

Geohydrologische Parameter aus geoelektrischen Daten

!. Theoretische Zusammenhänge

Die Sedimentation im bewegten Fluidum liefert Schichtmaterialien, deren Körnungszusammensetzung gesetzmäßig von der Stärke der bewegenden Kraft des Fluids abhängt. Eine allgemeine mathematische Beschreibung des Kornspektrums von nach Augenschein jeweils einheitlichen Sand- bzw. Kiesschichten in Abhängigkeit von deren mittleren Korndurchmesser d_M wurde auf der Grundlage von 200 untersuchten Proben im Rahmen eines PWT-Themas 1976 (BRANDT, G.) entwickelt .:

$$D(d_i) = \sum d_i = 0,5 - \frac{z}{2|z|} \times \left\{ 1 - \left(\frac{d_i}{d_M} \right)^{-v \frac{z}{|z|}} \right\} \quad (1)$$

mit

$D(d_i)$ = kumulative Gewichtsanteile der Korngrößen

d_i = Korndurchmesser an der i-ten Stelle des Spektrums

d_M = mittlerer Korndurchmesser der Probe bezogen auf Gewichtsanteile

$z = d_i - d_M$

$|z|$ = Betrag von $(d_i - d_M)$

v = Gleichförmigkeitsexponent der Kornverteilung (umgekehrte Wertigkeit wie U-Wert; aber im Gegensatz zum willkürlich definierten U-Wert synthetischer Bestandteil der Körnungskennlinie .

Für die Repräsentativität der Funktion $D = \Sigma(d_i)$ spricht die Korrelationsqualität mit den untersuchten Proben . 75% aller 200 Proben weisen einen Korrelationskoeffizienten von $\geq 98\%$ mit der obigen Funktion aus .

Wegen dieser von der obigen Formel beschriebenen Abhängigkeit des Kornspektrums von der mittleren Korngröße d_M hängen die für die k_f - Wertberechnung verwendeten Korngrößen ebenfalls streng gesetzmäßig mit d_M zusammen .

- Wie weiter aus der Literatur bekannt ist (u.a. CHARDABELLAS, P. 1965) steigt mit sinkendem d_M die Porosität des Gesteins . Damit steigt der Anteil des die Leitfähigkeit des Gesteins bestimmenden Elektrolyts

- Mit fallendem d_M erhöht sich der Gleichförmigkeitsexponent v und damit die Porosität

- Weiter steigt mit fallendem d_M die innere Oberfläche O_i des Gesteinskörpers (ZUNKER, F.)

- O_i und Korngröße verhalten sich umgekehrt proportional .

- BRACE, W.F. u.a. fanden im Experiment , dass die Grenzflächenleitfähigkeit (Leitfähigkeit wahrscheinlich des ZUNKERSchen hygroskopischen Wassers) eines Gesteins etwa das 10- bis 20-fache der elektrolytischen Leitfähigkeit von Leitungswasser, d.h. etwa der von Ton beträgt

- Mit steigendem d_M steigt die Abweichung der Kornform von der Kugelgestalt, wodurch die Strombahnen verlängert werden .

Das alles spricht für einen gesetzmäßigen Zusammenhang zwischen der Korngröße d_M und dem spezifischen elektrischen Widerstand eines sandig-kiesigen Sediments . Folgende geohydrologische und widerstandselektrische Gemeinsamkeiten lassen sich formulieren :

- Die hydraulische Leitfähigkeit des Gesteins $k_f = f(d_M, \frac{1}{v}, \frac{1}{O_i})$ und

- desgleichen dessen spezifischer elektrischer Widerstand $\rho_{sch} = f(d_M, \frac{1}{v}, \frac{1}{O_i})$

Allein das Verhalten des mobilen Elementes im Gestein – des Wassers – ist hydraulisch anders als elektrisch zu bewerten. Sein hydraulischer Widerstand – die Zähigkeit – ändert sich im hydrogeologisch relevanten Bereich kaum, sein elektrischer dagegen entscheidend. Zur Herstellung einer vergleichbaren wechselseitigen Bezugsbasis ist darum die Normierung des spez. Schichtwiderstandes ρ_{sch} durch den spez. Wasserwiderstand ρ_w unabdingbar. Erst mit der Normierung wird eine gleichberechtigte **Materialkonstante** – den sogenannte

Formationsfaktor $F = \frac{\rho_{sch}}{\rho_w}$ (LEHNERT, K u. ROTHE, K. 1962) erhalten. Die wechselseitige

Überführung der geohydrologischen und geoelektrischen Materialkonstanten bei Sanden wird physikalisch gleichgewichtig möglich. Die mittlere Korngröße d_M ist die Basisgröße für beide **Materialkonstanten**.

Zum Verständnis der Infiltration durch den Gewässerboden in den mit Infiltrat zu speisenden Grundwasserleiter folgende Beziehungen formuliert:

$$\frac{1}{k_f} \rightarrow w_{hy} \quad \text{und} \quad \frac{1}{\rho_{sch}} \rightarrow w_{el}$$

w_{hy} steht für den hydraulischen Eintrittswiderstand und w_{el} ist das elektrisch „formalanaloge Äquivalent“.

Hydraulische Seite : $w_{hy} = \frac{1}{k_f} \times \frac{\Delta H = M}{F}$ $F = \text{Querschnittsfläche,}$
 $M = \text{Schichtmächtigkeit}$

Mehrschichtfall : $w_{hy} = \frac{\Delta H_1}{F} \times \frac{1}{k_{f,1}} + \frac{\Delta H_2}{F} \times \frac{1}{k_{f,2}} + \dots + \frac{\Delta H_n}{F} \times \frac{1}{k_{f,n}}$

Wegen $F = \text{Einheitsfläche}$ gilt : $w_{hy} = \sum \frac{\Delta H_i}{k_{f,i}}$ (2)

Elektrische Seite : $w_{el} = \frac{1}{\rho_{sch}} \times \frac{\Delta H}{F}$

Mehrschichtfall : $w_{el} = \frac{\Delta H_1}{F} \times \frac{1}{\rho_{sch,1}} + \frac{\Delta H_2}{F} \times \frac{1}{\rho_{sch,2}} + \dots + \frac{\Delta H_n}{F} \times \frac{1}{\rho_{sch,n}}$

Oder vereinfacht : $w_{el} = \sum \frac{\Delta H_i}{\rho_{sch,i}}$ (3.1)

Die Schlussfolgerung hieraus ist die Kombination der Beziehungen (2) und (3.1) :

$$w_{hy} = f_1(w_{el}) \quad (4.1)$$

Der hydraulische Eintrittswiderstand ist umso kleiner je größer die k_f -Werte der Schichtenfolge sind. Für das elektrische Ähnlichkeitssymbol gilt gleichermaßen: Je größer die spezifischen Schichtwiderstände ρ_{sch} sind, umso kleiner ist das elektrische Analogon w_{el} . Die Größe $w_{el} \cdot \rho_w = w_F$ ist die normierte Größe des elektrischen Analogons des Eintrittswiderstandes:

$$w_{hy} = f_2(w_F) \quad (4.2)$$

2. Praktische Ergebnisse

Auch wenn bei geoelektrischen Gewässerbodensondierungen keine geohydrologischen „Hilfsgrößen“ zur Umsetzung der elektrischen Größe w_{el} zur Verfügung stehen, sind Relativaussagen machbar, wie das bei den Untersuchungen im Neissetal gehandhabt wurde

(BRANDT, G. 1989). Hier wurde der Kehrwert $\frac{1}{w_{el}} = L$ als relativer hydraulischer Leitwert

kreiert. Den qualitativen Nachweis der Richtigkeit dieser Hypothese erbrachte die Parallelisierung der flächenhaften Darstellung der L -Werte mit der Darstellung der am Gewässerboden gemessenen Temperaturen. Das zuströmende Neissewasser (jahreszeitlich bedingt um einige Grade wärmer als das ruhende Wasser) lieferte an der Infiltrationsfläche den thermischen Nachweis (Abb. 1).

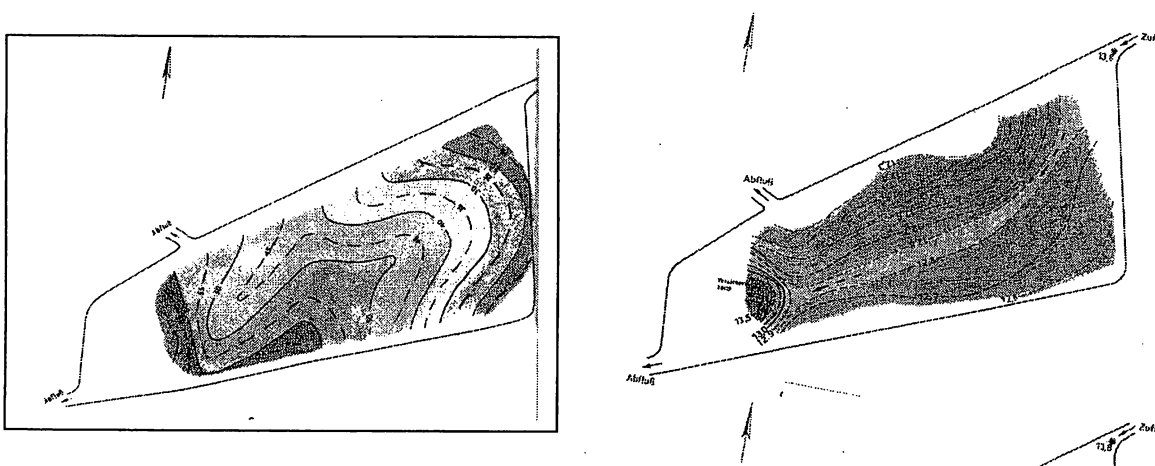


Abb.: 1

Vergleich der Werte $L = 1/w_{el}$ (l. Bild) aus der geoelektrischen Gewässerbodensondierung errechnet mit den am Gewässerboden gemessenen Temperaturen (r. Bild). Dort, wo infolge erhöhter L -Werte das wärmere Neissewasser verstärkt in den Untergrund eintritt, wird der Gewässerboden deutlich sichtbar erwärmt.

Bei den Untersuchungen im Rhein-Niederungs-Kanal (1993) wurden an einer Anzahl von geophysikalischen Sondierungspunkten Linerproben vom Gewässerboden entnommen und im hydrophysikalischen Labor von HGN untersucht. Somit war die Voraussetzung für eine Gegenüberstellung hydrophysikalischer und geoelektrischer Daten gegeben. Die Sedimentproben wurden schichtweise angepasst (Trockensiebung, Nasssiebung, Sedimentation) untersucht und daraus die k_f -Werte bestimmt. Zusätzlich wurde aus allen Proben der Anteil an organischem Material (Glühverlust) an der Trockenmasse bestimmt. In der Anlagen 1.1 und 1.2 sind die berechneten hydrophysikalischen Werte w_{hy} und die aus der geophysikalischen Auswertung gewonnenen zugehörigen Werte w_F gegenübergestellt:

Die Anlage 1.1 zeigt eine Zweiteilung der Daten, die anscheinend unterschiedlichen Gesetzmäßigkeiten folgen. Die Substanzuntersuchung der Proben vermittelt, dass in der „oberen“ Wertegruppe Schichtlagen mit signifikantem Anteil an organischen Stoffen enthalten sind. Nach Selektion dieser kolmatierten Lagen vereinheitlicht sich die wechselseitige Abhängigkeit zwischen w_{hy} und w_F (Anlage 1.2). Es wird eine einheitliche Gesetzmäßigkeit festgestellt, die identisch mit dem Verhalten der von organischen Stoffen freien Proben in Anlage 1.1 ist. Die wechselseitige numerische Abhängigkeit zwischen hydraulischem und „elektrischem“ Eintrittswiderstand wurde mit

$$\lg(w_{hy}) = 1,9 \cdot 10,5w_F$$

errechnet. Lediglich zwei Ergebniswerte liegen außerhalb der Korrelationslinie. Hier handelt es sich um Sedimentproben, die durchweg kolmatiert sind. In diesem Zusammenhang bestätigt sich eine seit langem aus der Gewässergeoelektrik gewonnene Erkenntnis, dass junge organische „Mudden“ nahezu den gleichen spezifischen Widerstand wie das darüber liegende Wasser besitzen.

Gefragt wird vom Hydrogeologen seltener die Größe des hydraulischen Eintrittswiderstandes w_{hy} , sondern der k_f -Wert. Aus der Formel (2) ist der für eine Schichtenfolge durch Umkehr dieser Gleichung zu erhalten:

$$\text{Der wirksame Wert } k_{f,w} = \frac{\sum \Delta H_i}{w_{hy}} \quad (5)$$

In Anlage 2 ist dieser **summarische k_f -Wert in Abhängigkeit von w_F** dargestellt. Es ergibt sich wie in der Abbildung für den Eintrittswiderstand w_{hy} im halblogarithmischen System eine „saubere Gerade“:

$$\lg(k_{f,w}) = -(2,3 + 9,2w_F) \quad (5,E)$$

Nur die Werte der beiden kolmatierten Proben verhalten sich anders.

Die Gegenüberstellung der direkten **Materialkonstanten k_f** und **F** befriedigt weniger (Anlagen 3.1 und 3.2). Die Gründe hierfür wurden bisher nicht erkannt. Vielleicht hat das geoelektrische Äquivalenzprinzip in der geoelektrischen Auswertung eine Rolle gespielt.

3. Verwertbarkeit der entwickelten Beziehungen

Mit den normierten Schichtwiderständen – Formationsfaktoren F – stehen den k_f -Werten gleichgewichtige Größen gegenüber. Bei vergleichbaren geologisch-lithologischen Bedingungen, d.h. im vergleichbaren Milieu (wassererfüllte Sande und Kiese) sollten physikalische Umrechnungen der gewonnenen Materialkonstanten F in k_f -Werte von Gebiet zu Gebiet ohne Weiteres möglich und auch richtig sein. Die Auswertungen „Rhein-Niederungs-Kanal“ zeigten, dass es, wie zu erwarten, **verfahrensbedingte Unschärfen** gibt. Diese werden von beiden Seiten – der geoelektrischen wie der geohydrologischen – erzeugt. Auf der geoelektrischen Seite ist das Wirken des bekannten Äquivalenzprinzips, d.h. dass nur die Komplexgröße (ρ_{sch}, M) sicher bestimmt werden kann. Auf der geohydrologischen Seite ist es neben der Güte der Beprobung vor allem die Vielzahl der k_f -Ermittlungsverfahren. Bei den vorliegenden Untersuchungen wurden für die k_f -Wertberechnung die Verfahren nach

BEYER und **US-Bureau of Soil**

verwendet. Weil die BEYER-Formel nicht für die Bearbeitung von Sedimentationsanalysen ausgewiesen ist, erfolgten mit ihr nicht die vergleichenden Untersuchungen mit der

Geophysik . Die durchgeführte Vergleichsanalyse beider Verfahren ist trotzdem aufschlussreich . Es gibt zwei unterschiedliche Abhängigkeiten :

$$\frac{k_f(Beyer)}{k_f(US)} \approx -0,4 - 0,56 \lg(k_f US) \quad (6)$$

Abgesehen von der Streuung der Werte liest man aus der Geraden im halblogarithmischen System bei mittleren eine ungefähre Übereinstimmung ab, für feinkörnigere Materialien erreichen steigen die Beyerschen Werte bis zum 3-fachen der Werte nach der US-Formel . Die Ergebnisse der Sedimentationsanalysen sind kaum in einen Zusammenhang mit der Formel (6) bringen .

Was hier konkret für zwei Berechnungsverfahren für die k_f -Werte aus der Körnungsanalyse an Differenzen in den Ergebnissen gezeigt wurde, gilt grundsätzlich für alle diese Verfahren . Dadurch wird bei unterschiedlicher geohydrologischer Verfahrensweise die Vergleichbarkeit solcher k_f -Werte mit den normierten geoelektrischen Daten erheblich erschwert . Die Bestimmung der k_f -Werte (als die **Basisgröße**) nach dem hydraulischen Durchlaufverfahren mit ungestörten Proben scheint darum die geeignetste zu sein . Sie ist aber gleichfalls nicht problemfrei . Außerdem muss man wissen, ob die k_f -Werte **in** oder **senkrecht zur Sedimentationsrichtung** benötigt werden .

Diese Fehlerdiskussion ist nicht für den Schluss gedacht, dass es wahrscheinlich ein sinnloses Unterfangen ist, mit Hilfe der Geoelektrik zu dem so wichtigen k_f -Wert zu kommen .

Vielmehr sollen damit die nicht zu übersehenden Unschärfen der Basisverfahren erwähnt werden . Es ist weiter zu schlussfolgern, dass das „billige handwerkliche Gegenüberstellen“ immer wieder nur zu neuen und vielleicht „furchtbar streuenden“ Ergebnissen wird und muss . Die Verwendung der obigen numerischen Beziehung (5,E) als Richtwertbeschaffer wird darum durchaus empfohlen, aber nicht bedenkenlos . Man sollte schon analysieren, in welchem „Milieu“ man sich bewegt .

Eine **Milieuabweichung** in den obigen Ergebnissen bereits dokumentiert und diskutiert – die **Kolmation** . Ein völlig andersgeartetes Milieu wurde im Trebuser See bei Fürstenwalde angetroffen : **HODAM** , **S.** hatte dort gewässergeophysikalische Untersuchungen durchgeführt und an den Sondierungen zuordenbaren Stellen Muddeproben entnehmen und daraus k_f -Werte bestimmen lassen . Die Bestimmungsmethode ist nicht mehr in Erfahrung zu bringen . Die Ergebnisse wurden im Rahmen der vorliegenden Arbeit neu ausgewertet und in Anlage 4 dargestellt :

$$\lg(w_{hy}) = 3,65 + 0,95w_F$$

Es wurde eine klare Korrelation zwischen den Größen w_{hy} und w_F erhalten . Das Besondere ist der ungewöhnlich niedrige Eintrittswiderstand von $2 \cdot 10^4$ s bis $3 \cdot 10^5$ s . Das entspricht Durchlässigkeiten von $k_f = 2 \cdot 10^{-6}$ bis $5 \cdot 10^{-45}$ m/s . Das relativ hoch für Porenfließen in Mudde . Es scheint sich eine Kanalstruktur herausgebildet zu haben, die in der amerikanischen Literatur „**Fingering**“ (Umwelttagung Gunzenhausen 1992) genannt wird . Der spezifische elektrische Widerstand der Mudde war im Probenahmegebiet meist niedriger als der spezifische elektrische Widerstand des Wassers . Das weist auf Umsetzungsvorgänge in der Mudde hin .

4. Zusammenfassung

Wird nach vorl. Diskuss. geschrieben

5. Quellen

ZUNKER, F.

„Das Verhalten des Bodens zum Wasser“

Handbuch der Bodenlehre Bd. VI, Julius – Springer – Verlag 1930

Lehnert, K. ; Rothe, K.

„Geophysikalische Bohrlochmessungen“

Akademie-Verlag Berlin 1962

CHARDABELLAS.P:

„Normierung der k-Wert-Feldbestimmung durch Standardisierung der

Korngrößenverteilungsdiagramme grundwasserhöffiger Lockergesteine“

Mitteilungen des Institutes für Wasserwirtschaft, Heft 2, 1964

BRACE, W.F. ; ORANGE, A.S. & MADDEN, T.R.

“The Effect of Pressure on the Electrical Resistivity of Water-Saturated Crystalline Rocks”

Journal of Geophysical Research, Nov. 1965

BRANDT,G.

“Petrophysikalische Untersuchungsmethoden am Lockergestein “

PWT-Thema 134007, VEB HGN 1976 (unveröff.)

HODAM, St.

„Gewässergeophysikalische Untersuchungen Fürstenwalde“

VEB HGN 1985 (unveröff.)

BRANDT; G.

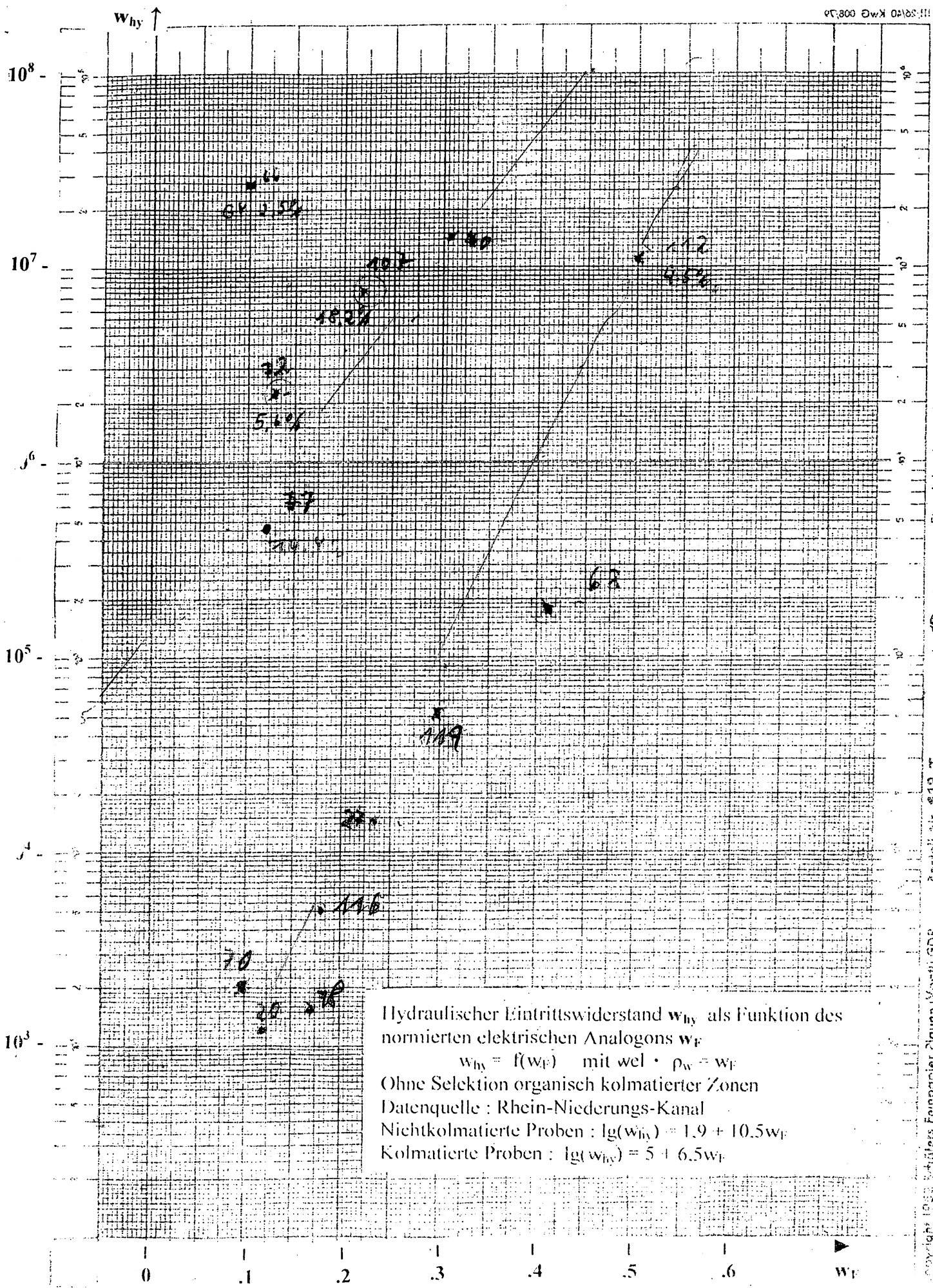
„Geophysikalische Untersuchungen Wasserwerk Görlitz“

VEB HGN 1989 (unveröff)

Brandt, G.

„Geophysikalische Möglichkeiten zur Bestimmung von Modellinputgrößen und Bestätigung der geophysikalischen Ergebnisse durch Direktmessungen“

Ausarbeitung für LA für Umweltschutz Baden-Württemberg 1996 (unveröff.)



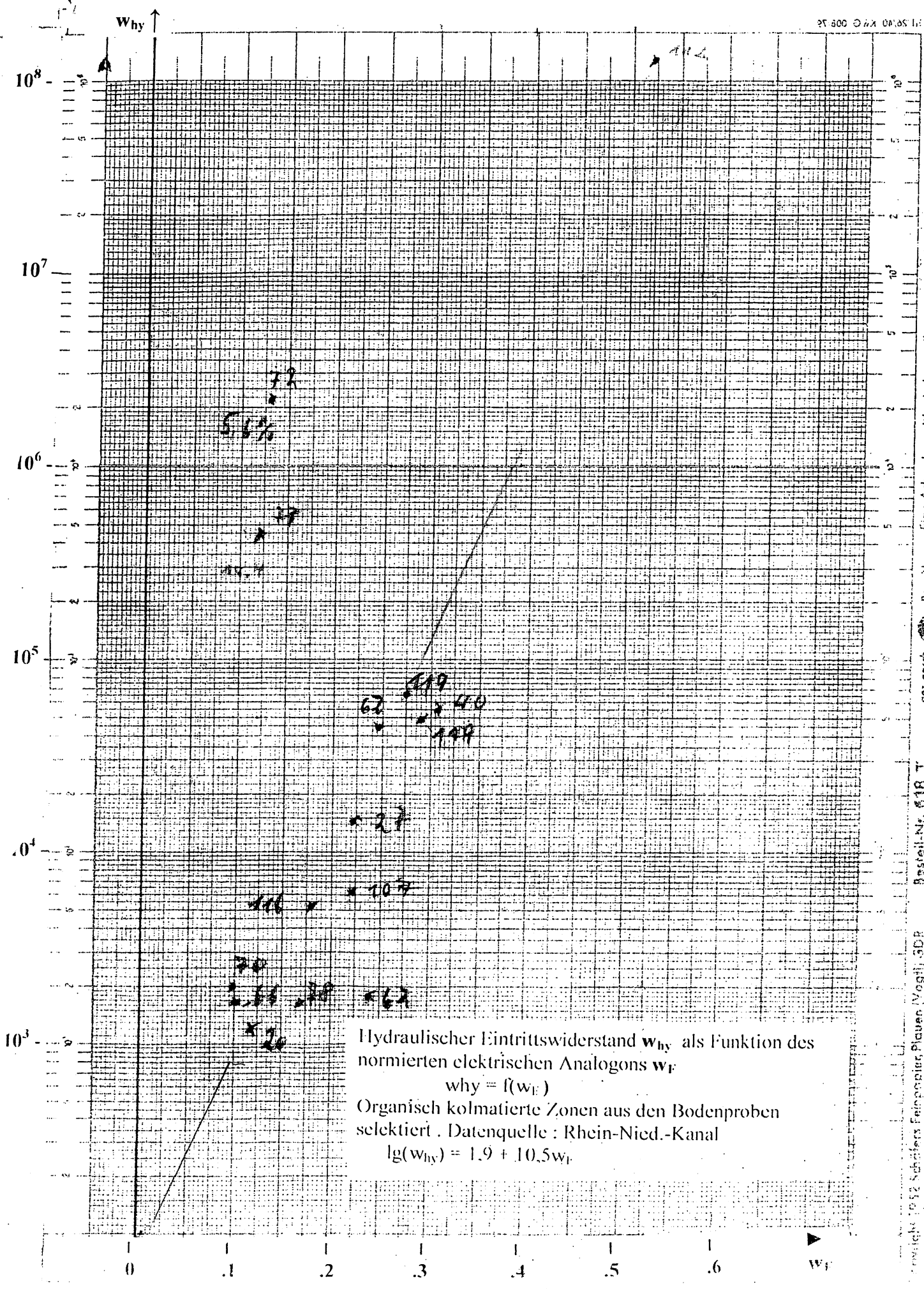
Hydraulischer Eintrittswiderstand w_{hy} als Funktion des normierten elektrischen Analogons w_F

$$w_{hy} = f(w_F) \quad \text{mit } w_{el} \cdot \rho_w = w_F$$

Ohne Selektion organisch kolmatierter Zonen
 Datenquelle : Rhein-Niederungs-Kanal
 Nichtkolmatierte Proben : $\lg(w_{hy}) = 1.9 + 10.5w_F$
 Kolmatierte Proben : $\lg(w_{hy}) = 5 + 6.5w_F$

Eine Achse logarithmisch geteilt von 1 bis 10⁸, Einheit 40 mm, die andere in mm
 Reg.-Nr. 400908
 Geogr. Nr. 618 T
 Maßstab 1:10000
 Maßstab des Maßstabes
 Maßstab des Maßstabes
 Maßstab des Maßstabes

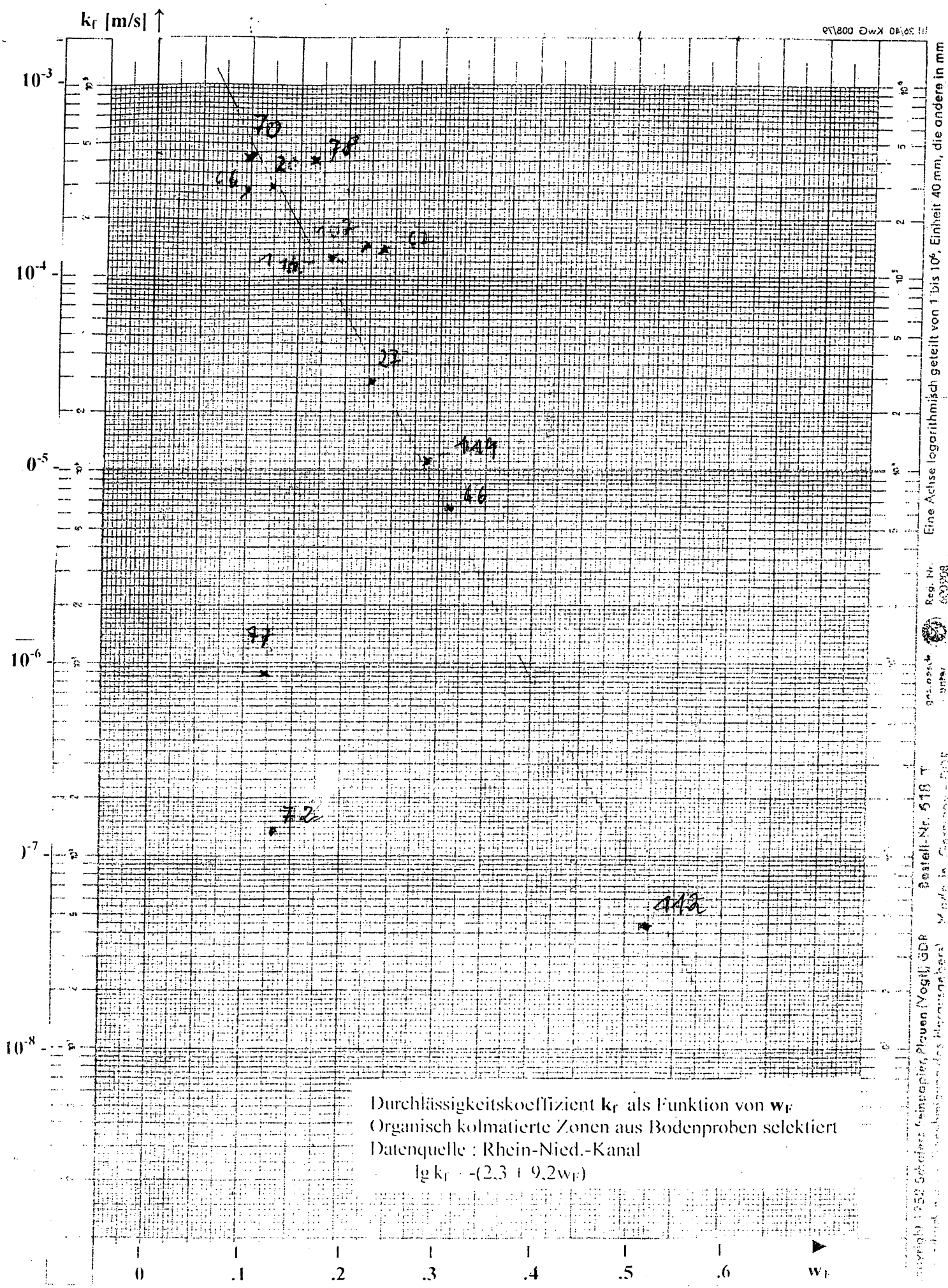
Am 1. 1. 1



Hydraulischer Eintrittswiderstand w_{hy} als Funktion des normierten elektrischen Analogons w_f
 $w_{hy} = f(w_f)$
 Organisch kolmatierte Zonen aus den Bodenproben selektiert. Datenquelle: Rhein-Nied.-Kanal
 $lg(w_{hy}) = 1.9 + 10.5w_f$

Feine Achse logarithmisch geteilt von 1 bis 10⁶, Einheit 40 mm, die andere in mm
 Reg. Nr. 400000
 ges. gesch. ytra.
 Best.-Nr. 618 T
 Messung der Geringfügigkeit - (Gf)
 Institut für Schmelzer Feinproben (Vogel) GDR
 Messung der Geringfügigkeit des Wasserstandes

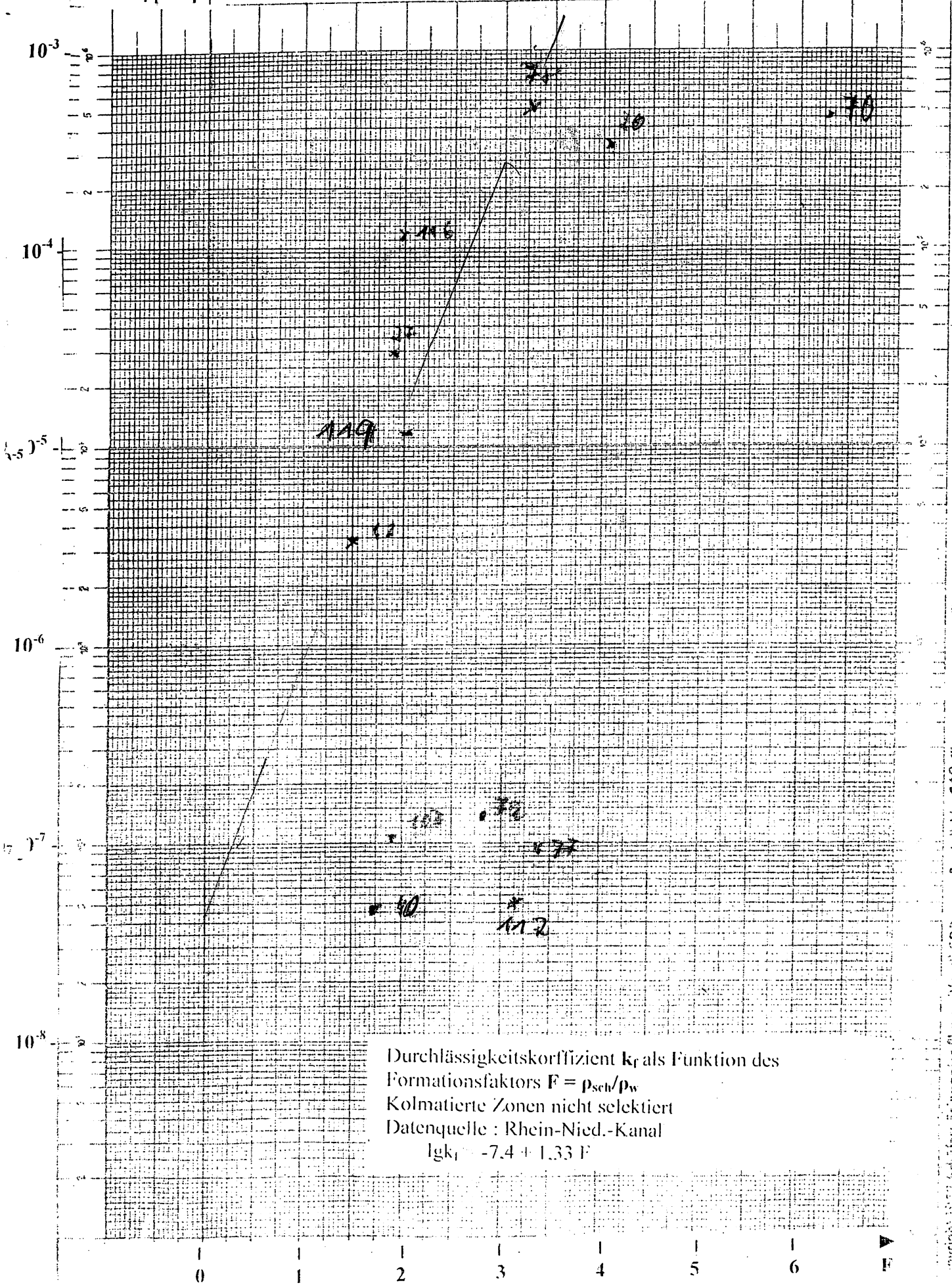
Apr 1, 12



Durchlässigkeitskoeffizient k_f als Funktion von w_f
 Organisch kolmatierte Zonen aus Bodenproben selektiert
 Datenquelle : Rhein-Nied.-Kanal
 $\lg k_f = -(2,3 + 9,2w_f)$

Reg. Nr. 600908
 geos. Inst. Bonn
 Best.-Nr. 518 T
 Institut für Wasserbau des Rheinischen Instituts für Wasserbau
 Eine Achse logarithmisch geteilt von 1 bis 10^4 , Einheit 40 mm, die andere in mm

k_f [m/s] ↑

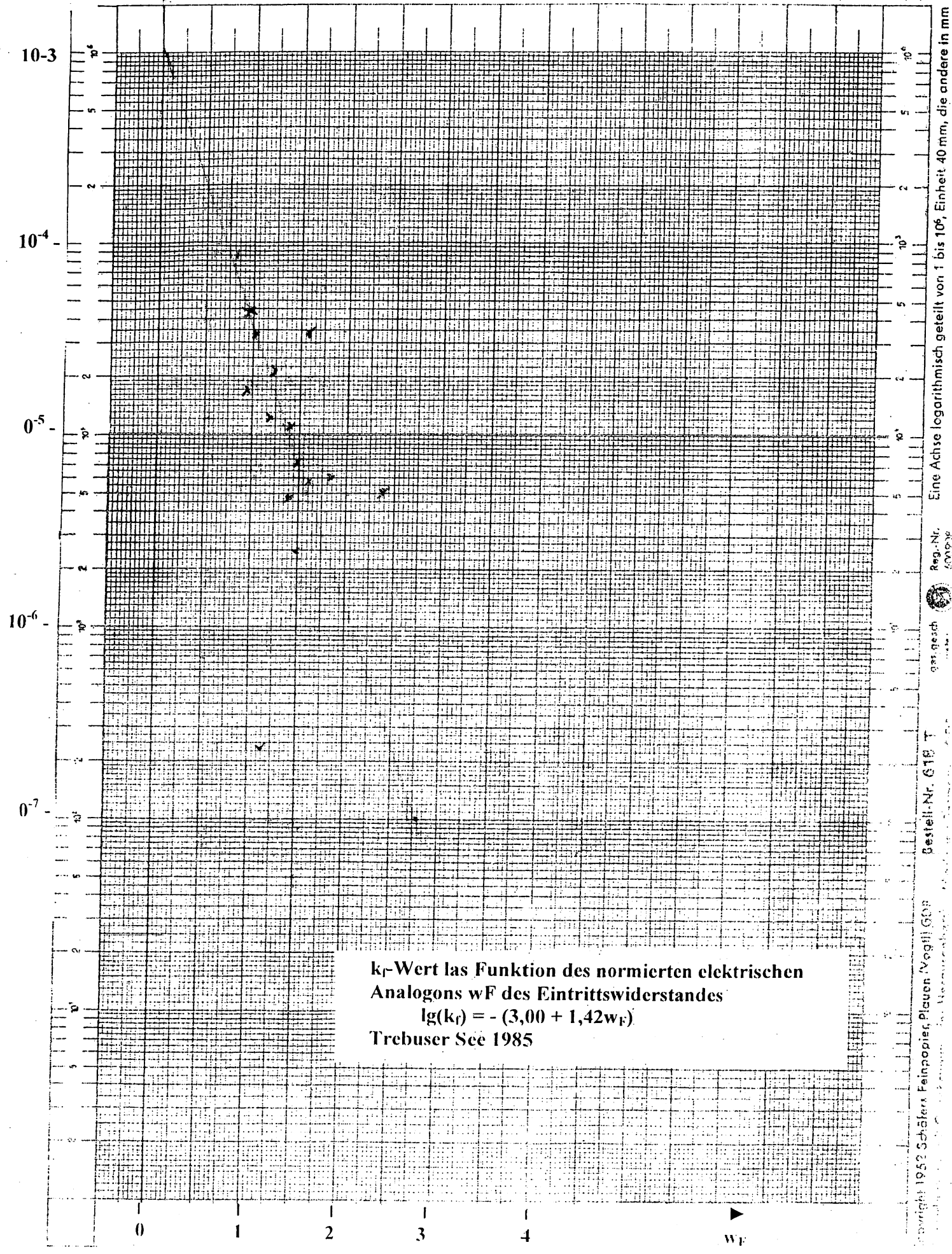


Durchlässigkeitskoeffizient k_f als Funktion des
 Formationsfaktors $F = \rho_{sch}/\rho_w$
 Kolmatierte Zonen nicht selektiert
 Datenquelle : Rhein-Nied.-Kanal
 $\lg k_f = -7.4 + 1.33 F$

Reg.-Nr. 6200936
 Mes. techn. 1974
 Sed. Nr. 510 T
 Institut für Sedimentforschung, Rhein-Nied.-Kanal
 Ihre Achse logarithmisch geteilt von 1 bis 10^6 . Einheit 40 mm, die andere in mm

kf[m/s]

111528140 K.w.G. 0081328



Eine Achse logarithmisch geteilt von 1 bis 10⁶, Einheit 40 mm, die andere in mm

Reg.-Nr. 6000-16



pat. gesch. 1985

Bestell-Nr. G19 T

Copyright 1982 Schöberl Feinpapier, Pleuen (Vogel) GbR
Druck: Dr. Heilmann, Pleuen

Ans 4.12