektion in Grundwassermessstellen und Bohrungen. – In: Proceedings of DGFZ e.V., Dissertation, Jg. 39, Dresden, 230 S.
- Berthold, S. (2010): Synthetic convection log – characterization of vertical transport processes in fluid-filled boreholes. – In: Journal Applied Geophysics, Vol. 72, pp. 20 – 27.
- Czolbe, P.; Kretschmar, H.-J.; Klafki, M.; Heidenreich, H. (1992): Strömungszellen im gefluteten Salzschat. – In: Neue Bergbautechnik, Jg. 22, S. 213 – 218.
- Hahne, C. & Schmidt, R. (1982): Die Geologie des Niederrheinisch-Westfälischen Steinkohlengbietes. – Glückauf, Essen, 106 S.
- Hilden, H.D., Drozdowski, G., Hiß, G., Lehmann, F., Michel, G., Skupin, K., Staude, H., Thiermann, A. & Dahm-Ahrens, H. (1995): Geologie im Münsterland. – Krefeld, 195 S.
- Kays, W., Crawford, M. & Weigand, B. (2004): Convective heat and mass transfer. – McGraw-Hill, New York, 512 p.
- Kories, H., Rüterkamp, p., Sippel, M. (2004): Field and numerical studies of water stratification in flooded shafts. – IM-WA-Tagung 2004 Newcastle upon Tyne, 17 S.
- Kukuk (1938): Geologie des nordrhein-westfälischen Steinkohlengbietes. – Springer, Berlin, 706 S.
- Leonhardt, J. (1983): Die Gebirgstemperaturen im Ruhr-Revier. – In: Das Markscheidewesen, Jg. 90, S. 218 – 230.
- Luckner, L.; Morgenstern, A. (2006): Grundlagen von Schichtungsprozessen in gefluteten Untertagebergwerken. – In: World of Mining – Surface & Underground, Jg. 58 (5), S. 311 – 315.
- Schlüter, C. (1874): Der Emscher Mergel. – Z. dt. geol. Ges., Jg. 26, Berlin, S. 775 – 782.