

# Ein Beitrag zum Speicherkoeffizienten und zur Elastizität von geklüfteten Grundwasserleitern

*A Contribution to Storativity and Elasticity of Fractured Aquifers*

V. VASVÁRI<sup>1)</sup>

## Inhalt

|   | Seite |
|---|-------|
| 1. Einführung.....  | 95    |
| 2. Der Speicherkoeffizient und seine Bestimmung .....   | 96    |
| 2.1. Die Bestimmung des Speicherkoeffizienten aus Pumpversuchen .....                               | 96    |
| 2.2. Die Bestimmung des Speicherkoeffizienten aus der Aquifer-<br>kompressibilität.....             | 100   |
| 2.3. Die Bestimmung des Speicherkoeffizienten aus der Luftdruckwirksamkeit ..                       | 104   |
| 3. Die Ergebnisse von felsmechanischen Laborversuchen an Bohrkernen.....                            | 104   |
| 3.1. Die Untersuchungen an karbonatischen und vulkanitischen Gesteinen ..                           | 104   |
| 3.1.1. Die Porositätsbestimmungen.....  | 104   |
| 3.1.2. Die Druckversuche.....   | 105   |
| 3.1.3. Die Berechnung der Speicherkoeffizienten.....  | 105   |
| 3.2. Die Untersuchungen an Dolomiten der Erkundungsbohrungen<br>der Römerquelle .....               | 106   |
| 3.2.1. Die Berechnung der Speicherkoeffizienten.....  | 108   |
| 4. Die Ermittlung der elastischen Gesteinseigenschaften aufgrund von<br>akustischen Messungen ..... | 110   |
| 4.1. Die Ergebnisse der Ultraschallmessungen.....   | 111   |
| Zusammenfassung.....  | 111   |
| Literatur .....   | 112   |
| Summary.....  | 113   |
| Dank.....   | 113   |

## 1. Einführung

Um den instationären Vorgang der Druckausbreitung in gespannten Grundwasserleitern berechnen zu können, müssen außer den die Transporteigenschaften der

<sup>1)</sup> Dipl.-Ing. Dr. techn. Vilmos VASVÁRI, Institut für Siedlungswasserwirtschaft und Landschaftswasserbau der Technischen Universität Graz, Stremayrgasse 10/I, A-8010 Graz, Österreich.  
E-mail: vasvari@sww.tu-graz.ac.at

Grundwasserleiter charakterisierenden Transmissivitäten auch die Speichereigenschaften beschreibenden Speicherkoeffizienten ermittelt werden. Die hydraulischen Eigenschaften von geklüfteten Aquiferen werden fast ausschließlich von der Wasserbewegung in Klüften und Großporen bestimmt. Die Klüftung – nur in den seltensten Fällen regelmäßig auftretend – bewirkt die starke Inhomogenität und hochgradige Anisotropie des Grundwasserleiters. Im Gegensatz zu den Porengrundwasserleitern der Lockergesteine müssen in Kluftgrundwasserleitern mit sehr unterschiedlichen Kluftabständen und -öffnungen gerechnet und stark anisotrope Strömungsverhältnisse und turbulentes Fließen angenommen werden. Dies gilt insbesondere für Thermalwasserbohrungen, welche oft gezielt die Störungzonen der Festgesteinsaquifere erschließen.

In den folgenden Ausführungen werden die Möglichkeiten zur Bestimmung des Speicherkoeffizienten erörtert und die Ergebnisse von geomechanischen Laboruntersuchungen sowie Ultraschallmessungen zur Bestimmung der Aquiferkompressibilität dargestellt.

## 2. Der Speicherkoeffizient und seine Bestimmung

### 2.1. Die Bestimmung des Speicherkoeffizienten aus Pumpversuchen

Die am häufigsten angewandten Tests zur Bestimmung der hydraulischen Kenngrößen eines Grundwasserleiters sind Pumpversuche. Im Laufe eines Pumpversuches wird für eine bestimmte Zeit Wasser aus dem Grundwasserleiter entnommen und die Reaktion des Grundwasserspiegels bzw. des Druckspiegels im Förderbrunnen selbst oder in naheliegenden Brunnen beobachtet. Je nach Dauer des Pumpversuches und nach Ergiebigkeit des Grundwasserleiters bleibt entweder die Zuströmung des Grundwassers zum Entnahmebrunnen und somit der Grundwasserspiegel in seiner Umgebung instationär oder es stellt sich nach gewisser Förderzeit ein stationärer Zustand ein. Dementsprechend wurden instationäre und stationäre Auswerteverfahren entwickelt. Da die Tiefengrundwasserleiter ausschließlich gespannte Verhältnisse aufweisen und der Speicherkoeffizient nur unter instationären Bedingungen ermittelt werden kann, werden im Folgenden nur die Auswerteverfahren für die oben erwähnten Grundwasserhältnisse dargestellt.

Die allgemeine dreidimensionale instationäre Grundwasserströmung in einem gespannten, inhomogenen und anisotropen Grundwasserleiter beschreibt Gl. (1) (K-F. BUSCH et al., 1993):

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( T_x \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( T_y \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( T_z \frac{\partial h}{\partial z} \right) = S \frac{\partial h}{\partial t} + q, \quad (1)$$

mit

- h – Druckspiegelhöhe [m],
- S – Speicherkoeffizient [–],
- $T_x, T_y, T_z$  – Transmissivität in x, y und z-Richtung [ $m^2 \cdot s^{-1}$ ],
- x, y, z – kartesische Koordinaten,
- t – Zeit [s],
- q – Quellen- und Senkenterm [ $m^3 \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$ ].

Sämtliche Verfahren zur Auswertung von Pumpversuchen basieren auf der partiellen Differentialgleichung der zweidimensionalen Grundwasserströmung radialsymmetrischer Form. Bei der Auswertung von Pumpversuchen wird von einer instationären radialsymmetrischen Grundwasserströmung um den Förderbrunnen ausgegangen. Die radialsymmetrische instationäre Brunnenströmung in einem homogenen und isotropen, gespannten Grundwasserleiter wird durch folgende Differentialgleichung beschrieben (H.-R. LANGGUTH & R. VOIGT, 1980, G. DE MARSILY, 1986):

$$\frac{\partial^2 h}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial h}{\partial r} = \frac{S}{T} \frac{\partial h}{\partial t} + q, \quad (2)$$

$r$  – radiale Entfernung vom Förderbrunnen [m].

Unter bestimmten Annahmen kann Gl. (2) analytisch gelöst werden. In Gl. (2) stellt der Quotient aus Speicherkoeffizient und Transmissivität ( $S/T$ ) die geohydraulische Zeitkonstante für gespannte Strömung dar (K.-D. BALKE et al., 2000). Der Reziprokwert dieser Konstante ( $T/S$ ) wird in der Literatur als hydraulische Diffusivität (hydraulic diffusivity oder aquifer diffusivity; G. DE MARSILY, 1986) oder Druckleitfähigkeit bzw. piezometrische Leitfähigkeit (H. D. VOIGT & F. HÄFNER, 1982) bezeichnet. Gleichungen (1) und (2) werden oft auch Diffusionsgleichungen genannt, weil diese eigentlich eine Art Energieausbreitung, die Druckausbreitung im Grundwasserleiter, wiedergeben.

Wie aus Gl. (2) ersichtlich ist, gehen die hydraulischen Eigenschaften des Grundwasserleiters durch ihr Verhältnis in die Berechnung ein. Die analytische Lösung dieser Gleichung ist über die Anwendung der THEIS'schen Brunnenfunktion  $W(u)$ , mit  $s = h_0 - h$ , möglich (C. V. THEIS, 1935):

$$s(r,T) = \frac{Q}{4 \cdot \pi \cdot T} \int_u^\infty \frac{e^{-u}}{u} du = \frac{Q}{4 \cdot \pi \cdot T} \cdot W(u), \quad (3)$$

wobei

- $s$  – die Absenkung [m],
- $h_0$  – die Ruhedruckspiegelhöhe [m],
- $Q$  – die Förderrate [ $m^3 \cdot s^{-1}$ ],
- $e$  – die EULER'sche Zahl,
- $W(u)$  – die Brunnenfunktion,

mit

$$u = \frac{r^2 \cdot S}{4 \cdot t \cdot T}, \quad (4)$$

darstellt.

Die bei der Herleitung von Gl. (3) getroffenen Annahmen sowie die Brunnenfunktion  $W(u)$  werden u. a. in H.-R. LANGGUTH & R. VOIGT (1980) oder in G. P. KRUSEMAN & N. A. DE RIDDER (1991) tabellarisch oder in Form von Standardkurven, angeführt.

Das Integral in Gl. (3) kann auch durch eine Reihenentwicklung gelöst werden, wobei eine Näherungslösung von H. H. COOPER & C. E. JACOB (1946) bei Vernachlässigung der höheren Terme und unter Berücksichtigung der Bedingung  $u < 0,01$  abgeleitet wurde, und diese hat die Form:

$$s = \frac{2,3 \cdot Q}{4 \cdot \pi} \lg \frac{2,25 \cdot T \cdot t}{r^2 \cdot S}. \quad (5)$$

Wie aus Tab. 1 ersichtlich ist, ergibt die Linearisierung bei kleinen  $u$ -Werten einen für die Praxis vernachlässigbaren Fehler. Im Falle der bei Tiefengrundwasserleitern meistens verwendeten Kleinpumpversuche (single well pumping test) ist die Bedingung in der Regel erfüllt (V. VASVÁRI, 1990).

Bei Kleinpumpversuchen lässt sich demnach der Speicherkoeffizient aus der Gleichung

$$S = \frac{2,25 \cdot T \cdot t_0}{r_0^2}, \quad (6)$$

mit

$t_0$  – Zeit zu Beginn der anlaufenden Druckabsenkung [s],

$r_0$  – Brunnenradius [m],

errechnen.

Wie oben angeführt, kann der Speicherkoeffizient aufgrund der THEIS'schen Brunnenfunktion entweder nach dem Kurvendeckungsverfahren Gl. (3) oder nach dem Geradenlinienverfahren Gl. (5) bzw. (6), jedoch nur aus den Absenkungskurven ermittelt werden.

Dazu werden Beobachtungen der halb- oder doppellogarithmisch dargestellten Druckspiegelhöhen nach Möglichkeit von mindestens zwei bis drei Dekaden benötigt, um eine eindeutige Anpassung der Kurven bzw. an die Ausgleichsgeraden erzielen zu können. Beim Verfahren von H. H. COOPER & C. E. JACOB (1946) wird die Tatsache genutzt, dass die Ausgleichsgerade die Abszisse bei  $s = 0$  schneidet und der Wert  $t_0$  abgelesen werden kann. Der Wert  $t_0$  gibt dann die Zeit an, zu der sich die Druckabsenkung in einem Abstand von  $r_0$  von der Brunnenachse, gemessen durch die Absenkung im Brunnen selbst, auszubreiten beginnt.

Statt  $r_0$  sollte bei Kleinpumpversuchen in der Regel  $r_{\text{eff}}$  (effektiver Brunnenradius) angenommen werden, der jedoch selten exakt bzw. erst in Kenntnis der hydraulischen Parameter ermittelt werden kann (G. STRAYLE, 1983). Bei Kleinpumpversuchen sollte der Wert  $t_0$  in der Größenordnung von Zehntelsekunden liegen, falls keine Brunnen-speicherung vorliegt.

Inwieweit die Unvollkommenheit oder die geneigte Lage des Brunnens oder der Skin-effekt bei der Auswertung mitberücksichtigt werden können, wird von H. D. VOIGT & F. HÄFNER (1982) ausführlich beschrieben. Es kann angenommen werden, dass die meisten durch Säuerung gereinigten Bohrlöcher in Festgesteinsaquiferen keinen Skin-effekt aufweisen und daher der Bohrlochradius bei der hydraulischen Berechnung verwendet werden kann, ohne einen großen Fehler zu begehen.

Tab. 1: Fehler der JACOB'schen Funktion im Vergleich zur THEIS'schen Brunnenfunktion (Z. ŠEN, 1995).

*Error of the JACOB's function in comparison to the THEIS' function (Z. ŠEN, 1995).*

| Fehler [%] | Gültigkeit |
|------------|------------|
| 0,25       | $u < 0,01$ |
| 2,00       | $u < 0,05$ |
| 5,00       | $u < 0,10$ |
| 10,00      | $u < 0,15$ |

Bei Mammutpumpversuchen, die gerade bei stark geklüfteten Grundwasserleitern wegen der intensiven Förderung von Gesteinspartikeln angewendet werden müssen, ist oft der Fall, dass  $t_0$  einen um  $10^2$  bis  $10^3$ mal höheren Wert annimmt als physikalisch realistisch wäre. Dies ist auf die Eigenschaft des Verfahrens zurückzuführen, bei dem Wasser durch eingepresste Luft als ein Wasser-Luft-Gemisch angehoben wird. Besonders bei Tiefbohrungen tritt eine Zeitverzögerung auf, weil die Pressluft eine gewisse Zeit braucht, den Weg im Tubing zurückzulegen, um sich anschließend mit dem Wasser zu vermischen und als Gemisch wieder an die Oberfläche zu steigen. Die Zeit wird jedoch in der Regel vom Einschalten des Kompressors an gemessen. Da die Absenkung um das Bohrloch jedoch erst nach einer Zeit in der Größenordnung von ein bis 10 Sekunden statt nach einigen Zehntelsekunden beginnt, ergibt dies eine Zeitdifferenz.

Die oben angeführten Verfahren können auch für Klüftgrundwasserleiter verwendet werden, sofern diese über feine und großräumig gleichmäßig verteilte Klüfte verfügen, welche die Annahme der Homogenität und der Anisotropie im Bezugsvolumen zulassen.

Für einen inhomogenen und anisotropen Klüftgrundwasserleiter ergibt die Anwendung des DARCY-Gesetzes und der Kontinuitätsgleichung laut T. D. STRELTSOVA (1976) die allgemeine Differentialgleichung der Klüftströmung

$$\left( k_1 \frac{\partial^2 s_{Kl}}{\partial x_1^2} + k_2 \frac{\partial^2 s_{Kl}}{\partial x_2^2} \right) \cdot h_{GW} = S_{Kl} \frac{\partial s_{Kl}}{\partial t} + S_P \frac{\partial s_P}{\partial t}, \quad (7)$$

mit

- $k_1, k_2$  – Durchlässigkeit in Haupt- bzw. Nebenrichtung der Anisotropie [ $m \cdot s^{-1}$ ],
- $s_{Kl}, s_P$  – Absenkung in den Klüften bzw. in den Poren [m],
- $x_1, x_2$  – Haupt- bzw. Nebenachse der Anisotropie,
- $h_{GW}$  – Mächtigkeit des Grundwasserleiters [m],
- $S_{Kl}, S_P$  – Speicherkoeffizient der Klüfte bzw. der porösen Matrix [-],
- $t$  – Zeit [s].

Wird die linke Seite der Gl. (7) mit  $r^2 = x_1^2 + x_2^2$  auf die radiale Strömung umgeformt, wobei  $\mu^2 = k_2/k_1$ ,  $\rho = x_2/\mu$ , ergibt sich

$$\left( \frac{\partial^2 s_{Kl}}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial s_{Kl}}{\partial r} \right) \cdot T = S_{Kl} \frac{\partial s_{Kl}}{\partial t} + S_P \frac{\partial s_P}{\partial t}, \quad (8)$$

mit

- $T$  – Transmissivität ( $T = h_{GW} \cdot k_1$ ) in Hauptrichtung der Anisotropie [ $m^2 \cdot s^{-1}$ ],
- $r$  – radiale Entfernung von der Brunnenachse [m].

Durch die Deformation des porösen Blocks freiwerdendes Wasser ist proportional zum Druckgradienten zwischen dem Blockinneren und der Blockoberfläche. Somit ist

$$S_P \frac{\partial s_P}{\partial t} = k \frac{s_{Kl} - s_P}{l} = p(s_{Kl} - s_P), \quad (9)$$

mit

- $k$  – Durchlässigkeit des porösen Blocks [ $m \cdot s^{-1}$ ],
- $l$  – mittlere Blockgröße [m],
- $p$  – Parameter der Klüft-Porenraum-Austauschrate [ $s^{-1}$ ].

Die allgemeine Lösung von Gl. (8), vorausgesetzt, dass  $s_{\text{Kl}} = 0$ , wenn  $t = 0$ , ist:

$$s_p = s_{\text{Kl}} - \int_0^t e^{-\varepsilon(t-\tau)} \frac{\partial s_{\text{Kl}}}{\partial \tau} d\tau, \quad (10)$$

mit

$$\varepsilon = p/S_p \text{ [s}^{-1}\text{]}.$$

Wird Gl. (10) in Gl. (9) und diese wiederum in Gl. (8) eingesetzt, lässt sich die allgemeine Differentialgleichung der Brunnenströmung in einem Kluftgrundwasserleiter in folgender Form schreiben:

$$\left( \frac{\partial^2 s_{\text{Kl}}}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial s_{\text{Kl}}}{\partial r} \right) \cdot T = S_{\text{Kl}} \frac{\partial s_{\text{Kl}}}{\partial t} + p \int_0^t e^{-\varepsilon(t-\tau)} \frac{\partial s_{\text{Kl}}}{\partial \tau} d\tau. \quad (11)$$

Die raumzeitliche Verteilung der Absenkung der Kluftströmung  $s_{\text{Kl}}$  als Lösung der Gl. (11) ist:

$$s_{\text{Kl}} = \frac{Q}{4 \cdot \pi \cdot T} W_{\text{Kl}} \left( \frac{r}{B}, \varepsilon t, \eta \right), \quad (12)$$

mit

$$\begin{aligned} B &= (T/p)^{1/2} \text{ [m} \cdot \text{s}^{-1}\text{]}, \\ \eta &= S_p/S_{\text{Kl}} + 1 \text{ [-]}, \\ W_{\text{Kl}}(r/B, \varepsilon t, \eta) &= \text{Brunnenfunktion der Kluftströmung [-]}. \end{aligned}$$

Die entsprechenden Typkurven zur Lösung der Gl. (12) sind in T. D. STRELTSOVA (1976) angeführt. Die verschiedenen weiteren Modelle, von denen Z. ŞEN (1995) einen ausführlichen Überblick bietet, entstanden durch Modifizierung der Annahmen und durch Einführung dementsprechender Modellparameter.

## 2.2. Die Bestimmung des Speicherkoeffizienten aus der Aquiferkompressibilität

Ist die Absenkungsphase eines Pumpversuches aus den oben erörterten oder aus anderen Gründen nicht oder nur bedingt auswertbar, können die aus der Aquiferkompressibilität, bestehend aus der Kompressibilität des Wassers und des Gesteins-hohlraumes, geschätzten Speicherkoeffizienten als gute Orientierungswerte dienen. Bei der Berechnung kann die Kompressibilität des Wasser mit großer Genauigkeit bestimmt werden, weil sowohl Temperatur als auch der in Aquifertiefe herrschende Druck in der Regel als Messwerte vorliegen und die Kompressibilität des Wasser unter üblichen Bedingungen eine geringe Variabilität aufweist. Für die Kompressibilität verschiedener Gesteine existieren in der Fachliteratur (R. D. LAMA & V. S. VUTUKURI, 1978, I. STÖBER, 1986) Orientierungswerte. Diese Gesteinskompressibilitäten sind an sich jedoch nur näherungsweise als Aquiferkompressibilitäten anzuwenden. Eine wesentliche Fehlerquelle stellt die Porosität dar, welche indirekt aus geophysikalischen Bohrlochmessungen mit Hilfe empirischer Zusammenhänge ermittelt werden kann. Sofern Kernproben aus dem Aquiferbereich vorhanden sind, empfiehlt es sich, Laborversuche zur direkten Bestimmung der Kompressibilität und der Porosität durchzuführen.

Die Elastizität von gespannten Grundwasserleiter wurde von C. E. JACOB (1940) eingehend beschrieben und die Reaktion dieser auf Luftdruckschwankungen mit Schwankungen der Druckspiegelhöhe in Abhängigkeit von ihrer Elastizität festgestellt.

Bei der Herleitung des spezifischen Speicherkoeffizienten wird davon ausgegangen, dass die Hangendlast auf den Grundwasserleiter mit der Summe von hydrostatischem Druck und Druckspannung im Gleichgewicht steht und dass sich die Hangendfläche durch die Auflast nicht deformiert. Bei der Verformung des Grundwasserleiters wird seine Kompressibilität und jene des Wassers berücksichtigt. Somit ergibt sich aus der Ausgangsgleichung (H.-R. LANGGUTH & R. VOIGT, 1980)

$$G_{\text{Hangend}} = p + \sigma_z, \quad (13)$$

mit

- $G_{\text{Hangend}}$  – Gesamtdruck der Hangendschichten [Pa],
- $p$  – hydrostatischer Druck, der vom Wasser aufgenommene Lastanteil [Pa],
- $\sigma_z$  – Druckspannung, der vom Gestein getragene Lastanteil [Pa],

nach Differentiation, Umformung und Einsetzen der Kompressibilität des Wassers und des Gesteins bzw. Gesteinshohlraumes die Gleichung

$$\frac{1}{\rho \cdot \Delta V} \cdot \frac{d(\Delta M)}{dt} = n \cdot \beta \cdot \gamma \cdot \left( 1 + \frac{\alpha}{n \cdot \beta} \right) \frac{dh}{dt} = S_s \frac{dh}{dt}, \quad (14)$$

mit

- $V$  – Einheitsvolumen des untersuchten Aquiferkörpers [m<sup>3</sup>],
- $M$  – Masse des im Volumen  $V$  gespeicherten Wassers [kg],
- $n$  – Gesamtporenraum [-],
- $\rho$  – Dichte des Wassers [kg · m<sup>-3</sup>],
- $\beta$  – isothermer Kompressibilitätskoeffizient des Wassers [Pa<sup>-1</sup>],
- $\gamma$  – spezifisches Gewicht des Wasser [kg · m<sup>-2</sup> · s<sup>-2</sup>],
- $\alpha$  – vertikaler Kompressibilitätskoeffizient des Gesteinshohlraumes [Pa<sup>-1</sup>],
- $h$  – Wasserspiegel über dem Bezugsniveau [m],
- $t$  – Zeit [s],
- $S_s$  – spezifischer Speicherkoeffizient [m<sup>-1</sup>].

Laut Definition gibt der spezifische Speicherkoeffizient das Volumen an, welches pro Einheitslänge Absenkung oder Anstieg des Druckwasserspiegels aus dem Vorrat eines Aquifereinheitsvolumens entnommen oder in dieses eingespeichert wird (siehe H.-R. LANGGUTH & R. VOIGT, 1980).

Das Integral des spezifischen Speicherkoeffizienten über die Gesamtmächtigkeit des Grundwasserleiters ergibt den Speicherkoeffizienten:

$$S = \int_0^{h_{\text{GW}}} S_s dz = h_{\text{GW}} \cdot S_s, \quad (15)$$

mit

- $S$  – Speicherkoeffizient [-],
- $S_s$  – spezifischer Speicherkoeffizient [m<sup>-1</sup>],
- $h_{\text{GW}}$  – Mächtigkeit des Grundwasserleiters [m].

Wird die Gl. (14) betrachtet, so ist naheliegend, dass sich die Kompressibilität des Wassers auf das mit wassererfüllte Volumen des Einheitsvolumens bezieht und daher mit der speicherwirksamen Porosität multipliziert wird. Bei der Berücksichtigung der Gesteinskompressibilität unterscheiden die Formulierungen der Autoren.

Erstens können unter dem Begriff Gestein sowohl Locker- als auch Festgesteine verstanden werden. Bei Lockergesteinen wird oft die Gefügekompressibilität (K-F. BUSCH et al., 1993), Porenraumkompressibilität (F. HÄFNER & H. D. VOIGT, 1981) oder die Kompressibilität des Korngerüsts (B. HÖLTING, 1996) erwähnt. G. DE MARSILY (1986) unterscheidet sogar bei der Definition des Speicherkoeffizienten zwischen Matrixkompressibilität und Kompressibilität der festen Körner.

In einem Teil der Literatur (z. B. H-R. LANGGUTH & R. VOIGT, 1980, G. DE MARSILY, 1986, K-F. BUSCH et al., 1993) wird der Speicherkoeffizient in der Form

$$S = H \cdot g \cdot \rho \cdot (\alpha + n \cdot \beta) \quad (16)$$

angegeben, während von anderen Autoren (z. B. B. HÖLTING, 1996, O. KOLDITZ, 1997, K-D. BALKE et al., 2000) die Form

$$S = H \cdot g \cdot \rho \cdot [(1 - n) \cdot \alpha + n \cdot \beta] \quad (17)$$

verwendet wird, wobei  $g$  die Erdbeschleunigung ( $m \cdot s^{-2}$ ) darstellt.

Eine ausführliche Diskussion über die Verformung poröser Körper und somit über die Bestimmung des Speicherkoeffizienten ist bei H.-J. KÜMPEL (1989) zu finden.

Die Diskrepanz zwischen Gl. (16) und (17) ist auf unterschiedliche Bezugsvolumina zurückzuführen. In Gl. (16) bezieht sich  $S$  auf ein Gesteinsvolumen, welches sich bei Porendruckänderungen verformt. In Gl. (17) hingegen wird ein raumfestes Gesteinsvolumen betrachtet. Der Unterschied ist gravierend, wenn Gesteinsverformungen Gegenstand der Untersuchungen sind. Der Speicherkoeffizient ist daher ein fragwürdiger Aquiferparameter, wie I. STÖBER (1994) feststellte, weil er einerseits definitionsgemäß auf dem konstanten Hohlraumanteil des Aquifers beruht, andererseits aus der Hohlraumkompressibilität bestimmt wird.

Da die Kompressibilität zum Elastizitätsmodul invers proportional ist, setzen die meisten Autoren (z. B. H-R. LANGGUTH & R. VOIGT, 1980, O. KOLDITZ, 1997) den Reziprokwert aus dem durch Druckversuche ermittelten Elastizitätsmodul in Gl. (16) oder (17) ein:

$$\alpha = \frac{1}{E}. \quad (18)$$

Die Beziehung zwischen Elastizität und Kompressibilität ist jedoch unter Annahme eines allseitigen (hydrostatischen) Druckes über die Gleichung

$$\alpha = \frac{3 \cdot (1 - 2 \cdot \nu)}{E}, \quad (19)$$

mit

$E$  – Elastizitätsmodul [Pa],

$\nu$  – POISSON-Zahl oder Querkontraktionszahl [-],

verknüpft (G. DE MARSILY, 1986, H.-J. KÜMPEL, 1989).



Da jedoch die POISSON-Zahl bei Gesteinen in der Regel zwischen 0,15 und 0,3 variiert (H. PRINZ, 1991), kann die obige Vereinfachung bei der Berechnung der Kompressibilität einen Fehler von 20–100 % mit sich bringen.

Den Elastizitätsmodul erhält man aus dem Entlastungsast, in dem die elastische Rückverformung des Gesteins zum Ausdruck kommt. Der Verformungsmodul ergibt sich aus dem Belastungsast und wird entweder aus gestreckten Kurvenabschnitten oder als Sekantenmodul ermittelt. Die POISSON-Zahl gibt das Verhältnis Querverformung zu Längsverformung an (H. PRINZ, 1991). Aufgrund des Verformungsmoduls und der POISSON-Zahl kann der Steifemodul für behinderte Seitenausdehnung aus dem Zusammenhang

$$E_s = \frac{1-\nu}{1-\nu-2\cdot\nu^2} E_v, \quad (20)$$

mit

$E_s$  – Steifemodul [Pa],

$E_v$  – Verformungsmodul [Pa],

errechnet werden.

Der Steifemodul der behinderten Seitenausdehnung charakterisiert den Kompressionsvorgang des Aquifers infolge der Druckabsenkung naturgetreuer und entspricht besser den Modellvorstellungen. Ausgegangen wird nämlich von der vertikalen Kompression des Aquifers ohne die Möglichkeit der lateralen Ausdehnung des Gesteins.

Aus der Analyse der oben angeführten Gl. (16) für den Speicherkoeffizienten geht hervor, dass der Speicherkoeffizient vom Verhältnis Gesteinskompressibilität zu Kompressibilität des Wassers wesentlich bestimmt wird. Aus Tab. 5 ist z. B. ersichtlich, dass die Kompressibilität des Wassers unter für thermalwasserführende Tiefengrundwasserleiter charakteristischen Druck- und Temperaturbedingungen zwischen  $4,3 \times 10^{-10}$  und  $4,8 \times 10^{-10} \text{ Pa}^{-1}$  variiert (I. STÖBER, 1986). Wird jedoch die Kompressibilität des Wassers mit der für Kluftgrundwasserleiter charakteristischen Porosität (bis über 10 %) multipliziert, liegen beide Werte etwa in derselben Größenordnung. Daher kann die oft praktizierte Vernachlässigung der Gesteinskompressibilität im Klammersausdruck der Gl. (16) mit einem Fehler von bis zu 100 % verbunden sein. Bei niedrigen Porositäten und bei Gesteinen mit höheren Kompressibilitätskoeffizienten kann sogar die Kompressibilität des Wassers vernachlässigbar werden.

Die Porosität des Gesteins wird meistens aus Mangel an Kernproben nach verschiedenen Bohrlochmessungen ermittelt (S. FRICKE & J. SCHÖN, 1999), wobei die Messwerte gegebenenfalls je nach Messverfahren und nach Gesteinstyp zu korrigieren sind.

Ein wichtiger Faktor in Gl. (16) ist weiters die Mächtigkeit des Grundwasserleiters. Dieser Aquiferparameter kann mit Hilfe von Kombination geophysikalischer Bohrlochmessungen, welche Hinweise auf Kluftzonen und somit auf Aquiferbereiche in Festgesteinen liefern, errechnet werden. Die verschiedenen Methoden führen zu unterschiedlichen, oft stark abweichenden Ergebnissen, deren Auswertung bezüglich der gesuchten Mächtigkeit des Kluftgrundwasserleiters nur unter dem Einfluss gewisser Subjektivität erfolgen kann.

Die ebenso in Gl. (16) aufscheinende Dichte des Wassers variiert unter für thermalwasserführende Tiefengrundwasserleiter charakteristischen Druck- und Temperaturbedingungen ähnlich der Kompressibilität des Wassers in einem relativ engen Bereich zwischen  $960$  und  $1000 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ .

### 2.3. Die Bestimmung des Speicherkoeffizienten aus der Luftdruckwirksamkeit

Eine weitere Möglichkeit zur Ermittlung des Speicherkoeffizienten bietet jene über die Bestimmung der Luftdruckwirksamkeit (barometric efficiency, BE), weil Speicherkoeffizient und Luftdruckwirksamkeit von denselben mechanischen Parametern anhängig sind (C. E. JACOB, 1940):

$$S = H \cdot g \cdot \rho \cdot n \cdot \beta \cdot \left( 1 + \frac{a}{n \cdot \beta} \right) = H \cdot g \cdot \rho \cdot n \cdot \beta \cdot \left( \frac{1}{BE} \right), \quad (21)$$

mit

BE – Luftdruckwirksamkeit oder barometrischer Koeffizient [-].

Zur genauen Bestimmung der Luftdruckwirksamkeit kann das statistische Verfahren von W. CLARK (1967) angewandt werden. Dies bedarf sowohl einer möglichst ungestörten Druckspiegel- als auch einer Luftdruckganglinie mit mindestens Tagesmittelwerten. Während diese Methode bei seichtliegenden gespannten Grundwasserleitern mit Erfolg eingesetzt wurde (F. ÜBERWIMMER, 1992, V. VASVÁRI, 1997), stößt die Berechnungsmethode bei tiefen Grundwasserleitern auf ihre Grenzen, da die entsprechenden Daten – unbeeinflusste Druckspiegelzeichnungen mit Zentimetergenauigkeit (0,001 bar) und einer Dauer von mindestens vier bis sechs Monaten – an Tiefbohrungen meistens nicht vorliegen. Daher wird von der Ermittlung des Speicherkoeffizienten auf diesem Wege in der Praxis Abstand genommen.

Näherungsweise kann die Luftdruckwirksamkeit in solchen Fällen jedoch auch aus einem markanten Ereignis (plötzlicher Luftdruckanstieg oder -abfall) als prozentueller Anteil der Druckspiegeländerung in Abhängigkeit von der Luftdruckänderung berechnet werden.

## 3. Die Ergebnisse von felsmechanischen Laborversuchen an Bohrkernen

Um Orientierungswerte der mechanischen bzw. elastischen Eigenschaften sowie der Gesamtporosität von Gesteinen typischer Kluftgrundwasserleiter zu erhalten und daraus auf die Speichereigenschaften der gespannten Grundwasserleiter schließen zu können, wurden an Bohrkernen Laborversuche durchgeführt, deren Ergebnisse im Folgenden präsentiert werden.

### 3.1. Die Untersuchungen an karbonatischen und vulkanitischen Gesteinen

Die in diesem Kapitel behandelten Bohrungen sind in Fig. 1 dargestellt. Sie liegen mit Ausnahme der Römerquelle Bohrungen in den Festgesteinen des Oberösterreichischen Molassebeckens und des Steirischen Beckens.

#### 3.1.1. Die Porositätsbestimmungen

An jenen Kernproben, die wegen ihrer Beschaffenheit oder Größe zur Durchführung von Druckversuchen und somit zur Bestimmung der elastischen Kennwerte nicht

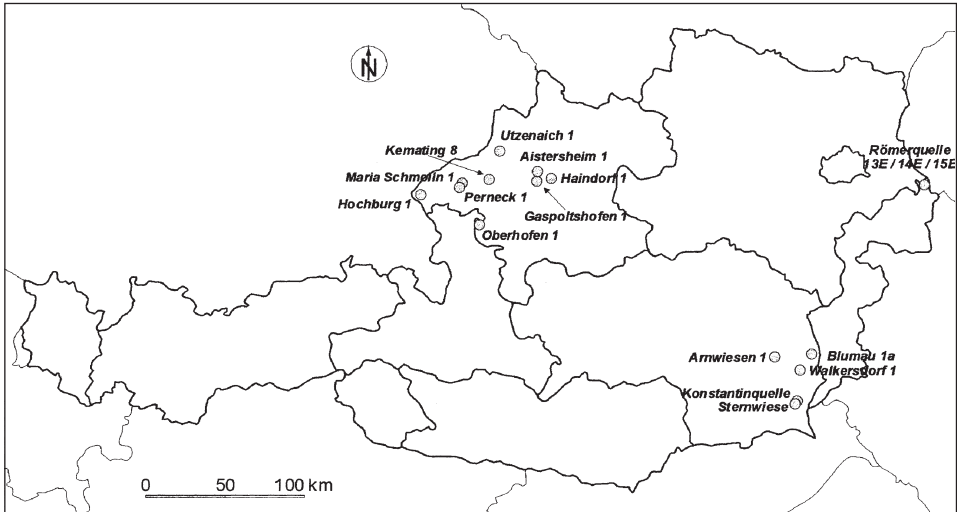


Fig. 1: Lage der untersuchten Bohrungen.  
Location of the investigated drillings.

geeignet waren, wurden ausschließlich Porositäts- und Dichtebestimmungen durchgeführt (INSTITUT FÜR BODENMECHANIK UND GRUNDBAU, 2000), deren Ergebnisse in Tab. 2 angeführt sind. Nach visueller Beurteilung der Proben konnte festgestellt werden, dass die aus Tab. 2 ersichtlichen Werte der Gesamtporosität bei den dichten Kal-ken und Dolomiten im Wesentlichen sekundäre Porositäten darstellen.

### 3.1.2. Die Druckversuche

An ausgewählten Proben, die entsprechende Größe und Beschaffenheit aufwiesen, wurden sowohl Porositäts- und Dichtebestimmungen als auch Druckversuche durchgeführt. Ermittelt wurden die Dichte, der Porenanteil sowie der Elastizitätsmodul (E-Modul), der Verformungsmodul ( $E_V$ -Modul) und die POISSON-Zahl ( $\nu$ ) mittels ein-axialen Druckversuches (INSTITUT FÜR FELSMCHANIK UND TUNNELBAU, 2000a, 2000b). Die Ergebnisse sind in Tab. 3 zusammengefasst.

### 3.1.3. Die Berechnung der Speicherkoeffizienten

Aus der im Labor ermittelten Porosität und der Kompressibilität lassen sich aufgrund der Gl. (16) die in Tab. 4 angeführten spezifischen Speicherkoeffizienten eruiieren. Dabei wurden die Gesteinskompressibilitäten mit Hilfe von Gl. (18) berechnet. Sofern die Mächtigkeiten der Aquiferbereiche abgeschätzt werden konnten, wurden auch die den Gesamtgrundwasserleiter charakterisierenden Speicherkoeffizienten ermittelt. In der Bohrung Sternwiese wurden zwei verschiedene, voneinander vermutlich unabhängige Aquiferbereiche identifiziert und daher die Speicherkoeffizienten für beide bestimmt (Ch. KRIEGL et al., 2000).

Der in Tab. 4 angeführte Koeffizient der Bohrung Konstantinquelle ergab sich aus den in der Bohrung selbst gemessenen Absenkungsdaten. Unter Berücksichtigung der Absenkungsdaten in benachbarten Brunnen wurde der Speicherkoeffizient um ein bis über zwei Zehnerpotenzen zwischen  $6,1 \times 10^{-4}$  und  $9,3 \times 10^{-3}$  errechnet. Diese große

Tab. 2: Dichte und Porosität der untersuchten karbonatischen Kernproben.  
Density and porosity of the investigated carbonate core samples.

|  |                                      |                                      |                             |  |
|--|--------------------------------------|--------------------------------------|-----------------------------|--|
| Bohrung/Probe  | Aistersheim 1                        | Haindorf 1                           | Hochburg 1                  | Perneck 1  |
| Teufe [m]  | 1492,0                               | 2215,8                               | 2836,2                      | 2721,85  |
| Gestein  | Dolomit, kalkig                      | Dolomit, kalkig                      | Dolomit, kalkig             | Dolomit, kalkig  |
| Struktur   | dicht,<br>vereinzelt<br>feine Klüfte | dicht,<br>vereinzelt<br>feine Klüfte | dicht,<br>feine Klüfte      | dicht  |
| Gesteinsdichte [ $\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$ ]   | 2,72                                 | 2,71                                 | 2,70                        | 2,75   |
| Dichte der Probe [ $\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$ ] | 2,66                                 | 2,66                                 | 2,58                        | 2,67   |
| Porenanteil [%]                                      | 2,0                                  | 2,0                                  | 5,0                         | 3,0  |
| Bohrung/Probe  | Kemating 8                           | Gaspoltshofen 1                      | Utzenaich 1                 | Maria Schmolln   |
| Teufe [m]  | 1723,0                               | 1787,5                               | 1370,5                      | 2336,5   |
| Gestein  | Dolomit                              | Kalk                                 | Kalk                        | Kalk   |
| Struktur   | dicht                                | dicht                                | feinkörnig,<br>keine Klüfte | dicht  |
| Gesteinsdichte [ $\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$ ]   | 2,83                                 | 2,71                                 | 2,70                        | 2,70   |
| Dichte der Probe [ $\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$ ] | 2,76                                 | 2,66                                 | 2,39                        | 2,69   |
| Porenanteil [%]                                      | 3,0                                  | 2,0                                  | 11,0                        | 0  |
| Bohrung/Probe  | Oberhofen 1                          | Walkersdorf 1                        | Blumau 1a                   | Arnwiesen 1  |
| Teufe [m]  | 4405,6                               | 2126,8                               | 2678,6                      | 343,4  |
| Gestein  | Kalk                                 | Dolomit                              | Dolomit                     | Kalk   |
| Struktur   | dicht, brüchig                       | brekziös                             | feinbrekziös                | dicht, feine<br>Klüfte,<br>z. T. sekundär<br>geschlossen |
| Gesteinsdichte [ $\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$ ]   | 2,71                                 | 2,83                                 | 2,84                        | 2,72   |
| Dichte der Probe [ $\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$ ] | 2,68                                 | 2,76                                 | 2,73                        | 2,58   |
| Porenanteil [%]                                      | 1,0                                  | 2,0                                  | 4,0                         | 5,0  |

Varianz ist möglicherweise auf laterale Inhomogenitäten im Grundwasserleiter zurückzuführen. Im Vergleich mit Ergebnissen der zwar tieferen Bohrung Sternwiese können diese für entfernte Aquiferbereiche durchaus plausible Werte darstellen.

### 3.2. Die Untersuchungen an Dolomiten der Erkundungsbohrungen der Römerquelle

Ausführliche Untersuchungen wurden an den Erkundungsbohrungen der Römerquelle RQ 13E, RQ 14E und RQ 15E durchgeführt, welche etwa 3–5 m von den je-

Tab. 3: Gesteinsmechanische Parameter der untersuchten Kernproben.  
Rock mechanical parameters of the investigated core samples.

| Bohrung/Probe  | Walkersdorf 1 | Konstantinquelle | Sternwiese     |                  |
|--|---------------|------------------|----------------|------------------|
| Teufe [m]  | 2127,2        | 27,0             | 845,0          | 349,6            |
| Gestein  | Dolomit       | Trachyandesit    | Trachyandesit  | Trachyandesit    |
| Struktur   | dicht         | porös            | porös, klüftig | alteriert, porös |
| Gesteinsdichte [ $\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$ ]   | 2,86          | 2,58             | 2,60           | 2,65             |
| Dichte der Probe [ $\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$ ] | 2,65          | 2,19             | 1,99           | 1,91             |
| Porenanteil [%]                                      | 7             | 15               | 24             | 28               |
| E-Modul [GPa]  | 38,4          | 18,8             | 5,1            | 3,1              |
| $E_V$ -Modul [GPa]                                   | 20,8          | 21,0             | 6,4            | 3,9              |
| POISSON-Zahl [-]                                     | –             | –                | –              | 0,34             |

Tab. 4: Errechnete Speicherkoeffizienten der untersuchten Aquifere.  
Calculated storage coefficients of the investigated aquifers.

| Bohrung/Probe                                 | Walkersdorf 1         | Konstantinquelle      | Sternwiese            |                       |
|---|-----------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|
| Gestein                                       | Dolomit               | Trachyandesit         | Trachyandesit         | Trachyandesit         |
| spez. Speicherkoeffizient [ $\text{m}^{-1}$ ] | $5,51 \times 10^{-7}$ | $1,20 \times 10^{-6}$ | $2,92 \times 10^{-6}$ | $4,32 \times 10^{-6}$ |
| Aquifermächtigkeit [m]                        | –                     | 22                    | 100                   | 250                   |
| Speicherkoeffizient [-]                       | –                     | $2,65 \times 10^{-5}$ | $2,92 \times 10^{-4}$ | $1,08 \times 10^{-3}$ |
| Speicherkoeffizient aus PV [-]                | –                     | $1,54 \times 10^{-5}$ | –                     | –                     |

weiligen Produktionsbohrungen RQ 13, RQ 14 und RQ 15 entfernt liegen. Diese geringe Entfernung sowie die vorliegenden lithologischen Profile der Bohrungen erlauben eine zuverlässige Korrelation mit den in den Produktionsbohrungen erfassten Daten, in welchen neben den Pumpversuchen auch teilweise geophysikalische Bohrlochmessungen durchgeführt wurden.

In der Produktionssonde RQ 13 wurde unter den geringdurchlässigen tertiären Sedimenten bei 36,5 m Top Dolomit angefahren. Bis zur Endteufe von 81 m wurden verkarstete bzw. geklüftete und kompakte Dolomite angetroffen (siehe B. BÖCHZELT & J. GOLDBRUNNER, 1997a). Werden die Teufen Top Dolomit zwischen RQ 13 und RQ 13E verglichen, zeigt sich eine Teufenversetzung von ca. 3 m. Dies bedeutet, dass die gleichen Formationen in der Erkundungsbohrung RQ 13E ca. 3 m höher liegen als jene in der Produktionssonde RQ 13. Demnach sind die Versuchsergebnisse aus der Bohrung RQ 13E (40,32–40,44 m) mit den Parametern des Teufenabschnittes 43,3–43,4 m der Bohrung RQ 13 zu vergleichen (B. BÖCHZELT & J. GOLDBRUNNER, 1996a). In diesem Teufenabschnitt wurde die Dolomitporosität mit 17 % und die Dichte aus dem Dichtelog von 2,35–2,40  $\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$  ermittelt.

In RQ 14E wurde Top Dolomit unter dem Tertiär in 33,3 m Tiefe erbohrt. Bis 40,2 m zeigt sich ein stark verkarsteter Bereich aus Konglomerat und Dolomit. Zwischen 40,2 und 66,7 m ist der Dolomit geklüftet, jedoch schwach verkarstet. Die Klufffüll-

lung besteht aus Schluff, Ton bis Kies. Bis zur Endteufe von 83,1 m folgen die geklüfteten Dolomite. Ton und Feinsand bilden die Kluffüllung (siehe B. BÖCHZELT & J. GOLDBRUNNER, 1996b). Der Vergleich der Tiefen Top Dolomit in den Bohrungen RQ 14 und RQ 14E weist eine Teufenversetzung von ca. 1 m auf. Somit können die Eigenschaften der Kernprobe von RQ 14E (36,60–36,80 m) mit den Messdaten von RQ14 in ca. 37,6–37,8 m Tiefe korreliert werden (B. BÖCHZELT & J. GOLDBRUNNER, 1997b). In letzterer Bohrung liegen durch Kaliberausbrüche stark beeinflusste Neutronporositäten von ca. 40 % vor. Knapp unterhalb dieses Abschnittes wurde die Dolomitporosität mit 17 % berechnet. Das ebenfalls beeinflusste Dichtelog liefert eine Dichte von  $2,05\text{--}2,15\text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ .

In der Bohrung RQ 15 wurde Top Dolomit bei 46,6 m angefahren. Zwischen 46,6 m und 50,7 m liegt geklüfteter Dolomit mit verschlossenen Klüften (Semmeringmesozoikum bzw. Zentralalpines Mesozoikum). Von der ca. 3 m entfernten Erkundungsbohrung RQ 15E wurde das Top der mesozoischen Karbonatgesteine in 40,3 m Tiefe angetroffen. Die Tatsache, dass durch RQ 15 vergleichbare Formationen in einer Teufe von 46,6 m erbohrt wurden, lässt die Folgerung zu, dass RQ 15 nahe an bzw. in einer Störungszone niedergebracht wurde (B. BÖCHZELT & J. GOLDBRUNNER, 1996c).

Die Bohrung RQ 15E traf im Teufenabschnitt 40,30–41,05 m kompakten Dolomit des Semmeringmesozoikums bzw. des Zentralalpinen Mesozoikums. Bei 40,30 m wurde das Top des ebenfalls kompakten karbonatischen Mesozoikums erbohrt. Ab 44,1 m wurden stark verkarstete, wasserführende Karbonatgesteine angetroffen (siehe B. BÖCHZELT & J. GOLDBRUNNER, 1997c). Demnach repräsentiert die untersuchte Kernprobe aus der Tiefe von 40,75–40,90 m das Hangende des Aquifers. Aus dem Aquiferbereich liegen keine Kernproben vor. Da für die Bohrungen RQ 15 und RQ 15E keine Messergebnisse von geophysikalischen Bohrlochmessungen vorhanden sind, kann eine Gegenüberstellung nur mit jenen der Bohrung RQ 13 erfolgen.

Die kompakten Abschnitte konnten in dieser Bohrung durch das Dual Laterolog gut identifiziert werden. In diesen Abschnitten liegt die Neutronporosität in der Regel zwischen 6 und 8 % und die Dolomitporosität somit bei 4–5 %. Das Dichtelog weist in denselben Abschnitten Werte zwischen  $2,65$  und  $2,75\text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$  auf, die eine sehr gute Übereinstimmung mit dem Laborwert von  $2,69\text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$  zeigen.

Die in Tab. 5 wiedergegebenen Laborwerte (vgl. INSTITUT FÜR FELSMCHANIK UND TUNNELBAU, 1999) erlauben einen Vergleich mit den durch die Bohrlochmessungen ermittelten Porositäten sowie Dichten.

Aufgrund der drei Proben kann festgestellt werden, dass der E-Modul durch den Verkarstungsgrad nicht beeinflusst wird. Kompaktes Gestein (Kernprobe RQ 15E) und stark verkarstetes Gestein (Kernprobe RQ 13E) weisen praktisch denselben Wert auf. Einen höheren E-Modul zeigt der mit Konglomerat versetzte Dolomit im Vergleich zum „reinen“ Dolomit.

### 3.2.1. Die Berechnung der Speicherkoefizienten

Tabelle 6 fasst die der Berechnung zugrunde gelegten Parameter sowie die Ergebnisse zusammen. Die Speicherkoefizienten wurden auf Gl. (16) basierend errechnet. Für die Bohrung RQ 15E wurde kein Speicherkoefizient eruiert, weil die untersuchte Kernprobe nicht den Grundwasserleiter sondern den Stauer darüber charakterisiert. Die Gesteinskompressibilitäten wurden von Gl. (18), (19) und (20) ausgehend berechnet.

Tab. 5: Ergebnisse der geomechanischen Laborversuche in den Bohrungen Römerquelle.  
Results of geomechanical laboratory investigations in the wells "Römerquelle".

| Bohrung/Probe  | RQ 13E           | RQ 14E                | RQ 15E      |
|--|------------------|-----------------------|-------------|
| Teufe  | 40,32–40,44      | 36,60–36,80           | 40,75–40,90 |
| Gestein  | Dolomit          | Dolomit, Konglomerat  | Dolomit     |
| Struktur   | stark verkarstet | sehr stark verkarstet | kompakt     |
| Gesteinsdichte [ $\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$ ]   | 2,75             | 2,72                  | 2,83        |
| Dichte der Probe [ $\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$ ] | 2,36             | 2,44                  | 2,69        |
| Porenanteil [%]                                      | 14               | 11                    | 5           |
| E-Modul [GPa]  | 32,65            | 54,05                 | 34,0        |
| $E_V$ -Modul [GPa]                                   | 27,70            | 46,60                 | 17,50       |
| POISSON-Zahl [-]                                     | 0,21             | 0,12                  | 0,185       |

Tab. 6: Zusammenfassung der geomechanischen Parameter und der errechneten Speicherkoeffizienten.  
Summary of the geomechanical parameters and of the calculated storage coefficients.

| Bohrung/Probe                               | RQ 13E  | RQ 14E  |
|---|---|---|
| E-Modul [Pa]                                | $3,265 \times 10^{10}$                          | $5,405 \times 10^{10}$                          |
| $E_V$ -Modul [Pa]                           | $2,770 \times 10^{10}$                          | $4,660 \times 10^{10}$                          |
| $E_S$ -Modul [Pa]                           | $3,118 \times 10^{10}$                          | $4,818 \times 10^{10}$                          |
| POISSON-Zahl [-]                            | 0,21  | 0,12  |
| $\alpha$ [ $\text{Pa}^{-1}$ ]               | $3,06 \times 10^{-11}$ – $5,33 \times 10^{-11}$ | $1,85 \times 10^{-11}$ – $4,22 \times 10^{-11}$ |
| $\beta$ [ $\text{Pa}^{-1}$ ]                | $4,75 \times 10^{-10}$                          | $4,75 \times 10^{-10}$                          |
| $h_{\text{GW}}$ [m]                         | 16,2  | 7,2   |
| n [-]                                       | 0,14  | 0,11  |
| $\rho$ [ $\text{kg} \cdot \text{cm}^{-3}$ ] | 999,7   | 999,6   |
| $T_w$ [ $^{\circ}\text{C}$ ]                | 11,5  | 11,1  |
| S [-] aus Aquiferkompressibilität           | $1,54 \times 10^{-5}$ – $1,90 \times 10^{-5}$   | $4,99 \times 10^{-6}$ – $5,63 \times 10^{-6}$   |
| S [-] aus Pumpversuch                       | $1,47 \times 10^{-5}$ – $1,66 \times 10^{-4}$   | $1,43 \times 10^{-5}$ – $4,11 \times 10^{-4}$   |

Die Pumpversuche wurden sowohl nach gespannten als auch nach halbgespannten Modellen ausgewertet (V. VASVÁRI, 2001a). Bei der Bohrung RQ 13E zeigen die auf verschiedene Weise ermittelten Speicherkoeffizienten eine gute Übereinstimmung, während bei RQ 14E die Abweichung mehr als eine Größenordnung beträgt. Diese Differenz ist vermutlich auf die Ungenauigkeit der Pumpversuchsauswertung zurückzuführen.



## 4. Die Ermittlung der elastischen Gesteinseigenschaften aufgrund von akustischen Messungen

Sofern die mechanischen Eigenschaften des Grundwasserleiters zur Abschätzung des Speicherkoeffizienten aus Mangel an Kernproben nicht durch Laborversuche ermittelbar sind, können die akustischen Bohrlochmessverfahren zur Anwendung kommen. Bei diesen Verfahren werden aus der Sonde Ultraschall-Pulse ausgesandt, die sich über die Bohrlochflüssigkeit im Gestein ausbreiten. Gemessen wird die Laufzeit der Kompressionswelle. Diese steht mit den mechanischen Eigenschaften des Gesteins und dessen Porosität in Beziehung. Von besonderem Interesse ist die Bestimmung des aus der Akustikmessung abgeleiteten dynamischen Elastizitätsmoduls. Das Verhältnis der Ausbreitungsgeschwindigkeit der Longitudinal- zur Transversalwelle ergibt die POISSON-Zahl und der Elastizitätsmodul lässt sich in Abhängigkeit von der Ausbreitungsgeschwindigkeit der Longitudinalwelle, der Gesteinsdichte sowie der POISSON-Zahl berechnen.

Die POISSON-Zahl und der dynamische Elastizitätsmodul können mit Hilfe der Gl. (22), (23) und (24) aus der Ausbreitungsgeschwindigkeit beider Wellen sowie aus der Dichte berechnet werden. Die Ausbreitungsgeschwindigkeit elastischer Wellen ist u. a. von der Porosität, von flüssigen und gasförmigen Porenhalten und von Klüften abhängig. Besonders der schwierig zu beschreibende Einfluss von Klüften fordert Vorsicht bei der Anwendung der Formel zur Berechnung der dynamischen Moduln von klüftigen Gesteinen (S. FRICKE & J. SCHÖN, 1999). Die Gleichungen lauten:

$$v_p = \sqrt{\frac{E}{\rho} \frac{1-\nu}{(1+\nu)(1-2\nu)}}, \quad (22)$$

$$v_s = \sqrt{\frac{G}{\rho}} = \sqrt{\frac{E}{\rho} \frac{1}{2(1+\nu)}}, \quad (23)$$

$$\frac{v_p}{v_s} = \sqrt{2 \frac{1-\nu}{1-2\nu}}, \quad (24)$$

mit

$v_p$  – Ausbreitungsgeschwindigkeit der Kompressions- oder Longitudinalwelle [ $m \cdot s^{-1}$ ],

$v_s$  – Ausbreitungsgeschwindigkeit der Scher- oder Transversalwelle [ $m \cdot s^{-1}$ ],

$E$  – Elastizitätsmodul [Pa],

$G$  – Schubmodul [Pa],

$\nu$  – POISSON-Zahl [-],

$\rho$  – Dichte [ $kg \cdot m^{-3}$ ].

Die auf diese Weise bestimmten Moduln sind im Gegensatz zu den mit den Kompressionsversuchen ermittelten dynamische Moduln. Letztere sind in der Regel größer als jene aus Kompressionsversuchen. Bei kompakten Festgesteinen, die höhere Elastizitätsmoduln aufweisen, ist diese Abweichung und deren Streuung kleiner als bei Lockergesteinen.



## 4.1. Die Ergebnisse der Ultraschallmessungen

Um die Verhältnisse im Grundwasserleiter besser nachvollziehen zu können, wurden die Ultraschallmessungen sowohl an trockenen als auch an mit Wasser gesättigten Kernproben durchgeführt. Gesättigte Gesteinsproben wiesen um 4–34 % höhere Ausbreitungsgeschwindigkeiten der Kompressionswelle als trockene Proben auf. Höhere Ausbreitungsgeschwindigkeiten bewirken höhere Elastizitätsmoduln und somit niedrigere Kompressibilitätskoeffizienten des Gesteins. Von den untersuchten Kernproben stehen von Walkersdorf 1 und Konstantinquelle auswertbare Ultraschallmessungen zur Verfügung. Aus Tab. 7 kann entnommen werden, dass die aus den Ultraschallmessungen ermittelten Elastizitätsmoduln etwa zweifach größer als jene aus den Druckversuchen sind.

Deshalb ist der aufgrund von Ultraschallmessungen ermittelte Elastizitätsmodul mit dem Faktor 0,5 zu reduzieren. Bei untersuchten porösen, nicht klüftigen Sandsteinen liegt dieser Faktor im Mittelwert bei 0,75 (V. VASVÁRI, 2001b).

Tab. 7: Ergebnisse der Ultraschallmessungen.  
Results of acoustic measurements.

| Bohrung/Probe               | Walkersdorf | Konstantinquelle |
|-----------------------------|-------------|------------------|
| $v_s$ [ $m \cdot s^{-1}$ ]  | 3395        | 2564             |
| $v_p$ [ $m \cdot s^{-1}$ ]  | 6132        | 4927             |
| E-Modul, statisch [GPa]     | 38,4        | 18,8             |
| E-Modul, dynamisch [GPa]    | 78,1        | 37,8             |
| POISSON-Zahl, dynamisch [-] | 0,279       | 0,314            |
| $E_{dyn}/E_{stat}$          | 2,03        | 2,01             |

## Zusammenfassung

Die immer intensiver werdende Erschließung von Klüftgrundwasserleitern erfordert Kenntnisse über die Druckausbreitung in diesen Medien. Dazu ist neben der Bestimmung der Transmissivität auch die des Speicherkoeffizienten erforderlich. Im vorliegenden Beitrag wurden die Methoden zur Bestimmung des Speicherkoeffizienten in gespannten Klüftgrundwasserleitern eingehend behandelt. Ergebnisse von Laboruntersuchungen, wie Porositätsbestimmungen und Druckversuche, sowie Ultraschallmessungen zur Eruierung der Kompressibilität als Voraussetzung zur Kenntnis des Speicherkoeffizienten wurden präsentiert. Die Fehlerquellen bei der Berechnung des Speicherkoeffizienten über die Aquiferkompressibilität wurden aufgezeigt. Die Ergebnisse wurden mit jenen aus Pumpversuchen verglichen. Die Übereinstimmung der mit Hilfe unterschiedlicher Methoden eruierten Speicherkoeffizienten ist zufriedenstellend, generelle Aussagen über die Genauigkeit der Ergebnisse konnte wegen der geringen Anzahl der Versuche jedoch nicht getroffen werden.

## Literatur

- BALKE, K.-D., U. BEIMS, F. W. HEERS, B. HÖLTING, R. HOMRIGHAUSEN & G. MATTHESS (2000): Grundwassererschließung.– Lehrbuch der Hydrogeologie, Bd. 4, 740 S., Berlin/Stuttgart (Gebrüder Borntraeger).
- BÖCHZELT, B. & J. GOLDBRUNNER (1996a): Erkundungsbohrung RQ 13E, Römerquelle Edelstal.– Unveröff. Bericht, Geoteam GmbH, Gleisdorf.
- BÖCHZELT, B. & J. GOLDBRUNNER (1996b): Erkundungsbohrung RQ 14E, Römerquelle Edelstal.– Unveröff. Bericht, Geoteam GmbH, Gleisdorf.
- BÖCHZELT, B. & J. GOLDBRUNNER. (1996c): Produktionssonde RQ 15 auf Gst. Nr. 355/9, KG Edelstal.– Unveröff. Bericht, Geoteam GmbH, Gleisdorf.
- BÖCHZELT, B. & J. GOLDBRUNNER (1997a): Produktionssonde RQ 13, Römerquelle Edelstal. Abschlussbericht und Antrag auf Nutzungsbewilligung.– Unveröff. Bericht, Geoteam GmbH, Gleisdorf.
- BÖCHZELT, B. & J. GOLDBRUNNER (1997b): Erkundungsbohrung RQ 14, Römerquelle Edelstal. Abschlussbericht.– Unveröff. Bericht, 08. 04. 1997, Geoteam GmbH, Gleisdorf.
- BÖCHZELT, B. & J. GOLDBRUNNER (1997c): Erkundungsbohrung RQ 15E auf Gst. Nr. 355/9 EZ 764 KG Edelstal, Römerquelle Edelstal. Abschlussbericht und Antrag auf Nutzungsbewilligung.– Unveröff. Bericht, Geoteam GmbH, Gleisdorf.
- BUSCH, K.-F., L. LUCKNER & K. TIEMER (1993): Geohydraulik.– Lehrbuch der Hydrogeologie, Bd. 3, 497 S., Berlin/Stuttgart (Gebrüder Borntraeger).
- CLARK, W. (1967): Computing the barometric efficiency of a well.– Journal of the Hydraulics Division, Proc. of the American Society of Civil Engineers, **HY 4**, 93–98, Reston.
- COOPER, H. H. & C. E. JACOB (1946): A generalized graphical method for evaluating formation constants and summarizing well field history.– Am. Geophys. Union Trans., **27**, 526–534, Washington.
- DE MARSILY, G. (1986): Quantitative hydrogeology.– 440 S., San Diego (Academic Press).
- FRICKE, S. & J. SCHÖN (1999): Praktische Bohrlochgeophysik.– 254 S., Stuttgart (Enke Verlag).
- HÄFNER, F. & H. D. VOIGT (1981): Grundgleichungen der Geohydrodynamik und einige analytische Lösungen für lineare Strömungsvorgänge.– Z. angew. Geol., **27**, 313–320, Berlin.
- HÖLTING, B. (1996): Hydrogeologie. Einführung in die Allgemeine und Angewandte Hydrogeologie.– 5. Aufl., 441 S., Stuttgart (Enke Verlag).
- INSTITUT FÜR BODENMECHANIK UND GRUNDBAU (2000): Ergebnisse der bodenmechanischen Laboruntersuchungen. Projekt Impuls E30.– Unveröff. Gutachten, Institut für Bodenmechanik und Grundbau, Auftr.Nr. 1651, 4 S., Graz.
- INSTITUT FÜR FELSMCHANIK UND TUNNELBAU (1999): Gutachten über Gesteinsbohrkerne. Projekt Römerquelle.– Unveröff. Gutachten, Institut für Felsmechanik und Tunnelbau, GZ.: 9555, 7 S., Graz.
- INSTITUT FÜR FELSMCHANIK UND TUNNELBAU (2000a): Gutachten über Gesteinsbohrkerne. Projekt Gleichenberg.– Unveröff. Gutachten, Institut für Felsmechanik und Tunnelbau, GZ.: 9560, 7 S., Graz.
- INSTITUT FÜR FELSMCHANIK UND TUNNELBAU (2000b): Gutachten über Gesteinsbohrkerne. Impulsprojekt E30.– Unveröff. Gutachten, Institut für Felsmechanik und Tunnelbau, GZ.: 9561, 3 S., Graz.
- JACOB, C. E. (1940): On the flow of water in an elastic artesian aquifer.– Trans. Am. Geo. Union Rep. and Papers Hydrol., 574–586, Washington.
- KOLDITZ, O. (1997): Strömung, Stoff- und Wärmetransport im Kluffgestein.– 263 S., Berlin/Stuttgart (Gebrüder Borntraeger).
- KRIEGL, Ch, J. GOLDBRUNNER, H. P. HEISS & V. VASVÁRI (2000): Bad Gleichenberg Planungs- und Konsulentleistungen. Sicherstellung der Thermalwasserversorgung. Hydrogeologische Grundlagen.– Unveröff. Bericht, Geoteam GmbH, 51 S., Gleisdorf.
- KRUSEMAN, G. P. & N. A. DE RIDDER (1991): Analysis and Evaluation of Pumping Test Data.– ILRI Publication, **47**, 2<sup>nd</sup> Ed., 377 S., Wageningen.
- KÜMPEL, H.-J. (1989): Verformungen in der Umgebung von Brunnen.– Habilitationsschrift, 198 S., Christian-Albrechts-Universität, Kiel.
- LAMA, R. D. & V. S. VUTUKURI (1978): Handbook on Mechanical Properties of Rocks.– Series on Rock and Soil Mechanics, Vol. I–II, 1<sup>st</sup> Printing, Clausthal (Trans Tech Publications).

- LANGGUTH, H.-R. & R. VOIGT (1980): Hydrogeologische Methoden.– 486 S., Berlin/Heidelberg/New York (Springer).
- PRINZ, H. (1991): Abriß der Ingenieurgeologie.– 466 S., Stuttgart (Enke Verlag).
- ŞEN, Z. (1995): Applied Hydrogeology for Scientists and Engineers.– 444 S., Boca Raton/New York/London/Tokyo (Lewis Publishers).
- STOBER, I. (1986): Strömungsverhalten in Festgesteinsaquiferen mit Hilfe von Pump- und Injektionsversuchen.– Geol. Jb. Reihe C, **42**, 204 S., Hannover.
- STOBER, I. (1994): Die physikalischen Eigenschaften von Wasser und Gestein, ihre Tiefenabhängigkeit und Folgerungen für die Praxis – unter besonderer Berücksichtigung des kristallinen Grundgebirges.– Beitr. z. Hydrogeologie, **45**, 105–132, Graz.
- STRAYLE, G. (1983): Pumpversuche in Festgesteinen.– DVWG Schriftenreihe Wasser, **34**, 305–325, Eschborn.
- STRELTSOVA, T. D. (1976): Hydrodynamics of Groundwater Flow in a Fractured Formation.– Water Resources Res., **12/3**, 405–414, Washington.
- 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, Washington.
- ÜBERWIMMER, F. (1992): Untersuchung der Ressourcen gespannter Grundwassersysteme mit hydraulischen und hydrologischen Modellen.– Schriftenreihe zur Wasserwirtschaft der TU Graz, **3**, 1–115, Graz.
- VASVÁRI, V. (1990): Computerunterstützte Auswertung von Kleinpumpversuchen in gespannten Grundwasserleitern.– Unveröff. Diplomarbeit, TU Graz, 91 S., Graz.
- VASVÁRI, V. (1997): Auswertung und Analyse langfristiger Druckspiegelzeichnungen von gespannten Aquiferen in der zentralen Oststeiermark.– Beitr. z. Hydrogeologie, **48**, 93–126, Graz.
- VASVÁRI, V. (2001a): Geohydraulische und bohrlochgeophysikalische Untersuchungen in geklüfteten Grundwasserleitern.– Schriftenreihe zur Wasserwirtschaft der TU Graz, **38**, 1–110, Graz.
- VASVÁRI, V. (2001b): Ermittlung von geomechanischen Eigenschaften von Sandsteinkernen.– Unveröff. Bericht, Geoteam GmbH, 4 S., Gleisdorf.
- VOIGT, H. D. & F. HÄFNER (1982): Interpretation instationärer Testergebnisse mit Störeffekten.– Z. angew. Geol., **28/7**, 337–347, Berlin.

## Summary

The ever-increasing intensive development of fractured aquifers makes it absolutely necessary to have a detailed knowledge about the distribution of piezometric level in these mediums. For that purpose, transmissivity and storage coefficients of the aquifers should be determined. In the present study methods for determining storage coefficient in confined fractured aquifers are worked out and discussed in detail. In this connection, the results of laboratory investigations, including porosity as well as compression tests and acoustic measurements for evaluating compressibility are presented. This forms the basis for calculating storativity of an aquifer. The sources of error of the calculation of the storage coefficient by aquifer compressibility are also pointed out. The results were compared with those obtained by pumping tests. The correspondence of the storage coefficients is satisfactory, but general conclusion about accuracy could not be made because of the low number of test results.

## Dank

Besonderer Dank gilt Herrn Univ.-Prof. Dr. Johann GOLDBRUNNER, dem Geschäftsführer der Firma Geoteam Ges.m.b.H. (Gleisdorf), für die Finanzierung der Laborversuche im Rahmen des durch den Fonds zur Förderung der Wissenschaftlichen Forschung geförderten Impulsprojektes E 30. Der Autor dankt Herrn Univ.-Prof. Dr. Hermann MAURITSCH (Institut für Geophysik, Montanuniversität Leoben) und

Herrn Univ.-Prof. Dr. Jürgen SCHÖN (Institut für Angewandte Geophysik der Joanneum Research Forschungsgesellschaft mbH, Leoben) für die Durchführung von Ultraschallmessungen.

Gedankt sei der Rohöl-Aufsuchungsgesellschaft (Wien), der Römerquelle Ges.m.b.H. (Edelstal) sowie dem Landesmuseum Joanneum (Graz) für die Bereitstellung von Bohrkernen.

Stichwörter: Speicherkoeffizient, Pumpversuch, Aquiferkompressibilität, Kluftgrundwasserleiter, Luftdruckwirksamkeit

Keywords: storage coefficient, pumping test, aquifer compressibility, fractured aquifer, barometric efficiency