

# problemy agrofizyki

POLSKA AKADEMIA NAUK • INSTYTUT AGROFIZYKI



Ossolineum

zeszyt 64

rok 1991

P O L S K A     A K A D E M I A     N A U K  
INSTYTUT AGROFIZYKI W LUBLINIE

## PROBLEMY AGROFIZYKI 64

JAN GLIŃSKI, KRYSTYNA KONSTANKIEWICZ

### METODY I APARATURA DO BADAŃ AGROFIZYCZNYCH I. GLEBA

### METHODS AND EQUIPMENT FOR AGROPHYSICAL INVESTIGATIONS I. SOIL

WROCŁAW · WARSZAWA · KRAKÓW  
ZAKŁAD NARODOWY IMIENIA OSSOLIŃSKICH  
WYDAWNICTWO POLSKIEJ AKADEMII NAUK

1991

Komitety redakcyjny  
prof. dr JAN GLIŃSKI (redaktor naczelny)  
prof. dr IGNACY DECHNIK, prof. dr hab. BOGUSŁAW SZOT  
doc. dr hab. RYSZARD WALCZAK

Okladkę projektował Zygmunt Ziemka

Wykonano ze składopisu dostarczonego przez Instytut Agrofizyki

© Copyright by Zakład Narodowy im. Ossolińskich — Wydawnictwo. Wrocław 1991  
Printed in Poland

PL ISSN 0137-6586  
ISBN 83-04-03937-0

## SPIS TREŚCI

|                                                                                                    |    |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| Przedmowa                                                                                          | 7  |
| Preface                                                                                            |    |
| 1. Metoda pomiaru kwasowości glebowej ujawniającej się w warunkach stałego pH                      | 9  |
| Measurements of soil acidity exposed at constant pH                                                |    |
| 2. Metoda pomiaru pH układów glebowych eliminująca efekt suspensji                                 | 11 |
| pH measurements in soil systems eliminating the suspension effect                                  |    |
| 3. Oznaczanie sumy zasad wymiennych w glebie metodą miareczkowania                                 | 13 |
| Measurements of the sum of exchangeable bases in soils by titration method                         |    |
| 4. Metodyka sporządzania elektroultrafiltratów glebowych                                           | 16 |
| Obtaining of soil electroultrafiltrates                                                            |    |
| 5. Pomiary potencjału dzeta przy zastosowaniu ulepszonych metod elektroosmozy i elektroforezy      | 19 |
| Measurements of dzeta potential by modified electrophoresis and electroosmosis methods             |    |
| 6. Oznaczanie powierzchni właściwej całkowitej gleb na podstawie pomiaru adsorpcji pary wodnej     | 23 |
| Estimation of the total surface area of soils by water vapour adsorption measurements              |    |
| 7. Oznaczanie powierzchni właściwej zewnętrznej gleb w oparciu o adsorpcję par czterochlorku węgla | 25 |
| External soil surface area estimation by carbon tetrachloride vapour adsorption measurements       |    |

|                                                                                                                                                    |    |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| 8. Oznaczanie powierzchni właściwej zewnętrznej gleb metodą cieplnej adsorpcji i desorpcji azotu                                                   | 27 |
| Estimation of external soil surface area by thermal adsorption and desorption of nitrogen                                                          |    |
| 9. Badanie kinetyki adsorpcji pary wodnej na glebach metodą mikrowagi próżniowej w cienkich warstwach gleby                                        | 29 |
| Examining the kinetics of water vapour adsorption in soils by using thin layer microbalance technique                                              |    |
| 10. Określanie odporności gleb na procesy redukcyjne ( $t_{300}$ )                                                                                 | 31 |
| Estimation of resistance to reduction ( $t_{300}$ ) of mineral soils                                                                               |    |
| 11. Wyznaczanie pojemności redoks gleb ( $R_c$ )                                                                                                   | 35 |
| Determination of soil redox capacity ( $R_c$ )                                                                                                     |    |
| 12. Oznaczenie składu granulometrycznego gleby przy użyciu wagi sedymentacyjnej                                                                    | 39 |
| Determination of the granulometric composition with sedimentation balance                                                                          |    |
| 13. Oznaczanie porowatości gleb przy pomocy porozymetru rtęciowego                                                                                 | 41 |
| Estimation of soil porosity by means of mercury porosimeter                                                                                        |    |
| 14. Aparatura do pomiaru współczynnika przewodnictwa temperaturowego gleby w warunkach laboratoryjnych                                             | 47 |
| Measuring device for the determination of the coefficient of temperature conductivity of soil in the laboratory conditions                         |    |
| 15. Kalorymetryczna metoda określania ciepła właściwego gleby                                                                                      | 53 |
| Determination of the soil specific heat                                                                                                            |    |
| 16. System termoelektrycznych termometrów glebowo-powietrznych z kompensacją temperatury złącza odniesienia do $0^{\circ}\text{C}$                 | 59 |
| A method of thermoelectric soil-air thermometers with compensation of the temperature of the reference junction in relation to $0^{\circ}\text{C}$ |    |
| 17. Pomiar współczynnika i stałej dyfuzji tlenu w glebie                                                                                           | 68 |
| Measurement of diffusion coefficient and diffusion constant for oxygen in soil                                                                     |    |

|                                                                                                                                                                                                                                                                                         |     |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| 18. Metodyka badania czasowo-przestrzennej zmienności parametrów fizycznych w środowisku glebowym<br>Methodology of investigation of time and space variability of physical phenomena in the soil environment                                                                           | 75  |
| 19. Urządzenie i metoda wykonywania kinematycznych i dynamicznych badań odkształceń objętościowych i postaciowych materiałów w złożonych stanach naprężeń<br>Device and method for kinematic and dynamic studies of the volumetric and plastic strains in the complex stress conditions | 81  |
| 20. Metoda zagęszczania gleby do oceny wpływu gęstości na rozwój systemu korzeniowego roślin<br>Method of soil compaction for the evaluation of the influence of soil compaction on the development of the plants' root system                                                          | 85  |
| 21. Radioizotopowa aparatura do pomiaru wilgotności w kolumnach glebowych<br>Radioisotopic apparatus for measuring moisture contents in soil columns                                                                                                                                    | 89  |
| 22. Reflektometryczny miernik wilgotności gleby<br>Reflectometric meter of soil moisture content                                                                                                                                                                                        | 95  |
| 23. Wyznaczanie wilgotności trwałego wędnięcia na podstawie powierzchni właściwej gleb<br>Determination of the moisture of final wilting on the basis of soil specific surface area                                                                                                     | 101 |
| 24. Rejestrujący penetrometr glebowy<br>Recording soil penetrometer                                                                                                                                                                                                                     | 105 |
| 25. Urządzenie do wymuszania strumienia w badaniach ruchu wody w glebie<br>Device for forcing water flow in the studies on soil water motion                                                                                                                                            | 106 |
| 26. Aparat do oznaczania współczynnika przewodnictwa wodnego gleby w strefie nasyconej<br>Device for measuring the coefficient of water conductivity in the soil saturated region                                                                                                       | 110 |

|                                                                                            |     |
|--------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| 27. Termometryczny system do pomiarów pola temperatury w profilu gleby                     | 113 |
| Thermometric system for measurements of temperature distribution in the soil profile       |     |
| 28. Miernik potencjału redoks i potencjalnej intensywności dyfuzji tlenu (ODR) w glebie    | 116 |
| Meter of redox potential and potential intensity of oxygen diffusion and (ODR) in the soil |     |
| 29. Laboratoryjne stanowisko do pomiaru ewaporacji z powierzchni gleby                     | 127 |
| Laboratory stand for measuring evaporation from the soil surface                           |     |
| 30. Płyta gipsowa do wyznaczania krzywej retencji wodnej gleby                             | 129 |
| Gypsum plate for determining the soil water retention curve                                |     |
| 31. Metoda stabilizacji rozkładu agregatowego i zagęszczenia gleb                          | 130 |
| Method of stabilization of the aggregate distribution and compaction                       |     |
| 32. Analityczna metoda określania wodoodporności agregatów glebowych                       | 131 |
| Analytical method of determining water resistance of soil aggregates                       |     |
| 33. Koncept zintegrowanego wskaźnika agregacji gleby                                       | 136 |
| Concept of an integrated index of soil aggregation                                         |     |
| 34. Metoda wyliczania rozstawu drenów dla gleb o uwarstwionym profilu                      | 140 |
| Method for calculation of drain spacing for layered soils                                  |     |

## PRZEDMOWA

Zeszyt przedstawia zestaw metod i aparatów do pomiaru właściwości fizycznych gleb opracowanych lub zmodyfikowanych z innych dyscyplin i stosowanych w Instytucie Agrofizyki Polskiej Akademii Nauk w Lublinie. Wszystkie omówione metody i aparaty były już publikowane w odrębnych pracach i dlatego są omówione skrótowo z odnośnikami do oryginalnych publikacji.

W opracowaniu materiałów udział wzięli:

Czachor H. (21), Hajnos M. (4, 12), Józefaciuk G. (1, 3, 5, 6, 7, 8, 9), Konstankiewicz K. (13, 23), Malicki M. (22, 27, 28), Pukos A. (19), Sikora E. (14, 15), Sławiński C. (25), Stępniewska Z. (10, 11), Stępniewski W. (17), Tarkiewicz S. (20), Usowicz B. (16, 18), Wierzchoś J. (2), Witkowska-Walczak B. (29, 30, 31, 32, 33), Walczak R. (24, 26, 34).

## PREFACE

The volume presents a collection of research methods and instruments for measuring physical properties of soil which have been developed or modified from other disciplines, and used at the Institute of Agrophysics of the Polish Academy of Sciences in Lublin. All the methods and instruments presented here have already been published separately elsewhere, therefore they are discussed briefly with reference to original papers.

The following persons took part in elaboration of this volume:

Czachor H. (21), Hajnos M. (4, 12), Józefaciuk G. (1, 3, 5, 6, 7, 8, 9), Konstankiewicz K. (13, 23), Malicki M. (22, 27, 28), Pukos A. (19), Sikora E. (14, 15), Sławiński C. (25), Stępniewska Z. (10, 11), Stępniewski W. (17), Tarkiewicz S. (20), Usowicz B. (16, 18), Wierzchoś J. (2), Witkowska-Walczak B. (29, 30, 31, 32, 33), Walczak R. (24, 26, 34).



# 1. METODA POMIARU KWASOWOŚCI GLEBOWEJ UJAWNIAJĄCEJ SIĘ W WARUNKACH STAŁEGO pH

Idea metody polega na automatycznym miareczkowaniu tej części kwasowości glebowej, która ujawnia się w glebie podczas zwiększenia mocy roztworu równowagowego przy zachowaniu stałej (początkowej) wartości odczynu gleby. Metoda równoważna jest zobojętnianiu kwasowości glebowej roztworem buforowym o wysokiej mocy jonowej, nieskończonej wielkiej pojemności buforowej i pH równym równowagowemu pH badanej suspensji glebowej [1].

Schemat zestawu aparatury używanej do oznaczeń przedstawiony jest na rysunku 1.

Zawiesinę gleby w wodzie (7) o stosunku 1 : 5 (5 g gleby + 25 ml wody) umieszcza się w naczynku pomiarowym (6) i miesza za pomocą mieszadła mechanicznego (5) do czasu osiągnięcia równowagowej wartości pH. Końcówkę dozującą automatycznej biurety (3) wypełnionej 0,1 N NaOH i sprzężonej z automatycznym systemem sterowania (2) wyposażonym w układ pH-statu (potencjostat) umieszcza się w naczynku pomiarowym. Układ pH-statu nastawia się na równowagową wartość pH suspensji glebowej i włącza. Następnie za pomocą automatycznej biurety (4) rozpoczyna się dodawanie do suspensji 4 N roztworu BaCl<sub>2</sub>. Każde obniżenie wartości pH podczas oraz po dodawaniu roztworu soli jest likwidowane przez automatyczne dodawanie NaOH, tak że wahania pH nie przekraczają 0,01 jednostki. Podczas trwania oznaczenia przez naczynko pomiarowe przepuszczany jest strumień azotu. Roztwory NaOH i BaCl<sub>2</sub> również zabezpieczone są przed dostępem dwutlenku węgla z powietrza. Jako kryterium końca oznaczenia przyjmuje się 5-minutową przerwę w dozowaniu zasady.

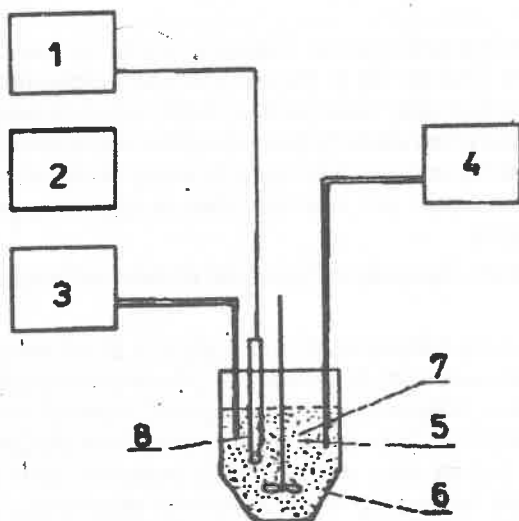
Wielkość kwasowości glebowej ujawniającej się w stałym pH oblicza się na podstawie wzoru:

$$A_{pH} = \frac{V \cdot c}{m_b} \cdot 10^2 \quad (1)$$

gdzie:  $A_{pH}$  - kwasowość gleby ujawniająca się w stałym pH (meq/100 g),

$V$  - objętość dodanej NaOH (dm<sup>3</sup>),

$c$  - stężenie NaOH ( $\text{mol l}^{-1} \text{ dm}^{-3}$ ),  
 $m_s$  - masa gleby w zawiesinie (kg).



Rys. 1. Schemat aparatury pomiarowej: 1 - pH-metr; 2 - system automatycznego sterowania wyposażony w układ pH-stat; 3 - automatyczna biureta z NaOH; 4 - automatyczna biureta z  $\text{BaCl}_2$ ; 5 - mieszadło; 6 - naczynko pomiarowe; 7 - zawiesina glebowa; 8 - elektroda zespolona

Fig. 1. Scheme of measuring equipment: 1 - pH-meter; 2 - pH-stat system; 3 - automatic burette with NaOH; 4 - automatic burette with  $\text{BaCl}_2$ ; 5 - stirrer; 6 - measuring vessel; 7 - soil suspension; 8 - combined electrode

#### BIBLIOGRAFIA (REFERENCES)

1. Stawiński J., Józefacki G., Wierchoś J.: A method for measurements of soil acidity at constant pH. *Pol. J. Soil Sci.* 1998, 1-2, 53-55.

### 1. MEASUREMENTS OF SOIL ACIDITY EXPOSED AT CONSTANT pH

The idea of the method consists in automatic titration of that part of soil acidity which can be released by the soil due to the increase of the ionic strength of soil solution when the initial pH of the soil is maintained on the constant level by the addition of a base. The method is equivalent to neutralization of soil acidity by means of a buffer solution of infinitely great buffer capacity, high ionic strength and pH equal to the equilibrium pH of the soil examined [1].

A schematic diagram of the apparatus used for the measurements is presented in Fig. 1.

Soil-water suspension (1 : 5) (7) placed in the measurement vessel (6) is stirred with a mechanical stirrer (5) until an equilibrium value of pH is reached. The pH-stat system (2), controlling the dosing of 0.1 N NaOH from the automatic burette (3) to the measurement vessel is then adjusted to the equilibrium pH of the suspension and from burette (4) slow (5 ml min<sup>-1</sup>) dosing of 25 ml of 4 N BaCl<sub>2</sub> solution begins. Every pH drop due to the salt addition is cancelled by the addition of base so that pH oscillations do not exceed 0.01 unit. During the whole procedure nitrogen is passed through the measurement vessel to preserve the suspension against air CO<sub>2</sub> contact. As the criterion of the completion of the measurement 5 min. break in automatic titration process is taken.

The value of soil acidity exposed at constant pH,  $A_{pH}$  (meq/100 g) can be calculated using the following formula:

$$A_{pH} = \frac{V c}{m_s} 10^2 \quad (1)$$

where: V - volume of NaOH added to the suspension (dm<sup>3</sup>),

c - concentration of NaOH (eq dm<sup>-3</sup>),

$m_s$  - mass of soil in the suspension (kg).

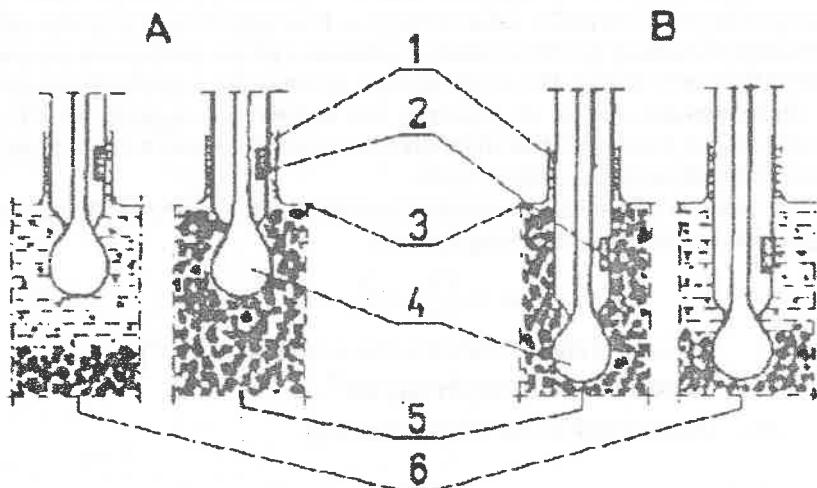
## 2. METODA POMIARU pH UKŁADÓW GLEBOWYCH ELIMINUJĄCA EFEKT SUSPENSJI

Istota metody polega na takim umieszczeniu elektrody w układzie, aby jej złącze elektrolityczne znajdowało się nieco ponad powierzchnią badanej próbki. Takie położenie elektrody uniemożliwia bezpośredni kontakt elektryczny badanego układu z elektrodą odniesienia przez warstewkę hydratacyjną utworzoną na powierzchni elektrody.

Położenie elektrody w metodzie eliminującej efekt suspensji w porównaniu z powszechnie stosowanym pokazane jest na rysunku 2.

Metoda może służyć do pomiarów pH zarówno w glebach o wilgotnościach połowych, jak i w zawiesinach glebowych. W przypadku wykonywania pomiarów w glebach o niskich wilgotnościach wskazane jest umieszczanie elektrody w uprzednio wykonanym w glebie zagłębieniu i następnie ugniecenie gleby dookoła elektrody. Bardzo istotny jest dobór odpowiedniej elektrody zespolonej, który można przeprowadzić doświadczalnie poprzez pomiary pH w roztworach buforowych przy obu położeniach elektrody. Powierzchnię elektrody pomiędzy mostkiem

niach elektrody. Powierzchnię elektrody pomiędzy mostkiem elektrolitycznym a bańką szklaną można również modyfikować chemicznie w celu polepszenia własności adsorpcyjnego filmu wodnego na powierzchni szkła.



Rys. 2. Położenie elektrody zespolonej w metodzie eliminującej efekt suspensji (A) i powszechnie stosowanej (B): 1 - film zaadsorbowanej wody; 2 - mostek elektrolityczny elektrody; 3 - powierzchnia próbki; 4 - bańka szklana elektrody; 5 - gleba o niskiej wilgotności; 6 - zawiesina glebowa

Fig. 2. Placement of combined electrode according to method eliminating suspension effect (A) and standard method (B): 1 - adsorbed water film; 2 - liquid junction; 3 - sample surface; 4 - glass bulb of electrode; 5 - humid soil; 6 - soil suspension

#### BIBLIOGRAFIA (REFERENCES)

1. Stawiński J., Wierchoś J., Józefaciuk G.: Metoda pomiaru pH układów glebowych eliminująca efekt suspensji. Zesz. Probl. Post. Nauk Roln. 1986, 315, 233-242.

## 2. pH MEASUREMENTS IN SOIL SYSTEMS ELIMINATING THE SUSPENSION EFFECT

The glass combine electrode is used for the measurements. The elimination of the suspension effect is maintained by such placement of the electrode in measuring system that its electrolytic junction is a little above (about 1 mm) the surface of the investigated sample. This position

of the electrode renders the direct contact of the junction with the suspension impossible. It also ensured the electrical contact of the investigated system with the reference electrode through the water film formed on the electrode surface.

The placement of the electrode when the suspension effect is eliminated in comparison to the standard position is shown in Figure 2.

The method can be applied for pH measurements of soils of field moisture as well as of soil suspensions. In the case of low moisture samples the placement of the glass bulb of the electrode in previously made hole is recommended following by the tightening of the soil around. The correct choice of the electrode is necessary, what can be done empirically by the buffer solution pH measurements at both electrode positions. In order to improve the hydration properties of electrode surface, the surface between the glass bulb and the liquid junction can be chemically modified.

### 3. OZNACZANIE SUMY ZASAD WYMIENNYCH W GLEBIE METODĄ MIARECZKOWANIA

Metoda polega na miareczkowaniu suspensji glebowej kwasem solnym do ustalonej, jednakowej dla wszystkich próbek, wartości  $\text{pH} = 1,00$ . Stosuje się ją tylko dla gleb węglanowych.

Schemat aparatury stosowanej do oznaczeń przedstawiono na rysunku 3.

Wstępnie należy przygotować mianowane roztwory  $\text{HCl}$  o stężeniach  $1,00 \text{ N}$  i  $0,10 \text{ N}$  oraz wykalibrować  $\text{pH}$ -metr na roztwór  $0,10 \text{ N HCl}$  ( $\text{pH} = 1,00$ ).

Suspensję glebową ( $10 \text{ g}$  gleby +  $50 \text{ ml}$  wody) umieszcza się w naczynku (4), do którego z biurety (3) dodaje się  $1 \text{ N HCl}$  z szybkością  $1,25 \text{ ml min}^{-1}$ . Po osiągnięciu przez układ glebowy  $\text{pH}$  równego  $1,00$  system (2) automatycznego sterowania biuretą, sprzężony z  $\text{pH}$ -metrem (1) powoduje natychmiastowe przerwanie dozowania kwasu. Podczas wykonywania oznaczenia suspensję miesza się za pomocą mieszadła mechanicznego (6). Gdy przewidywana wielkość sumy zasad wymiennych jest duża, dopuszczalna jest oczywiście zmiana stosunku składników suspensji (gleby i wody).

Sumę kationów zasadowych w glebie oblicza się według wzoru:

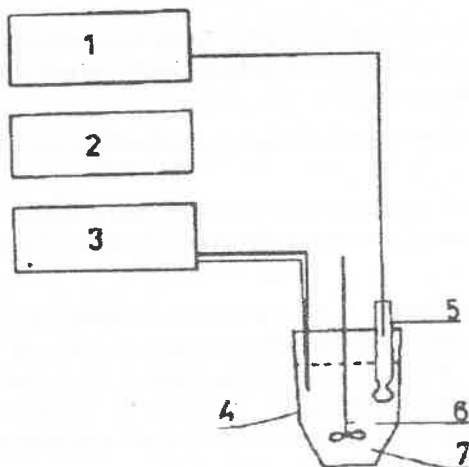
$$\text{EB} = \frac{V_a \text{ Cao} - (\sqrt{V} + V_a) \text{ Cak}}{m_s} 10^2 \quad (2)$$

gdzie: EB - suma kationów zasadowych w glebie ( $\text{cmol n}^{-1} \text{ kg}^{-1}$ ),  
 $V_a$  - objętość dodanego HCl ( $\text{dm}^3$ ),  
 $V_w$  - objętość wody w suspensji glebowej ( $\text{dm}^3$ ),  
 $C_{ao}$  - stężenie dodanego HCl ( $\text{mol n}^{-1} \text{ dm}^{-3}$ ),  
 $C_{ak}$  - końcowe stężenie HCl w układzie glebowym ( $\text{mol n}^{-1} \text{ dm}^{-3}$ ),  
 równe 0,10 N,  
 $m_s$  - masa gleby w suspensji (kg).

Jeżeli do sporządzania suspensji glebowych używa się w każdym przypadku objętość  $V_w$  wody, to do obliczenia EB można stosować alternatywny wzór:

$$EB = \frac{(V_a - V_k)(C_{ao} - C_{ak})}{m_s} 10^2 \quad (3)$$

gdzie  $V_k$  jest objętością 1 N HCl, dla której na rozcieńczenie do stężenia 0,10 N należy zużyć  $V_w$  wody. Praktycznie  $V_k$  określa się miareczkując  $V_w$  wody do pH 1,00.



Rys. 3. Schemat aparatury pomiarowej: 1 - pH-metr; 2 - system automatycznego sterowania biuretą; 3 - biureta; 4 - naczynko pomiarowe; 5 - elektroda zespolona; 6 - mieszadło mechaniczne; 7 - zawiesina glebowa

Fig. 3. Scheme of measuring equipment: 1 - pH-meter; 2 - end-point titration system; 3 - autoburette; 4 - measuring beaker; 5 - combined electrode; 6 - mechanical stirrer; 7 - soil suspension

#### BIBLIOGRAFIA (REFERENCES)

1. Stawiński J., Józefaciuk G., Wierchoś J.: Modyfikacja metody Kappena oznaczania sumy zasad wymiennych. Zesz. Probl. Post. Nauk Roln. (w druku).

### 3. MEASUREMENT OF THE SUM OF EXCHANGEABLE BASES IN SOILS BY TITRATION METHOD

The method consists in the titration of the soil suspension with hydrochloric acid to the final value of 1.00. The method is applicable only for noncalcareous soils.

The scheme of the measuring apparatus is shown in Fig. 3.

Before the beginning of the measurements the pH-meter is calibrated against 0.10 N HCl (pH 1.00).

Soil-water suspension 1 : 5 placed in the beaker (4) is supplied with 1 N HCl from burette (3) with the constant rate of  $1.25 \text{ ml min}^{-1}$ . When the pH of the suspension reaches the value of 1.00, the end-point titration system (2) connected to the pH-meter (1) automatically breaks the titration. During the process, the suspension is stirred with mechanical stirrer (6).

The soil-water ratio in the suspension may be changed due to the suspected value of the exchangeable bases in the given sample under investigation.

The sum of exchangeable bases, EB (meq/100 g), can be calculated according to the formula:

$$EB = \frac{V_a C_{ao} - (V_w + V_a) C_{ak}}{m_s} 10^2 \quad (2)$$

where:  $V_a$  - volume of HCl added to the suspension to reach pH 1.00 ( $\text{dm}^3$ ),

$V_w$  - volume of water in the suspension ( $\text{dm}^3$ ),

$C_{ao}$  - concentration of HCl added ( $\text{eq dm}^{-3}$ ),

$C_{ak}$  - final HCl concentration in the suspension at pH 1.00 ( $\text{eq dm}^{-3}$ ), equal to 0.10 N)

$m_s$  - mass of soil in the suspension.

For routine analysis when for the preparing of the suspensions the same water volumes  $V_w$  are used, EB can be calculated with the formula:

$$EB = \frac{(V_a - V_k) (C_{ao} - C_{ak})}{m_s} 10^2 \quad (3)$$

where  $V_k$  is the volume of 1 N HCl which can be diluted to 0.10 N concentration with  $V_w$  volume of water. In practice  $V_k$  can be obtained by titration of  $V_w$  water to pH 1.00.

#### 4. METODYKA SPORZĄDZANIA ELEKTROULTRAFILTRATÓW GLEBOWYCH

Elektroultrafiltraty glebowe sporządza się przy zastosowaniu aparatu do elektroultrafiltracji. Zasada działania aparatu polega na jednoczesnej elektrolizie i odfiltrowywaniu roztworu glebowego przez membranę półprzepuszczalną. W produkowanych aparatach do EUF w celi roboczej znajdują się elementy metalowe - grzałka i mieszadło, które ulegają korozji podczas trwania procesu, uwalniając do roztworu glebowego pewne jony metali. Z uwagi na ten fakt elementy te winny być bądź pożłoczone, bądź wymienione na kwarcowe [1].

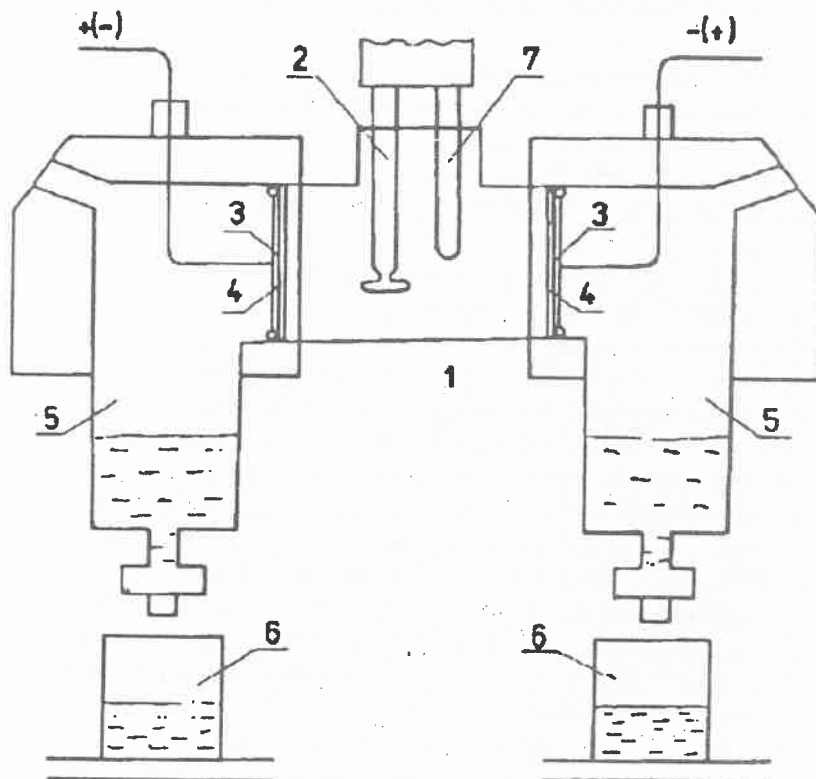
Schemat aparatu do EUF przedstawiono na rys. 4.

5 g odważkę gleby w wodzie umieszcza się w celi roboczej (1). Aparat dozuje odpowiednią ilość wody do gleby i miesza zawiesinę za pomocą mieszadła mechanicznego (2). Do siatkowych elektrod platynowych (3), oddzielonych od zawiesiny mikroporowatymi błonami półprzepuszczalnymi (4) podłączany jest prąd elektryczny o zadanym napięciu. Jeśli natężenie prądu przekracza określoną wartość, aparat automatycznie obniża napięcie. Do przestrzeni przyelektrodowych (5) podłącza się pompy próżniowe. Ciśnienia w przestrzeni katodowej i anodowej winny wynosić odpowiednio 0,4 i 0,6 atm., co minimalizuje zmiany odczynu zawiesiny glebowej w celi roboczej. Po zadanym czasie trwania procesu elektroultrafiltracji do komór przyelektrodowych wprowadzana jest automatycznie pewna ilość wody destylowanej, splukująca roztwory zebrane przy elektrodach do dolnej części komór. Tak otrzymane elektroultrafiltraty zbiera się do odbieralników i określa ich skład jonowy znanymi metodami.

Proces elektroultrafiltracji można prowadzić przy różnych napięciach prądu i w różnych temperaturach, bądź też przeprowadzić proces cykliczny dla tej samej próbki, co prowadzi do otrzymania elektroultrafiltratów jonowych o różnej dostępności.

Standardowa procedura stosowana w elektroultrafiltracji zawiesin glebowych polega na wykonaniu następującego cyklu: etap 1: 0-30 min., maksymalnie 200 V/15 mA, z odbiorem ewentualnie frakcji pięciominuto-

wych; etap 2: 31-35 min., maks. 400 V/40 mV, z ogrzewaniem do 80°C;  
 etap 3: 35-39 min., maks. 400 V/150 mA, 80°C.



Rys. 4. Schemat aparatu do elektroultrafiltracji: 1 - cela robocza; 2 - mieszadło; 3 - elektrody platynowe; 4 - membrany półprzepuszczalne; 5 - komory przyelektrodowe; 6 - odbieralniki; 7 - grzałka

Fig. 4. Scheme of electroultrafiltration apparatus: 1 - working cell; 2 - stirrer; 3 - platinum network electrodes; 4 - semipermeable membranes; 5 - electrode cells; 6 - collectors; 7 - heater

## BIBLIOGRAFIA (REFERENCES)

1. Stawiński J., Kozak E., Hajnos M.: Elektroultrafiltracja - metoda i zastosowanie w analizie glebowej. *Problemy Agrofizyki* 1988, 54.

## 4. OBTAINING OF SOIL ELECTROULTRAFILTRATES

Soil electroultrafiltrates can be obtained using the EUF apparatus. EUF process is based upon simultaneous electrolysis and filtration of soil solution by semipermeable membrane. EUF apparatuses available in the market is supplied with metal elements (heater and stirrer) which can corrode during the EUF, releasing some metal ions to the soil extracts. It is the reason they have to be changed with e.g. quartz ones.

The scheme of EUF equipment is presented in Fig. 4.

5 g soil sample is placed in the working cell (1). Distilled water is then added automatically to the desired level and the suspension is stirred with mechanical stirrer (2). To the network platinum electrodes (3) separated from the soil suspension with semipermeable membrane (4) the electric current of a given voltage is applied. In the case when the current intensity exceeds required upper limit value, the voltage is automatically lowered. To the electrode cells (5) two vacuum pumps are connected to obtain 0.4 and 0.6 atm in catode and anode cells respectively, what lowers the pH of the soil suspension changes during electroultrafiltration. After a given time the electrode extracts are washed out from electrode cells with a given amounts of distilled water to the polyethylene collectors. Electroultrafiltrates obtained such way are analysed for their ionic composition by means of known standard methods.

The EUF procedure may be performed using different electric current parameters as well as at different temperatures of soil suspension. In order to obtain EUF extracts containing ions of different availabilities the cyclic process for the same sample can be performed by changing the current and/or temperature in few steps.

The standard EUF procedure is as follows: step 1: 0-30 min, max 200 V/15 mA, eventually divided on 5 min steps; step 2: 31-35 min, max 400 V/40 mA, heating to 80°C; step 3: 36-39 min, max 400 V/150 mA, 80°C.

## 5. POMIARY POTENCJAŁU DZETA PRZY ZASTOSOWANIU ULEPSZONYCH METOD ELEKTROOSMOZY I ELEKTROFOREZY

Do wyznaczenia potencjału dzeta metodą elektroforezy stosuje się aparaturę z całą pomiarową systemu Riddicka o przekroju prostokątnym, przy czym do dotychczas stosowanej metodyki wprowadzone są następujące zmiany: elektrody metalowe zastępuje się kluczami elektrolitycznymi na bazie żelu agarowego z 0,01 N NaCl, co zapobiega występowaniu procesu elektrolizy roztworu glebowego w naczynku pomiarowym i związanym z tym zmianom pH, przewodnictwa właściwego oraz pęcherzykowaniu. Ponadto, natężenie pola elektrycznego w obszarze pomiarowym mierzy się za pomocą dwóch dodatkowych elektrod platynowych zamontowanych na trwałe w naczynku pomiarowym (1), /rys. 5/.

Rozcieńczoną zawiesinę glebowej frakcji koloidalnej wlewa się do naczynka pomiarowego oraz, po przyłożeniu potencjału elektrycznego, rejestruje się czas przebycia określonej odległości przez wybraną cząstkę przy użyciu mikroskopu z wyskalowanym okularom. Pomiary należy przeprowadzić kilkakrotnie, wybierając różne cząstki oraz zmieniając polaryzację elektrod.

Do obliczenia wartości potencjału dzeta stosuje się wzór Einsteina-Smoluchowskiego:

$$\xi = \frac{4 \pi \eta v}{ED} \quad (4)$$

gdzie:  $\eta$  - lepkość roztworu równowagowego,

$v$  - szybkość ruchu cząstek w polu elektrycznym o natężeniu  $E$ ,

$D$  - stała dielektryczna roztworu.

Do wyznaczenia potencjału dzeta metodą elektroosmozy stosuje się aparaturę wykonaną według schematu przedstawionego na rysunku 6, służącą do pomiaru przepływu elektroosmotycznego oraz standardowy zestaw do pomiaru przewodnictwa powierzchniowego i przewodnictwa właściwego roztworów.

Cela pomiarowa aparatu jest pionowo ustawionym cylindrem o dużej (15 mm) średnicy wewnętrznej, zamykanym z obu stron stożkowymi na-

sadkami o pojemności około  $1 \text{ cm}^3$ , do których wprowadzane są agarowe klucze elektrolityczne na bazie  $0,01 \text{ N NaCl}$ . Do dolnej nasadki stożkowej dołączone jest za pomocą wężyka z gumy silikonowej naczynko wyrównawcze, co pozwala również na zastosowanie aparatu do pomiarów np. szybkości filtracji bądź potencjału przepływu. Do górnej nasadki stożkowej wmontowana jest pozioma wykalibrowana rurka kapilarna służąca do mierzenia szybkości przepływu i elektroosmotycznego bądź filtracyjnego.

Celę pomiarową (cylinder) aparatu wypełnia się osadem badanej suspensji, a nasadki stożkowe, naczynko wyrównawcze oraz kapilarę napełnia się roztworem równowagowym, zebrany znad osadu i odwirowanym przez 15 min. przy 2000 g. Układ zdyspergowany w cylindrze oddziela się od roztworu równowagowego krążkami z bibuły filtracyjnej. Po przyłożeniu do kluczy elektrolitycznych (przez roztwór  $\text{CuSO}_4$ ) prądu elektrycznego o stałym natężeniu (0,5 do 1 mA) dokonuje się pomiaru czasu przepływu określonej objętości cieczy przez kapilarę. Pomiar przeprowadza się kilkakrotnie, zmieniając polaryzację elektrod.

Potencjał dzeta oblicza się ze wzoru:

$$\xi = \frac{4\pi (\kappa V + \kappa S) V \eta}{\epsilon \cdot t} \quad (5)$$

gdzie:  $\kappa V$  - przewodnictwo właściwe roztworu równowagowego,

$\kappa S$  - przewodnictwo powierzchniowe,

$\epsilon$  - stała dielektryczna roztworu,

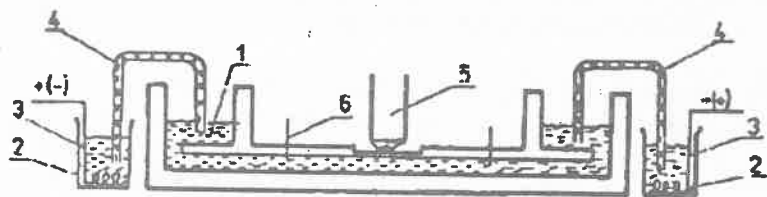
$\eta$  - lepkość roztworu,

$V$  - objętość roztworu przepływającego przez kapilarę w czasie  $t$  przy natężeniu prądu  $I$ .

Przedstawiony zestaw pozwala na dokonanie pomiarów przepływu elektroosmotycznego w osadach sztucznie nie zagęszczanych (ubijanych).

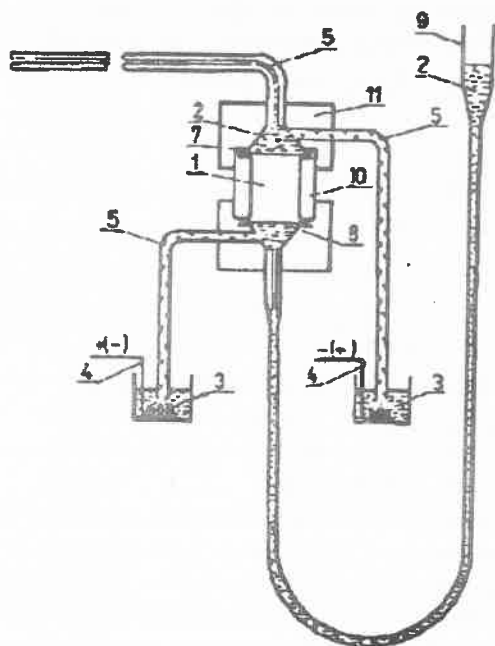
#### BIBLIOGRAFIA (REFERENCES)

1. Stawiński J., Józefaciuk G., Wierchoś J.: On the possibility of using electrokinetic measurements for studies of interparticle interactions in soil systems. Pol. J. Soil Sci. 1985(1986), XVIII, 1-2, 51-57.



Rys. 5. Aparat do pomiarów elektroforetycznych: 1 - suspensja; 2 - nasycony roztwór  $\text{CuSO}_4$ ; 3 - elektrody miedziane; 4 - klucze elektrolityczne; 5 - obiektyw mikroskopu; 6 - elektrody platynowe

Fig. 5. An apparatus for electrophoretic measurements: 1 - suspension; 2 - saturated  $\text{CuSO}_4$  solution; 3 - copper electrodes; 4 - salt bridges; 5 - microscope objective; 6 - platinum electrodes



Rys. 6. Aparat do wyznaczania przepływu elektroosmotycznego: 1 - osad badanego układu zdyspergowanego; 2 - roztwór równowagowy; 3 - nasycony roztwór  $\text{CuSO}_4$ ; 4 - elektrody miedziane; 5 - klucze elektrolityczne; 6 - kapilara; 7 - uszczelki gumowe; 8 - bibuła filtracyjna; 9 - naczynko wyrównawcze; 10 - cylinder; 11 - nasadki

Fig. 6. An apparatus for determination of electroosmotic flow: 1 - sediment; 2 - equilibrium solution; 3 - saturated  $\text{CuSO}_4$  solution; 4 - copper electrodes; 5 - salt bridges; 6 - capillary; 7 - rubber packings; 8 - filtration paper; 9 - liquid level equilization cell; 10 - cylinder; 11 - caps

## 5. MEASUREMENTS OF DZETA POTENTIAL BY MODIFIED ELECTROPHORESIS AND ELECTROOSMOSIS METHODS

Electrophoretic measurements of dzeta potential are performed using microelectrophoretic apparatus equipped with rectangular measuring cell of Riddick's system where the following modifications are introduced: to avoid the occurrence of electrolysis of the soil solution in the measuring cell (accompanied with pH changes, bubbling, changes of electrolyte concentration, etc.) the metal electrodes are replaced by agar salt bridges with 0.01 N NaCl filling solution; to measure the electric field intensity two platinum electrodes are mounted permanently in the bottom of the measuring cell Fig. 5.

The measuring vessel is filled with diluted suspension of soil colloidal fraction and after applying the electric field to the electrodes the time consumed by one of observed with a microscope particles to move through a taken distance is registered. The measurement is repeated several times for the other observed particles with changing electrodes polarization.

The commonly known Einstein-Smoluchowski equation is used for calculations of the dzeta potential:

$$\xi = \frac{4 \pi \eta v}{ED} \quad (4)$$

where:  $\eta$  - equilibrium solution viscosity

$v$  - the rate of particle movement

$E$  - electric field intensity

$D$  - dielectric constant of the solution.

Electroosmotic measurement of dzeta potential is performed by means of the apparatus made according to the scheme presented in Fig. 6 (electroosmotic flow measurement) and standard equipment for measuring surface conductivity and solution conductivity.

The measuring cell of the osmotic flow measurement apparatus is a vertically mounted cylinder of 15 mm inner diameter closed at both ends by conical caps of a small capacity (about 1 cm<sup>3</sup>) into which agar salt bridges on 0.01 N NaCl base are introduced. A compensating vessel is attached to the lower cap of the apparatus, what allows it to be used of e.g.

filtration velocity or streaming potential measurements also. Into the upper cap horizontally placed capillary tube is mounted to measure the solution flow rate. The cylinder is filled with the sediment of the studied suspension settled by 15 min centrifuging at 3500 rpm, and the cups, the compensating vessel and the capillary are filled with the equilibrium solution (supernatant). The sediment is separated from the solution with filter paper. After applying the electric field to the agar bridges (via  $\text{CuSO}_4$  solutions containing beakers) the time of the given volume of the solution flow by the capillary is registered. Measurement is repeated few times with changing the electrodes polarization.

Dzeta potential is calculated with the formula:

$$\xi = \frac{4\pi (\kappa_v + \kappa_s) V \eta}{\epsilon t} \quad (5)$$

where:  $\kappa_v$  - equilibrium solution conductivity,

$\kappa_s$  - surface conductivity,

$\epsilon$  - dielectric constant of the equilibrium solution,

$\eta$  - equilibrium solution viscosity,

$V$  - volume of the solution flowed by the capillary at time  $t$ ,

$I$  - electric current intensity.

The above apparatus allows also to perform electroosmosis flow measurements in samples not artificially compacted.

## 6. OZNACZANIE POWIERZCHNI WŁAŚCIWEJ CAŁKOWITEJ GLEB NA PODSTAWIE POMIARU ADSORPCJI PARY WODNEJ

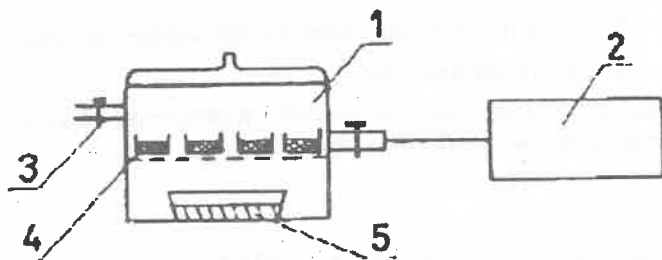
Istota metody polega na określeniu początkowej części izoterm adsorpcji pary wodnej na glebie metodą statyczną w suszarce próżniowej [1, 2].

Schemat zestawu aparatury stosowanej do oznaczeń przedstawiono na rysunku 7.

Wstępnie przygotowuje się kilka (4-6) roztworów kwasu siarkowego w wodzie o takim zakresie stężeń, aby prężność pary wodnej nad najbardziej rozcieńczonym roztworem nie przekraczała 0,35 prężności nasyconej pary wodnej.

Naczynka wagowe z około 5-gramowymi próbkami powietrznie suchej gleby umieszcza się w suszarce próżniowej nad roztworem  $H_2SO_4$  o najwyższym stężeniu. Po odpompowaniu powietrza z układu do ciśnienia kilkunastu mm słupa rtęci układ pozostawia się w stałej temperaturze przez 48 godzin w celu ustalenia równowagi adsorpcyjnej. Następnie układ zapowietrza się oraz szybko zamyka naczynka z glebą. Zarówno masę próbki z zaadsorbowaną parą wodną, jak i końcową gęstość kwasu siarkowego określa się metodą wagową. Analogiczną procedurę powtarza się dla kolejnych roztworów  $H_2SO_4$ , przy czym używa się stale tej samej próbki glebowej.

Wielkość powierzchni właściwej całkowitej gleby oblicza się na podstawie równania adsorpcji BET. Powierzchnię siadania cząsteczki wody przyjmuje się za  $10,8 \text{ \AA}^2$ . Równowagowe prężności pary wodnej określa się na podstawie tablic z wartości końcowej gęstości kwasu siarkowego. Suchą masę próbki określa się poprzez jej zważenie po wysuszeniu w  $105^\circ\text{C}$  przez 24 h.



Rys. 7. Schemat aparatury używanej do oznaczeń: 1- eksykator lub suszarka próżniowa; 2 - pompa próżniowa; 3 - zawór zapowietrzający; 4 - naczynko wagowe z próbkami glebowymi; 5 - naczynie z roztworem  $H_2SO_4$  w wodzie

Fig. 7. Scheme of measuring equipment: 1 - desiccator or vacuum dryer; 2 - vacuum pump; 3 - air filling valve; 4 - weighing vessels with soil samples; 5 -  $H_2SO_4$  water solution

#### BIBLIOGRAFIA (REFERENCES)

1. Stawiński J., Kuśmierzak M.: Pomiar powierzchni właściwej gleb. W: "Fizykochemiczne metody badań materiału glebowego", Wyd. ZA PAN, Lublin, 1979, 2-18.
2. Óściak J.: Adsorpcja. PWN, Warszawa 1979, 73-81.

## 6. ESTIMATION OF THE TOTAL SURFACE AREA OF SOILS BY WATER VAPOUR ADSORPTION MEASUREMENTS

The method is based upon the determination of the initial part of the adsorption isotherm of water vapour in soil at static conditions.

The scheme of the measuring equipment is presented in Fig. 7.

A few solutions of different  $\text{H}_2\text{SO}_4$  concentrations of water vapour pressure above not exceeding 0.35 saturated water vapour pressure at the temperature of measurements are previously prepared.

An airy dry soil samples (about 5g) 1 mm sieved are placed in a weighing vessels and dried at  $105^\circ\text{C}$  for 24 h. The vessels should be low and wide to obtain low thicknesses of soil layers in them. The weighing vessels with soil samples are placed in a vacuum chamber above the solution of sulphuric acid of the highest concentration. After removal of the air from the chamber to about 10-20 mm Hg the samples are equilibrated at constant temperature for 48 h to obtain adsorption equilibrium. Then the chamber is filled with the air and the vessels are closed quickly. Both the amounts of adsorbed water vapours and the final density of  $\text{H}_2\text{SO}_4$  solution are determined by weighing.

The magnitude of the total soil surface area is calculated from BET equation when  $\text{H}_2\text{O}$  packing area is taken as  $10.8 \text{ \AA}^2$ . The equilibrium water vapour pressures in the chamber are taken from tables at the values of the final densities of  $\text{H}_2\text{SO}_4$ . The procedure is repeated taking step by step lower concentrations of sulphuric acid solutions and the same soil samples.

## 7. OZNACZANIE POWIERZCHNI WŁAŚCIWEJ ZEWNĘTRZNEJ GLEB W OPARCIU O ADSORPCJE PAR CZTEROCHLORKU WĘGLA

Metoda polega na wyznaczeniu części izotermę adsorpcji par  $\text{CCl}_4$  na glebie w sposób statyczny w eksykatorze lub suszarce próżniowej [1].

Wstępnie przygotowuje się roztwory  $\text{CCl}_4$  w wysokowrzącym oleju organicznym lub silikonowym w zakresie stężeń od 5 do 35 % wagowych oraz sporządza wykres zależności prężności par  $\text{CCl}_4$  od składu roztworu. Prężność par  $\text{CCl}_4$  nad najbardziej stężonym roztworem nie powinna

przekraczać 0,35 prężności pary nasyconej czterochloru węgla, a zależność prężności par od składu roztworu powinna mieć charakter liniowy. Liczba przygotowanych roztworów winna wynosić od 4 do 6.

Naczynka wagowe z 5-gramowymi, wysuszonymi w 105°C próbkami glebowymi umieszcza się w eksykatorze lub suszarce próżniowej nad roztworem  $\text{CCl}_4$  o danym składzie /rys 7/. Po odpompowaniu powietrza z układu do ciśnienia nieznacznie niższego od prężności par nad użytym roztworem układ pozostawia się przez 48 godzin w stałej temperaturze równej temperaturze, w której określano zależność prężności par  $\text{CCl}_4$  od składu roztworów, w celu uzyskania równowagi adsorpcyjnej. Następnie układ zapowietrza się suchym powietrzem oraz szybko zamyka naczynka z glebą. Zarówno ilość zaadsorbowanego czterochloru węgla, jak i końcowy (równowagowy) skład roztworu oznacza się metodą wagową.

Wielkość powierzchni właściwej zewnętrznej gleby wylicza się w oparciu o równanie izoterm adsorpcji BET. Powierzchnię siadania cząsteczki  $\text{CCl}_4$  przyjmuje się jako równą  $32,285 \cdot 10^{-18} \text{ m}^2$  w 20°C. Równowagowe prężności par  $\text{CCl}_4$  wyznacza się w oparciu o końcowy skład roztworów na podstawie uprzednio określonej zależności prężności par od składu roztworu.

#### BIBLIOGRAFIA (REFERENCES)

1. Stawiński J., Świeboda R., Józefaciuk G.: A method of extremal soil surface area measurement based on carbon tetrachloride vapour adsorption. Pol. J. Soil Sci. 1988, XXI, 1, 23-28.

### 7. EXTERNAL SOIL SURFACE AREA ESTIMATION BY CARBON TETRACHLORIDE VAPOUR ADSORPTION MEASUREMENTS

The method is based upon the determination of the initial part of carbon tetrachloride vapours adsorption isotherm in soil at static conditions.

The measuring equipment is that same as for total surface area measurements /Fig. 7/.

A few carbon tetrachloride - organic or silicone oil solutions (4 to 6) in the concentration range 5-35 % by weight are previously prepared, and a diagram of the pressure of  $\text{CCl}_4$  vapours dependence against the solution composition is plotted. The  $\text{CCl}_4$  vapours pressure above the most concentrated solution should not exceed 0.35 of saturated  $\text{CCl}_4$  vapour pressure.

The measuring manner is analogical to the total soil surface area measurements method, but instead of  $\text{H}_2\text{SO}_4$  solutions,  $\text{CCl}_4$  solutions are used. Note that in the present case the air present in the vacuum chamber and the air filling the chamber after adsorption step has to be dried out from water vapours. The packing area of  $\text{CCl}_4$  for surface area calculations is taken as  $32.285 \cdot 10^{-18} \text{ m}^2$  at  $20^\circ\text{C}$ .

## 8. OZNACZANIE POWIERZCHNI WŁAŚCIWEJ ZEWNĘTRZNEJ GLEB METODĄ CIEPLNEJ ADSORPCJI I DESORPCJI AZOTU

Istota metody polega na określeniu ilości azotu zaadsorbowanego na glebie w temperaturze  $-195,8^\circ\text{C}$  i następnie zdesorbowanego w temperaturze ok.  $50^\circ\text{C}$ , przy różnych stosunkach  $p/p_0$ .

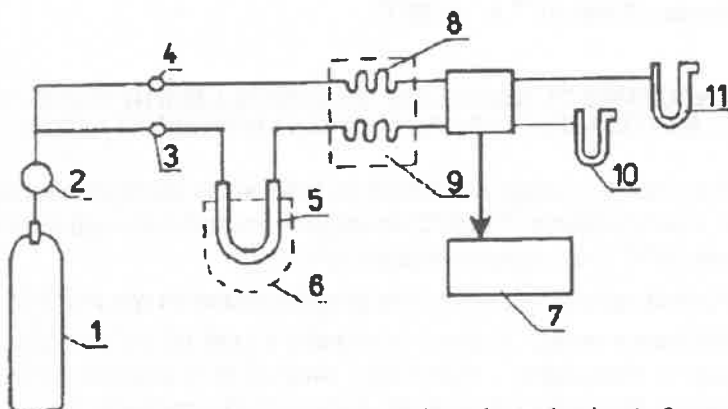
Schemat aparatury pomiarowej przedstawiono na rysunku 8 [1, 2].

Mieszanina azotu i wodoru podawana z butli (1) po przejściu przez urządzenie osuszające - węzownicę zanurzoną w ciekłym azocie (2) - rozdzielana jest na dwa strumienie. Jeden z nich przechodzi przez porównawczą komorę katarometru (8), a drugi przez kolumnę z badaną próbką (5) i następnie przez komorę pomiarową katarometru (9). Obydwa strumienie gazu są termostutowane, a ich szybkość przepływu ustala się za pomocą zaworów igłowych (3, 4) oraz fleometrów (10, 11) na poziomie  $10\text{-}50 \text{ ml min}^{-1}$ .

Próbkę gleby o masie  $0,1\text{-}0,5 \text{ g}$  umieszcza się w aluminiowej kolumnie analitycznej w kształcie litery U o średnicy wewnętrznej  $5 \text{ mm}$ , której ramię wylotowe zatyka się kłębkiem waty szklanej w celu uniemożliwienia porwania próbki przez przepływający gaz. Następnie próbkę odgazowuje się w temperaturze  $105^\circ\text{C}$  przez 1 godzinę przy przepływie czystego wodoru  $50 \text{ ml min}^{-1}$ . Kolumnę z odgazowaną próbką podłącza się do strumienia gazu i po ustaleniu równowagi zanurza się ją w naczyniu Dewara z ciekłym azotem, w wyniku czego następuje adsorpcja azotu na próbce glebowej. Pik adsorpcji rejestruje się za pomocą sprzężonego z katarometrem samopisu (7). Pik desorpcji otrzymuje się po ogrzaniu kolumny z zaadsorbowanym azotem w naczyniu z ciepłą wodą o temperaturze ok.  $50^\circ\text{C}$ .

Procedurę powtarza się dla mieszanin wodoru z azotem o różnym składzie. Wartość  $p/p_0$  przyjmuje się za równą zawartości (ułamkowi) azotu

w stosowanej mieszaninie. Wielkość powierzchni właściwej oblicza się na podstawie równania adsorpcji BET. Ilość zaadsorbowanego azotu oblicza się z pola powierzchni pików. Ilość azotu odpowiadająca jednostkowej powierzchni piku określa się przez wykalibrowanie przyrządu, dozując do układu znane ilości czystego azotu.



Rys. 8. Schemat aparatury pomiarowej: 1 - butla z mieszaniną wodoru i azotu; 2 - urządzenie osuszające; 3, 4 - zawory igłowe; 5 - kolumna z badaną próbką; 6 - naczynie z ciekłym azotem bądź z ciepłą wodą; 7 - samopis; 8 - komora porównawcza katarometru; 9 - komora pomiarowa katarometru; 10, 11 - fleometry

Fig. 8. Scheme of the measuring system: 1 - gas bottle with  $H_2-N_2$  mixture; 2 - gas-washer (dryer); 3, 4 - needle valves; 5 - column with sample investigated; 6 - position of vessels containing liquid nitrogen or hot water; 7 - recorder; 8 - reference cell of catarometer; 9 - measuring cell of catarometer; 10, 11 - fleometers

#### BIBLIOGRAFIA (REFERENCES)

1. Stawiński J., Kuśmierzak M.: Pomiaru powierzchni właściwej gleb. W: "Fizykochemiczne metody badań materiału glebowego", Wyd. ZA PAN, Lublin 1979, 2-18.
2. Ościk J.: Adsorpcja. PWN, Warszawa 1979, 73-81.

#### 8. ESTIMATION OF EXTERNAL SOIL SURFACE AREA BY THERMAL ADSORPTION AND DESORPTION OF NITROGEN

The principle of the method depends on the estimation of the quantity of nitrogen adsorbed in soil at  $-195.8^{\circ}C$  at different  $p/p_0$  values and desorbed at about  $50^{\circ}C$ .

The scheme of the measuring equipment is presented in Figure 8.

The mixture of nitrogen and hydrogen of a given ratio supplied from the bottle (1) is dried by passing through the liquid nitrogen cooled tube (2) and divided onto two streams. One of them passes through the reference cell of catarometer (8) and the second through the column containing the investigated sample (5) following by the measuring cell of catarometer (9). Both streams are thermostated and their flows are controlled by the needle valves (3, 4) and fleometers (10, 11) at the level of  $10\text{--}50\text{ ml min}^{-1}$ .

0.1-0.5 g soil sample is placed in aluminium U-shape column of inner diameter of 5 mm with the outlet ploughed with glass wool to preserve sample losses with gas stream. The sample is then degased by heating it at  $105^{\circ}\text{C}$  with hydrogen flow during 1 hour. The column with degased sample is then connected to the  $\text{N}_2/\text{H}_2$  mixture stream and after obtaining equilibrium the column is immersed in liquid nitrogen what leads to the adsorption of nitrogen in the sample. The peak of adsorption is registered by the catarometer recorder (7). The peak of desorption is obtained after immersing the column in  $50^{\circ}\text{C}$  warm water.

The above procedure is repeated for different mixture compositions. The external surface value is calculated from BET equation.  $p/p_0$  values are assumed to be equal to the partial pressure of  $\text{N}_2$  in the mixture. The quantities of nitrogen adsorbed in the sample is taken from the peaks areas, having the system previously calibrated by dosing known volumes of pure nitrogen.

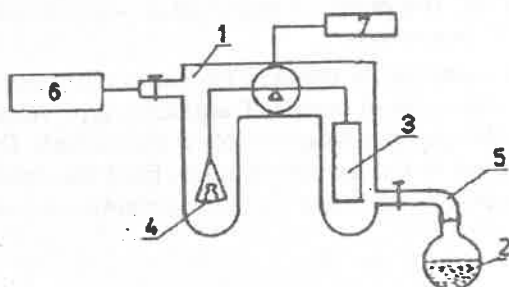
## 9. BADANIE KINETYKI ADSORPCJI PARY WODNEJ NA GLEBACH METODĄ MIKROWAGI PRÓŻNIOWEJ W CIENKICH WARSTWACH GLEBY

Istota metody polega na specyficznym przygotowaniu próbki glebowej w postaci cienkiej warstwy, co eliminuje efekty związane z objętościową dyfuzją pary wodnej w próbce i jej wpływem na kinetykę procesu [1].

Próbkę gleby zdyspergowanej za pomocą ultradźwięków o masie 0,025-0,250 g w zależności od wielkości powierzchni właściwej osadza się na szkiełku mikroskopowym o powierzchni  $10\text{ cm}^2$  i odparowuje nadmiar wody w temperaturze  $333\text{ K}$ .

Do pomiarów używa się mikrowagi umieszczonej w układzie próżniowym, wyposażonym w system zaopatrujący w parę wodną o określonej prężności. Schemat aparatury przedstawiono na rysunku 9.

Naniesioną na szkiełko mikroskopowe próbkę glebową umieszcza się na jednym z ramion mikrowagi i zgrubnie taruje. Następnie układ doprowadza się do ciśnienia ok.  $10^{-3}$  Pa za pomocą pompy próżniowej. Po odgazowaniu próbki i zamknięciu zaworu prowadzącego do pompy otwiera się zawór układu zaopatrującego w parę wodną i rejestruje zmiany masy próbki aż do momentu osiągnięcia równowagi. Jeżeli w układzie zaopatrującym w parę wodną umieści się roztwory wykazujące różne prężności pary, to zarejestruje się odpowiadające im krzywe dla różnych punktów izotermy adsorpcji. Krzywe kinetyki desorpcji można uzyskać odwracając tok procedury.



Rys. 9. Schemat aparatury używanej do oznaczeń: 1 - komora próżniowa; 2 - roztwór kwasu siarkowego lub nasycony roztwór soli; 3 - szkiełko mikroskopowe z naniesioną próbką; 4 - przeciwwaga; 5 - układ zaopatrujący w parę wodną; 6 - pompa próżniowa; 7 - rejestrator

Fig. 9. Scheme of measuring apparatus: 1 - vacuum chamber; 2 -  $H_2SO_4$  solution or saturated salt solution; 3 - slide; 4 - counterbalance; 5 - water vapour supplying system; 6 - vacuum pump; 7 - recorder

#### BIBLIOGRAFIA (REFERENCES)

1. Paterson E., Stawiński J.: The use of a vacuum microbalance in the investigation of the kinetics of water-vapour adsorption on soil components. *Pol. J. Soil Sci.* 1979, XII, 2, 105-111.

### 9. EXAMINING THE KINETICS OF WATER VAPOUR ADSORPTION IN SOILS BY USING THIN LAYER MICROBALANCE TECHNIQUE

The idea of the method is based on the specific preparation of the soil sample as a thin layer what diminishes effects connected to the diffusion

of water vapour in the bulk sample and its influence on the adsorption kinetics.

Ultrasonically dispergated soil sample of 0.025-0.250 g (according to the surface area) is spreaded as a water suspension on the 10 cm<sup>2</sup> surface of microscopic slide and the excess of water is evaporated at 333 K.

The measurements are performed using the microbalance mounted inside the vacuum chamber connected to the system supplying the chamber with water vapours of a given pressure. The scheme of the measuring equipment is presented in Figure 9.

Microscopic slide covered with the soil layer is putted upon the microbalance scale. The air is then removed from the chamber with a vacuum pump to about 10<sup>-3</sup> Pa. After switching off the pump and closing the vacuum valve the chamber is supplied with water vapour by opening the valve connected with the supplying system. The changes of the sample mass due to the water adsorption are registered automatically up to the moment when the equilibrium is obtained. If in the water vapour supplying system one has different saturated salt solutions having different water vapour pressures above, the appropriate kinetic curves may be obtained. Desorption kinetics can be investigated by reversing the procedure run.

## 10. OKREŚLANIE ODPORNOŚCI GLEB NA PROCESY REDUKCYJNE (t<sub>300</sub>)

W procesach przebiegających w przyrodzie, gdzie równocześnie ma miejsce kilka reakcji redoks, jak np. w glebach, potencjał oksydoredukcyjny (Eh) może być miarą zredukowania układu. Zakres zmian Eh wynosi od +700 mV dla gleb dobrze natlenionych do -400 mV w zredukowanych glebach zalanych wodą [4, 5]. Gdy wyczerpie się tlen, w środowisku glebowym następuje kolejno redukcja azotanów, tlenków manganu i żelaza, fosforanów i siarczanów. Wyrazem głębokiej redukcji jest pojawienie się siarczków i metanu. Każdej kolejnej reakcji redukcji odpowiada wartość potencjału oksydoredukcyjnego. Wartość 300 mV przyjęto umownie jako granicę między glebą utlenioną i zredukowaną, gdyż wg Mortimera [3, 5] odpowiada ona redukcji Fe<sup>+3</sup>. Jako miarę odporności gleb na procesy redukcyjne przyjęto czas, po którym następuje spadek Eh poniżej 300 mV. Wskaźnik t<sub>300</sub>, zaproponowany przez Glińskiego i Stępniewską [2] związa-

ny jest ściśle z sekwencją redukcji gleby i może informować o czasie dopuszczalnego przebywania danej gleby w warunkach niekorzystnego natlenienia [1]. Wskaźnik  $t_{300}$  wyznaczony w temp.  $20^{\circ}\text{C}$  dla mineralnych gleb Polski wynosi od kilku godzin do kilkunastu dni dla poziomów próchnicznych i ulega wydłużeniu w głębszych poziomach profili. Najmniejszą odporność na procesy redukcyjne wykazują gleby brunatne i płowe wytworzone z lessu, następnie czarne ziemie, gleby brunatne i płowe wytworzone z glin i pyłów oraz mady. Najbardziej odpornymi na procesy redoks są gleby brunatne i płowe wytworzone z piasków [6].

Zasada metody polega na wyznaczeniu wskaźnika  $t_{300}$  z otrzymanych doświadczalnie krzywych obniżenie Eh w czasie, przy zachowaniu stałej temperatury. Dla wykonania oznaczenia próbki gleby o masie 10 g należy zalać wodą w ilości 1 : 2,5 w zlewkach szklanych o pojemności  $50\text{ cm}^3$ . Po upływie 3 godz. oraz codziennie od 1 do 20 dnia przeprowadzać pomiary Eh wprowadzając elektrody: platynową i kalomelową do osadu /rys. 10/. Każdorazowe pomiary wykonać w 3 powtórzeniach. Inkubację gleb zalanych wodą prowadzić w szafie termostatowanej w temp.  $20 \pm 2^{\circ}\text{C}$  w atmosferze wysyczonej parą wodną, aby zapobiec odparowaniu próbek. Wykreślić przebieg Eh w czasie. Czas (w dobach) odpowiadający obniżeniu potencjału oksydoredukcyjnego do 300 mV dla poszczególnych gleb /rys. 11/ wyznacza wielkość  $t_{300}$ .

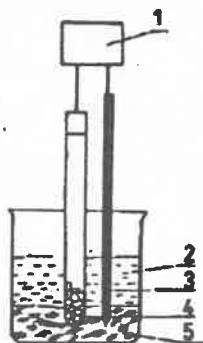
Należy pamiętać, że odczytane wartości potencjału względem NEK (nasyconej elektrody kalomelowej) przelicza się na wartość Eh według wzoru:

$$Eh = E_{NEK} + 247\text{ mV} \quad (6)$$

gdzie: 247 mV - potencjał elektrody kalomelowej względem elektrody wodorowej w temp.  $20^{\circ}\text{C}$ .

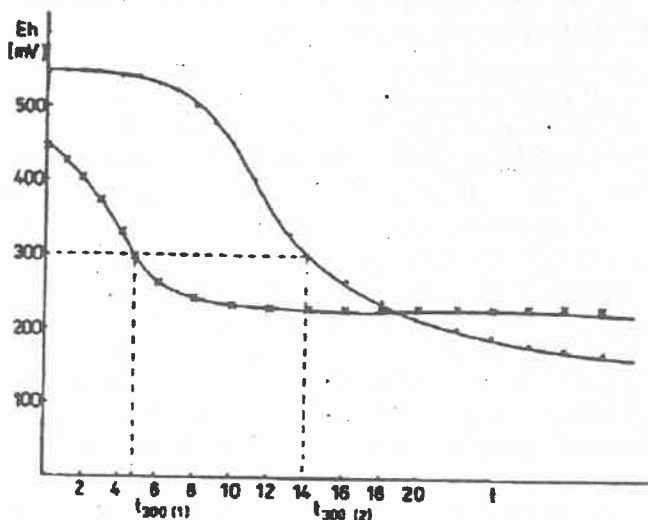
Dla pewności, że użyte elektrody platynowe wskazują prawidłowe wartości, przed użyciem należy określić ich wskazania we wzorcowym buforze Michaelisa [7] o  $Eh = 406\text{ mV}$  w temp.  $20^{\circ}\text{C}$  i składzie:  $\text{K}_3\text{Fe}(\text{CN})_6$  - 0,001 M,  $\text{K}_4\text{Fe}(\text{CN})_6$  - 0,001 M, KCl - 0,002 M.

Przedstawiony tu opis metody wyznaczania  $t_{300}$  oparto na opracowaniu Stępniewskiej [6].



Rys. 10. Zestaw do oznaczeń Eh: 1 - pH-metr; 2 - roztwór glebowy; 3 - elektroda platynowa; 4 - elektroda kalomelowa; 5 - zawiesina glebowa

Fig. 10. Experimental setup for Eh determining: 1 - pH-meter; 2 - soil solution; 3 - platinum electrode; 4 - calomel electrode; 5 - soil suspension



Rys. 11. Wyznaczanie  $t_{300}$  (4,5 i 14 dni) z uzyskanych doświadczalnie krzywych spadku Eh w czasie dla dwóch gleb przykładowych

Fig. 11. Estimation of resistance to reduction ( $t_{300}$ ) from curves of changes of Eh values in time for two different soils of  $t_{300}$  4.5 and 14 days, respectively

#### BIBLIOGRAFIA (REFERENCES)

1. Gliński J., Ostrowski J., Stępniewska Z.: The relation between drainage requirements of mineral soils and their oxygenation indicators. Pol. J. Soil Sci. 1984, XVII, 1-2, 1-8.
2. Gliński J., Stępniewska Z.: An evaluation of soil resistance to reduction processes. Pol. J. Soil Sci. 1986, XIX, 1-2, 15-19.

3. Hesse P.R.: A textbook of soil chemical analysis. John Murray Publ. Ltd., London 1971.
4. Patrick W.H., Williams B.G., Moraghan J.T.: A simple system for controlling redox potential and pH in soil suspensions. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 1973, 37, 331-332.
5. Ponnamperna F.N.: The chemistry of submerged soils. Adv. in Agronom. 1972, 24, 29-96.
6. Stępniewska Z.: Właściwości oksydoredukcyjne gleb mineralnych Polski. Problemy Agrofizyki 1988, 56.
7. Ślesak E.: Influence of reducing and oxidating compounds on iron accumulation and chlorophyll content in oat leaves. Acta Soc. Bot. Polon. 1975, 44, 349-360.

## 10. ESTIMATION OF RESISTANCE TO REDUCTION ( $t_{300}$ ) OF MINERAL SOILS

In the processes taking place in nature, where simultaneously several redox processes are involved, as e.g. in soils, the redox potential (Eh) can be a measure of the reduction degree of the system.

The values of Eh range from +700 mV for oxygenated soils to -400 mV for extremely reduced flooded soils. After exhaustion of oxygen in the soil subsequent reduction of nitrates, manganese oxides, iron oxides, phosphates and sulphates takes place. Appearance of sulphides and methane is a symptom of a very advanced reduction. The reduction of each of these compounds is characterized by a certain redox potential value. The value of 300 mV was assumed as a border between oxidized and reduced soil. This value according to Mortimer [3, 5] corresponds to reduction of  $\text{Fe}^{3+}$  what was confirmed experimentally on wide soil material [6]. As a parameter characterizing soil reduction to redox processes a period of time needed to lower the redox potential of a soil under flood conditions was adopted. This indicator proposed by Gliński and Stępniewska [2] is related to the sequence of the reduction in the soil. It gives an information about the maximum acceptable period of soil saturation. This indicator denoted as  $t_{300}$  measured at temperature of 20°C ranges for humus horizons of Polish soils from several hours to 18 days and increases with the depth in the soil profile. Lowest resistance to reduction processes is characteristic to brown and leached soils developed from loess, then to black earths, to brown and leached soils developed from loams, and silts and to alluvial soils. Brown and leached soils developed from sands are the most resistant to reduction processes [6].

The principle of the method consists in the determination the  $t_{300}$  indicator from experimentally obtained curves presenting Eh changes in

time. For the determination 10 g soil sample is mixed with 25 cm<sup>3</sup> of water in 50 cm<sup>3</sup> beakers, and incubated at 20 ± 2°C. The measurements of redox potential are performed after 3 hours, and then daily during 20 days of incubation by introducing platinum (0.5 x 4 mm) and saturated calomel electrodes to the soil sediment /Fig. 10/. The measurements should be triplicated. The incubation should be performed in a thermostated chamber in a humid atmosphere in order to prevent from evaporation of water. Make a plot of Eh versus time. The time period corresponding to the Eh value 300 mV is the determined parameter  $t_{300}$  /Fig. 11/.

It should be kept in mind that the readings should be referred to the standard hydrogen electrode by adding the potential of the reference electrode:

$$E_h = E_{SCE} + 247 \text{ mV} \quad (6)$$

where:  $E_h$  - redox potential with respect to standard hydrogen electrode

$E_{SCE}$  - reading with respect to saturated calomel electrode

247 mV - potential of saturated calomel electrode with respect to standard hydrogen electrode at 20°C.

To be sure that the readings are correct, the Pt electrodes should be tested in Michaelis buffer solution [7] - the composition 0.001 M K<sub>3</sub>Fe(CN)<sub>6</sub>; 0.001 M K<sub>4</sub>Fe(CN)<sub>6</sub>; 0.002 M KCl of  $E_h = 406 \text{ mV}$  at 20°C.

The above procedure is based on the paper of Stępniewska [6].

## 11. WYZNACZANIE POJEMNOŚCI REDOKS GLEB ( $R_c$ )

Pojemność redoks gleb -  $R_c$  (me/kg) dotyczy zarówno pojemności potencjalnej, odpowiadającej całkowitej zawartości form utlenionych obecnych w danej glebie możliwych do zredukowania, jak i pojemności aktualnej, jaką wykazuje gleba w danych warunkach wilgotności i temperatury. Określenie pojemności całkowitej na drodze chemicznej wiąże się z zastosowaniem drastycznych substancji redukujących i niskiego pH, co daleko odbiega od warunków panujących w stanie naturalnym w glebie, daje jednak możliwość szybkiego i standardowego wyznaczenia sumy obecnych utleniaczy [6].

Czynnik pojemności różnych układów redoks różnicuje gleby między sobą. W zasadzie ilość tlenu w glebie, która uległa okresowemu zalaniu, jest bardzo mała. Składa się ona z tlenu zawartego w porach powietrznych oraz rozpuszczonego w wodzie uzupełniającej pory, wynosi ona ok. 10 mg  $O_2$ /kg i wystarcza na podtrzymanie życia mikroorganizmów w ciągu kilku godzin [1].

Ilość obecnych w glebie azotanów silnie zależy od nawożenia mineralnego, wynosi na ogół kilka do kilkudziesięciu mg/kg. W warunkach niedotlenienia rozkład azotanów następuje w poziomach próchnicznych w ciągu pierwszych kilku dni [2].

Najdłużej procesy redukcji podtrzymywane są przez związki żelaza, których zawartość dochodzi do kilku procent [4]. To buforujące działanie tlenków żelaza zachodzi w zakresie +300 - +100 mV. Poniżej tej wartości Eh kończy się zakres działania fakultatywnych anaerobów, a rozpoczynają działalność anaeroby właściwe, prowadząc redukcję siarczanów i  $CO_2$  do siarczków i metanu.

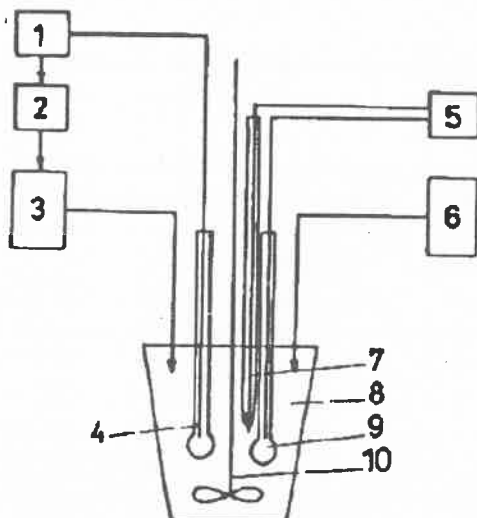
Zasada metody polega na oznaczeniu sumy utleniaczy drogą miareczkowania potencjometrycznego reduktantem przy stałym pH.

Próbkę gleby o masie 5 g umieścić w naczynku stożkowym z polietylenu, dodać 12,5 ml wody i umieścić na stolichku titratora /rys. 12/. Po włączeniu mieszadła mechanicznego odczekać dla ustalenia się wartości Eh i pH, które należy zaznaczyć jako wartości wyjściowe  $Eh_0$  i  $pH_0$ . Następnie doprowadzić zawiesinę glebową do pH 3, dozując 0,01 M HCl z biurety (zadaną wartość pH przyrząd kontroluje automatycznie). Gdy warunki reakcji zostaną osiągnięte, włączyć biuretę dozującą 0,01 M KJ, aż do ustalenia się wartości Eh. Pojemność redoks gleb ( $R_c$ ) wyliczyć według wzoru:

$$R_c \text{ (me/kg)} = 200 \text{ miano KJ } V \quad (7)$$

gdzie: V - ilość zużytego KJ (w  $cm^3$ ).

Dla gleb mineralnych Polski wartość  $R_c$  przy pH 3 wynosi od 10 do 200 me/kg [3, 5]. Niniejsza metoda została opracowana przez Stępniewską [5]



Rys. 12. Schemat zastosowanej aparatury do oznaczeń potencjometrycznych pojemności redoks gleb: 1 - pH-metr; 2 - pH-stat; 3 - automatyczna biureta z HCl lub NaOH; 4 - elektroda kombinowana do pH; 5 - miernik Eh; 6 - automatyczna biureta; 7 - elektroda platynowa; 8 - zawiesina glebowa; 9 - elektroda kalomelowa; 10 - mieszadło

Fig. 12. Set up for determination of redox capacity of soil by potentiometric method: 1 - pH-meter; 2 - pH-stat; 3 - automatic burette with HCl or NaOH; 4 - pH-combine electrode for pH; 5 - Eh-meter; 6 - automatic burette; 7 - platinum electrode; 8 - soil suspension; 9 - calomel electrode; 10 - stirrer

#### BIBLIOGRAFIA (REFERENCES)

- Engler R.M., Anite D.A., Patrick W.H.: Effect of dissolved oxygen on redox potential and nitrate removal in flooded swamp and marsh soils. *J. Environ. Qual.* 1976, 5 (3), 230-235.
- Focht D.D.: Microbial kinetics of nitrogen losses in flooded soils. *Nitrogen and Rice. Int. Rice Research Inst. Los Banos, Laguna, Philippines* 1979, 119-111134.
- Gliński J., Stępniewska Z.: En evaluation of soil resistance to reduction processes. *Pol. J. Soil Sci.* 1986, XIX, 1-2, 15-19.
- Ponnamperuma F.N., Tianco E.M., Loy T.: Redox equilibria in flooded soils. I. The iron hydroxide systems. *Soil Sci.* 1968, 108 (1), 48-57.
- Stępniewska Z.: Właściwości oksydoredukcyjne gleb mineralnych Polski. *Problemy Agrofizyki* 1988, 56.
- Yu Tian Ren: Physicochemical equilibria of redox systems in paddy soils. *Soil Sci.* 1983, 135 (1), 26-30.

### 11. DETERMINATION OF SOIL REDOX CAPACITY ( $R_c$ )

Soil redox capacity -  $R_c$  (me/kg) refers both to potential capacity, related to the total content of oxidized inorganic compounds present in the soil and subject to potential reduction, as well as to current capacity exhibited by the soil under determined moisture and temperature conditions. Determination of the total capacity by chemical methods is connected with application of strongly reducing substances at low pH, what

is far from the natural soil conditions. However, this method gives a possibility of a quick and standardized estimation of the sum of oxidants present [6].

The capacity factor of different redox systems differentiates the soils one from another. The content of oxygen in soil pores filled with air and dissolved in water is about 10 mg O<sub>2</sub>/kg and is sufficient to sustain activity of aerobic microorganisms during several hours [1].

The amount of nitrates in soil strongly depends on mineral fertilization and, in general, does not exceed several tens mg/kg. Under conditions of oxygen deficiency reduction of nitrates occurs during first several days [2].

Reducible manganese compounds and reducible iron compounds, mainly oxides and hydroxides, are present in much higher concentrations in soils there are oxygen or nitrate and obviously have a much greater capacity to accept electrons. Ferric oxides, constituting sometimes several per cent of the soil, are involved in redox processes for the longest time [4]. Their redox buffering takes place within the Eh range +300 to +100 mV. Below 100 mV the activity of facultative anaerobes is finished and typical anaerobes begin to act causing reduction of sulphates and CO<sub>2</sub> to sulphites and methane.

The principle of the method consists in the determination of the sum of oxidants by potentiometric titration with reducing agent at constant pH.

Soil sample (5 g) is placed in a polyethylene beaker, 12.5 cm<sup>3</sup> of water is added to it and the beaker is placed on the table of the titrator /Fig. 12/. After switching on the mechanical stirrer wait for equilibration of Eh and pH values, which are denoted as initial values Eh<sub>0</sub> and pH<sub>0</sub>. Then the suspension is titrated automatically with 0.01 M HCl to pH 3. After having reached this value a burette with 0.01 M KJ is switched on and potentiometric titration is performed until stabilisation of Eh. Redox capacity of the sample is calculated as follows:

$$R_c \text{ (me/kg)} = 200 C V \quad (7)$$

where: V - volume of KJ solution (cm<sup>3</sup>)

C - molarity of KJ.

For mineral soils of Poland the value of R<sub>c</sub> at pH 3 is within the range 10 to 200 me/kg [3, 5] and is linearly correlated with pH, CEC, size-frictin < 0.02 mm. This method has been elaborated by Stępniewska [5].

## 12. OZNACZENIE SKŁADU GRANULOMETRYCZNEGO GLEBY PRZY UŻYCIU WAGI SEDYMENTACYJNEJ

Zastosowanie analizy sedymentacyjnej do określenia rozkładu wielkości ziaren zawiesiny jest możliwe, jeżeli: dla badanego układu stosuje się prawo Stokesa, gęstość fazy stałej nie zależy od stopnia dyspersji (bądź znana jest zależność tych wielkości między sobą), badana zawiesina nie jest zagregowana.

Przy użyciu wagi sedymentacyjnej krzywe rozkładu wielkości ziaren określa się na podstawie wyznaczonych krzywych zależności szybkości sedymentacji od czasu, a szybkość sedymentacji - przez pomiar przyrostu masy osadu na szalce wagi sedymentacyjnej w czasie.

Przed przystąpieniem do analizy określa się ciężar właściwy gleby oraz gęstość i lepkość cieczy, w której przeprowadzane jest oznaczenie.

Schemat wagi sedymentacyjnej przedstawiony jest na rysunku 13.

Próbkę zdyspergowanej gleby o masie około 0,5 g umieszcza się w termostatowanym cylindrze (1), napelnionym cieczą stanowiącą ośrodek sedymentacji. Poprzez kilkakrotne uniesienie i opuszczenie szalki wagi (2), umieszczonej w cylindrze, doprowadza się próbkę i ciecz do postaci jednorodnej zawiesiny. Następnie szalkę zawiesza się na ramieniu wagi (3) w taki sposób, aby nie dotykała ona ścianek cylindra oraz rejestruje się automatycznie przyrost masy na szalce w czasie za pomocą samopisu (4). Przyrosty masy na szalce są kompensowane w sposób automatyczny tak, iż położenie szalki jest podczas całego procesu praktycznie takie samo, co nie zakłóca sedymentacji cząstek.

Na podstawie otrzymanej krzywej szybkości sedymentacji w czasie określa się, zwykle metodą graficzną, funkcję rozkładu cząstek według ich promienia [1].

### BIBLIOGRAFIA (REFERENCES)

1. Grigorow O.N. i inni: Rukowodstvo k praktičeskim rabotam po kolloidnoj chimii. "Chimia", Moskwa-Leningrad 1964, 13-24.

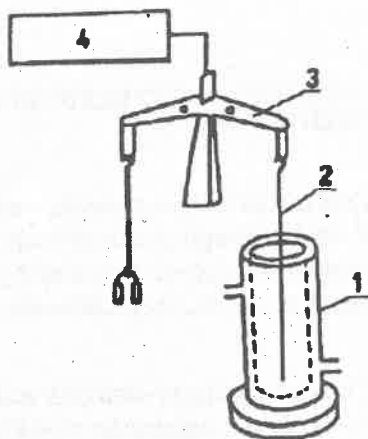


Рис. 13. Схемат ваги седиментacyjnej:  
1 - termostatowany cylinder; 2 - szalka  
wagi; 3 - ramię wagi; 4 - rejestrator

Fig. 13. Scheme of sedimentation balance:  
1 - thermostated cylinder; 2 - scale;  
3 - arm; 4 - recorder

## 12. DETERMINATION OF THE GRANULOMETRIC COMPOSITION WITH SEDIMENTATION BALANCE

The determination of particle size distribution by means of sedimentation analyse can be performed when the following conditions are satisfied: for the investigated system the Stokes law is applicable, the density of the solid phase does not depend on the degree of its dispersion (or the dependence is known) and the investigated system is not aggregated.

The sedimentation balance serves to the determination of the curve of sedimentation, i.e. the mass of the deposited sediment dependence against the time of sedimentation.

Previous determinations of the density of soil solid phase and of the viscosity of the sedimentation medium are necessary.

The scheme of the sedimentation balance is presented in Fig. 13.

Dispersed soil sample is placed in thermostated cylinder (1) filled with the sedimentation medium (usually water). The sample and the sedimentation liquid are homogenized by several up and down turns of the balance scale (2) placed in the cylinder. The scale is then connected to the balance arm in such manner that no contact of the scale with cylinder wall occur and the mass deposited on the scale in time is registered by the recorder (4). The position of the scale is automatically compensated on that same level so the sedimentation process is not disturbed.

The sedimentation curve obtained in such way is used to the determination of the particle size distribution function, usually with graphical method [1].

### 13. OZNACZANIE POROWATOŚCI GLEB PRZY POMOCY POROZYMETRU RTĘCIOWEGO

Jedną z podstawowych cech fizycznych gleb jest porowatość, określana jako względna objętość porów. W agrofizyce oprócz porowatości całkowitej rozumianej jako suma wszystkich przestworów wypełnionych w warunkach naturalnych wodą lub powietrzem oznacza się też rozkład wielkości porów względem ich promienia, porowatość różniczkową.

Pośród wielu metod oznaczania porowatości gleby [2] metoda porozymetrii rtęciowej wyróżnia się wieloma zaletami, przede wszystkim szybkością wykonywania analizy oraz szerokim zakresem stosowanych ciśnień, a w związku z tym możliwością określenia porów w szerokim zakresie wielkości [1, 2, 3].

Za pomocą porozymetru rtęciowego mierzy się promień porów, wykorzystując zachowanie się niezwilżających cieczy w kapilarach. Dla cylindrycznego kształtu porów zależność pomiędzy zewnętrznym ciśnieniem i minimalnym promieniem wypełnianych porów jest następujący:

$$P = \frac{2\sigma \cos\theta}{r} \quad (8)$$

gdzie:  $P$  - ciśnienie zewnętrzne (Pa),

$r$  - promień porów (m),

$\delta$  - napięcie powierzchniowe rtęci ( $480 \cdot 10^{-3} \text{ N m}^{-1}$ ),

$\theta$  - kąt kontaktu ( $141,3^\circ$ ).

Uwzględniając wartości napięcia powierzchniowego i kąta kontaktu otrzymujemy:

$$r = \frac{75 \cdot 10^{-4}}{P} \quad (9)$$

W Instytucie Agrofizyki PAN wykorzystuje się porozymetr rtęciowy firmy "Carlo Erba" do badania porowatości próbek glebowych (w stanie naru-

szonym i nienaruszonym), jak też i innych materiałów rolniczych. Aparat ten daje możliwość stosowania ciśnień w dwóch zakresach - od  $10^2$  do  $15 \cdot 10^3$  kPa i od  $10^2$  do  $15 \cdot 10^4$  kPa. Objętość rtęci wprowadzonej przy danym ciśnieniu odpowiada całkowitej objętości porów, których promienie są większe od ekwiwalentnego promienia odpowiadającego temu ciśnieniu. Najmniejsze promienie, których objętości można oznaczyć w ten sposób, nie przekraczają 50Å.

Zasadniczą część układu pomiarowego stanowi dylatometr - naczynie szklane z zatopionym prętem metalowym w dolnej części, zamykane wykalinowaną kapilarą. W dylatometrze umieszcza się badaną próbkę gleby o masie 0,5-2,0 g /rys. 14/.

Po wypełnieniu dylatometru rtęcią i odgazowaniu pod ciśnieniem 10 Pa wprowadza się go do układu pomiarowego aparatu, zwanego autoklawem. Pod wpływem wzrastającego ciśnienia panującego w układzie pomiarowym rtęć wypełnia pory gleby stopniowo od największych do najmniejszych i w wyniku tego obniża się poziom rtęci w kapilarze dylatometru. Ciągłe zmiany położenia menisku rtęci w kapilarze są rejestrowane dzięki układowi elektrycznemu aparatu.

Kapilara dylatometru ma stały przekrój, tak więc liniowym zmianom położenia słupka rtęci odpowiada objętość porów o określonych wymiarach wypełnionych przy danym ciśnieniu zewnętrznym.

Podstawowym wynikiem otrzymanym z takiej analizy jest wykres objętości porów w zależności od ciśnienia, a więc od wielkości promieni porów /rys. 15a/. Krzywa całkowita rozkładu wielkości porów pozwala określić objętość porów mniejszych od danego promienia  $r_x$ . Otrzymane wyniki można też wykorzystać do oznaczenia powierzchni właściwej badanego materiału glebowego z przybliżeniem, które wynika z założenia cylindrycznego kształtu porów.

Z krzywej całkowitej rozkładu wielkości porów /rys. 15a/ wyznaczamy dla małych przedziałów wielkości porów  $<r_{i-1}, r_{i+1}>$  odpowiadające im przyrosty objętości  $\Delta V_i$  i obliczamy wartości promienia średniego  $r_i$ . Powierzchnię boczną walca (a więc ścian stanowiących pory) o promieniu podstawy  $r_i$  i objętości  $\Delta V_i$  można wyznaczyć ze wzoru:

$$\Delta S_i = \frac{2\Delta V_i}{r_i} \quad (10)$$

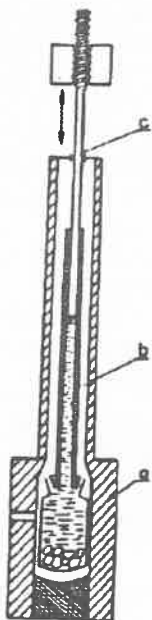
Podobnie wyznaczamy przyrosty powierzchni dla  $n$  przedziałów dla  $r_n$  promieni. Suma wszystkich przyrostów powierzchni daje całkowitą powierzchnię porów:

$$S = \sum_{i=1}^n \Delta S_i = \frac{2\Delta V_1}{r_1} + \frac{2\Delta V_2}{r_2} + \dots + \frac{2\Delta V_n}{r_n} \quad (11)$$

Wartość powierzchni właściwej otrzymujemy natychmiast dzieląc powierzchnię  $S$  przez masę próbki.

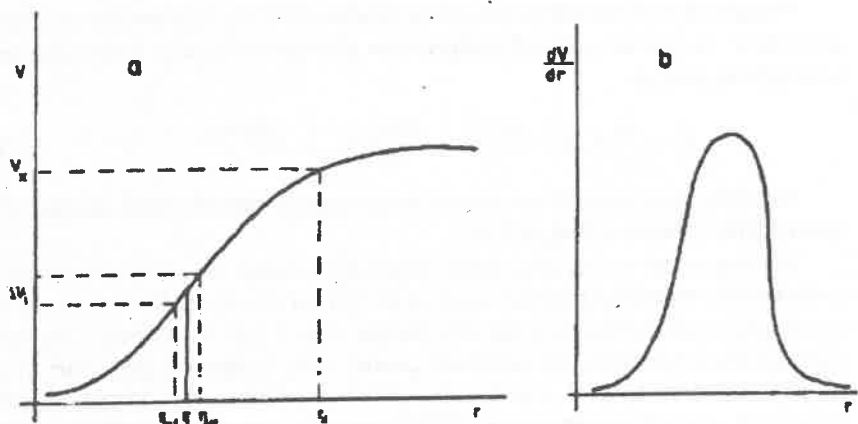
Wyznaczone wyżej przyrosty objętości porów dla poszczególnych przedziałów wartości promieni mogą służyć też do wykreślenia krzywych różniczkowych rozkładu objętości porów /rys. 15b/. Rzetelność krzywej różniczkowej rozkładu, jak i wielkość powierzchni właściwej, jest uzależniona od wielkości i ilości przedziałów promieni. Dobrą dokładność może zapewnić analiza numeryczna. Z 20 kolejnych powtórzeń pełnej analizy porozymetrycznej w maksymalnym przedziale wielkości promieni otrzymano średnie odchylenie standardowe 4,4 %, a maksymalny błąd względny nie przekraczał 8 %.

Ze względu na dużą powtarzalność uzyskanych wyników można właściwy test ograniczyć do jednego pomiaru, co znacznie skraca czas analizy.



Rys. 14. Schemat układu pomiarowego: a - autoklaw; b - dylatometr z badaną próbką i rtęcią; c - pręt czujnika elektrycznego

Fig. 14. Scheme of measuring system: a - autoclave; b - dilatometer; c - rod gauge



Rys. 15. Krzywe rozkładu wielkości porów: a - całkowa ( $V_x$  - objętość wszystkich porów o promieniach mniejszych od  $r_x$ ); b - różniczkowa

Fig. 15. Pore size distribution curves: a - integral curve ( $V_x$  - total volume of radii lower than  $r_x$ ); b - differential curve

#### BIBLIOGRAFIA (REFERENCES)

1. Konstankiewicz K.: Wpływ rozkładu porów na potencjał wody w glebach poddanych odkształceniom. Praca doktorska, Zakład Agrofizyki PAN, Lublin 1976.
2. Konstankiewicz K.: Porowatość gleby - definicje i metody oznaczania. Problemy Agrofizyki 1985, 47.
3. Konstankiewicz K., Stawiński J.: The use of the mercury porosimeter for studies of some soil properties. Pol. J. Soil Sci. 1976, IX, 1, 3-10.

### 13. ESTIMATION OF SOIL POROSITY BY MEANS OF MERCURY POROSIMETER

Porosity is one of the main physical features of the soil. It is estimated as a relative volume of pores. Beside the total porosity that is the sum of all the pores filled in natural conditions either by water or by air, the distribution of the pore sizes in relation to their radius, i.e. differential porosity is the subject of interest of agrophysics.

Among many methods of determining porosity of the soil [2], the method of mercury porosimetry may be regarded as especially useful as it is quick, enables the use of wide range of pressures, and that in turn enables determination of pores in the wide range of their dimensions [1, 2, 3].

The pore radius is measured by means of the mercury porosimeter that uses the idea of the behaviour of repellent liquids in capillars. The relation between the outer pressure and the minimum radius that are being filled may be described by the equation (8) if we assume cylindrical shape of these pores:

$$P = \frac{2 \sigma \cos \theta}{r} \quad (8)$$

where:  $P$  - the outer pressure (Pa)

$r$  - pore radius (m)

$\sigma$  - mercury surface tension ( $480 \cdot 10^{-3} \text{ N m}^{-1}$ )

$\theta$  - the angle of contact ( $141.3^\circ$ ).

Taking into consideration the value of the surface tension and the angle of contact we arrive at:

$$r = \frac{75 \cdot 10^{-4}}{P} \quad (9)$$

In the Institute of Agrophysics PAN the mercury porosimeter produced by "Carlo Erba" is used for studying the porosity of soil samples (disturbed and undisturbed) as well as other agricultural samples.

The apparatus uses two ranges of pressures, i.e. from  $10^2$  to  $15 \cdot 10^3$  kPa, and from  $10^2$  to  $15 \cdot 10^4$  kPa. The volume of mercury introduced at a given pressure is equal to the total volume of pores the radius that may be estimated in this way does not exceed  $50 \text{ \AA}$ .

The main part of the apparatus is a dilatometer, a glass container with a metal rod submerged in its bottom. The container is closed by means of a calibrated capillary. A soil sample of 0.5-2.0 g is placed in the dilatometer /Fig. 14/.

After dilatometer had been filled with mercury and degassed under the pressure of 10 Pa, it was introduced into the measuring system called autoclave. Under the influence of the pressure in the measuring system mercury filled all the soil pores gradually from the biggest to the smallest ones. The electrical circuit of the measuring apparatus records all the changes of the mercury position in the capillary.

The capillary of the dilatometer has a constant diameter, that means the linear changes of the mercury thread are related to the volume of pores with fixed size filled at a given level of outer pressure.

The result of the analysis described above is the graph of the volume of pores in relation to pressure, i.e. to the pore radius /Fig. 15a/. The differential curve of the distribution of pore sizes allows for the determination of the volume of pores that have the radius lower than the given radius  $r_x$ . The results may be also used for the estimation of the specific soil surface with the approximation resulting from the assumption as to the cylindrical shape of pores.

From the differential curve of the distribution of pore sizes /Fig. 15a/ the increase of volume  $\Delta V_i$  is determined for the small pore sizes from the interval  $< r_{i-1}, r_{i+1} >$ , and the medium value of the radius  $r_i$  may be calculated. The lateral surface of the cylinder (the surface of the pores) with the base radius  $r_i$  and the volume  $\Delta V_i$  may be calculated from the equation:

$$\Delta S_i = \frac{2\Delta V_i}{r_i} \quad (10)$$

Similarly, the increase of the surface for  $n$  intervals of  $r_n$  radii may be calculated. The sum of all the increases of the surface is the total pore surface:

$$S = \sum_{i=1}^n \Delta S_i = \frac{2\Delta V_1}{r_1} + \frac{2\Delta V_2}{r_2} + \dots + \frac{2\Delta V_n}{r_n} \quad (11)$$

The specific surface may be calculated by dividing the surface  $S$  by the sample weight.

The pore volume increases estimated above for the individual intervals of the values of radii can be also used for the determination of the differential curves of the pore size distribution /Fig. 15b/. The reliability of the differential curve of the distribution as well as the curve of the specific surface depends on the size and number of the intervals taken into consideration. A numerical analysis should render especially good results. A medium standard deviation of 4.4 % and the maximum relative error not exceeding 8 % was observed in 20 consecutive repetitions of the full porosimetric analysis in the maximum interval of radius size.

Because of the high repeatability of these results the test may be limited to one measurement only which makes the whole analysis considerably shorter.

#### 14. APARATURA DO POMIARU WSPÓŁCZYNNIKA PRZEWODNICTWA TEMPERATUROWEGO GLEBY W WARUNKACH LABORATORYJNYCH

Opisana tutaj aparatura do pomiaru współczynnika przewodnictwa temperaturowego gleby została skonstruowana według zasad określonych w teorii opisującej proces tzw. uporządkowanej wymiany ciepła [1]. Uporządkowana wymiana ciepła występuje podczas ogrzewania lub ochładzania ciała w ośrodku o stałej temperaturze, kiedy wymiana ciepła na granicy ciała jest nieskończenie duża. Dokładny opis wspomnianej teorii znajduje się w pracach Kondratiewa [2, 3, 4, 5]. Zasadę pomiaru współczynnika przewodnictwa temperaturowego w oparciu o wspomnianą teorię pokrótce można przedstawić następująco. Podczas ogrzewania lub ochładzania ciała wymiana ciepła pomiędzy nim a jego otoczeniem jest wtedy uporządkowana, kiedy tempo wyrównywania temperatury m wszystkich punktów tego ciała z temperaturą otoczenia jest jednakowa i niezmienna w czasie, tzn.:

$$m = \frac{d \ln \Delta T}{dt} = \text{const} \quad (12)$$

gdzie  $\Delta T$  jest różnicą temperatur rozpatrywanego punktu ochładzanego (ogrzewanego) ciała i jego otoczenia.

W warunkach uporządkowanej wymiany ciepła tempo wyrównywania temperatury m i współczynnik przewodnictwa temperaturowego k związane są ze sobą w następujący sposób:

$$k = B \cdot m \quad (13)$$

gdzie B jest współczynnikiem zależnym jedynie od kształtu i wymiaru ciała. Współczynnik ten dla ciała o kształcie cylindrycznym może być wyliczony z następującego wzoru:

$$B = \frac{1}{\left(\frac{2.4}{r}\right)^2 + \frac{\pi}{h}} \quad (14)$$

gdzie r i h oznaczają odpowiednio promień i wysokość badanego ciała.

Określenie tempa wyrównywania temperatury ułatwia fakt, iż zmiany temperatury rozpatrywanego punktu badanego ciała w czasie wykreślone w układzie półlogarytmicznym mają postać linii prostej. Tempo wyrównywania temperatury może być wówczas wyliczone jako tangens kąta kierunkowego tej prostej:

$$m = \operatorname{tg} \alpha = \frac{\Delta \ln \Delta T}{\Delta t} \quad (15)$$

Pomiary współczynnika przewodnictwa temperaturowego są przeprowadzane na próbkach umieszczonych w urządzeniach zwanych a-kalorymetrami podczas ich ogrzewania lub ochładzania w intensywnie mieszanym ośrodku ciekłym najczęściej wodnym.

Schemat stosowanej aparatury pomiarowej przedstawiono na rysunku 16, a na rysunku 17 budowę a-kalorymetru. A-kalorymetr jest wykonany z mosiądzu w postaci cienkościennej (1 mm) cylindra (1) o wymiarach  $r = 25 \text{ mm}$  i  $h = 50 \text{ mm}$ . Po umieszczeniu wewnątrz cylindra próbki glebowej (2) jest on zamykany mosiężnymi pokrywkami (3). W górnej pokrywie znajduje się otwór, przez który wprowadzany jest do środka czujnik temperatury (4). Aby uniemożliwić zawilgocenie próbki w trakcie pomiaru stosuje się uszczelki gumowe (5). A-kalorymetr umieszczony jest w specjalnej konstrukcji (6) umożliwiającej zawieszenie go w termostacie wodnym, a równocześnie nie ograniczającej wymiany ciepła.

Pomiary wykonywane są w następujący sposób. A-kalorymetr wraz z próbką glebową ogrzewany jest w termostacie na poziomie  $30,0 \pm 0,5^\circ\text{C}$  /rys. 16/. Ogrzany a-kalorymetr jest przenoszony do drugiego termostatu wodnego, gdzie woda jest intensywnie mieszana, a jej temperatura utrzymuje się na poziomie  $20,0 \pm 0,5^\circ\text{C}$ . Rejestrowana jest zmiana temperatury próbki glebowej podczas jej ochładzania. Do pomiaru temperatury służy termopara miedź-konstantan, przy czym jedno z termoelementów umieszczone jest w środku próbki, a drugie znajduje się w wodzie chłodniejszego termostatu. Zmiany siły termoelektrycznej rejestrowane są za pomocą kompensatora logarytmującego. W wyniku eksperymentu uzyskuje się wykres w postaci pokazanej na rysunku 18. Tangens kąta wyliczony dla prostoliniowej części wykresu po pomnożeniu przez współczynnik kształtu próbki daje - zgodnie z wzorami (12-15) - wartość współczynnika przewodnictwa temperaturowego badanej próbki.

Opisana tutaj aparatura umożliwia określenie współczynnika przewodnictwa temperaturowego próbek glebowych o różnym zagęszczeniu i uwilgotnieniu. Zaletą konstrukcji a-kalorymetru jest również możliwość przeprowadzenia pomiarów na próbkach o nienaruszonej strukturze pobranych do standardowych cylindrów glebowych.

Tytułem przykładu w tabeli 1 przedstawiono wyniki pomiarów współczynnika przewodnictwa temperaturowego uzyskane w serii oznaczeń dla gleby mineralnej o gęstości  $0,85 \text{ g cm}^{-3}$  w stanie powietrznie-suchym, kiedy współczynnik kształtu badanych próbek wynosił  $0,76 \text{ cm}^2$ .

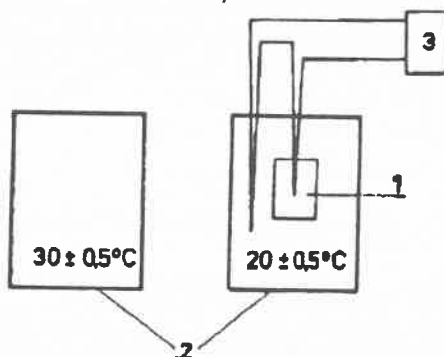
Tabela 1. Wartości współczynnika przewodnictwa temperaturowego gleby mineralnej w stanie powietrznie suchym

Table 1. Temperature conductivity coefficient value for air-dry soil

| Lp.                                              | 1    | 2    | 3    | 4    | 5    | 6    | 7    | 8    | k    |
|--------------------------------------------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| $k \cdot 10^7$<br>[ $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$ ] | 1.85 | 1.89 | 1.90 | 1.91 | 1.94 | 1.95 | 1.97 | 2.01 | 1.93 |

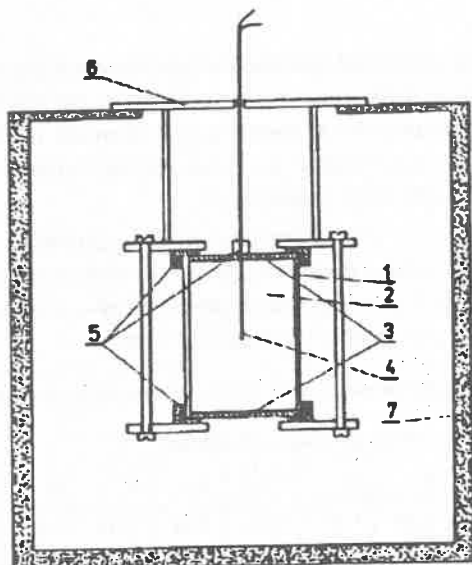
#### BIBLIOGRAFIA (REFERENCES)

1. Sikora E., Kossowski J., Malicki M.: Mesures calorimetriques du coefficient de conductivite de temperature du solen laboratoire. Zesz. Prob. Post. Nauk Roln. 1986, 312, 361-368.
2. Kondratiew G. M.: Испытание на теплопроводност по методом регулярного режима. Стандаргиздат, Moskwa 1936.
3. Kondratiew G. M.: Приборы для скоростного опriedеления тепловых свойств материалов. Gosstrojzdat, Moskwa 1949.



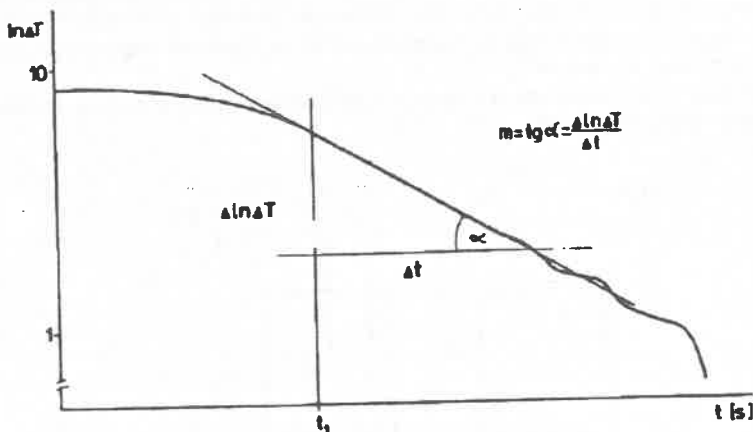
Rys. 16. Schemat zestawu pomiarowego do oznaczania współczynnika przewodnictwa temperaturowego

Fig. 16. Scheme of measuring system for determination of coefficient of temperature conductivity



Rys. 17. Budowa a-ka-  
lorymetru: 1 - cylinder;  
2 - próbka glebowa;  
3 - pokrywki; 4 - termo-  
ogniwo; 5 - uszczelki  
gumowe; 6 - konstruk-  
cja utrzymująca a-ka-  
lorymetr w termosta-  
cie; 7 - termostat  
wodny

Fig. 17. Scheme of a-  
calorimeter: 1 - cylin-  
der; 2 - soil sample;  
3 - covers; 4 - thermo-  
couple; 5 - rubber se-  
als; 6 - hanging con-  
struction; 7 - water  
thermostat



Rys. 18. Zmiana temperatury badanej próbki podczas jej ochładzania;  $\Delta T$  oznacza różnicę temperatur próbki i jej otoczenia

Fig. 18. Sample temperature changes during cooling;  $\Delta T$  - sample and environment temperature difference

4. Kondratiew G. M.: Krierialnyje wielicziny teorii riegularnogo reżima. Sbornyje Trudy AN SSSR, Teoria podobija i modilierowanija, 1951.
5. Kondratiew G. M.: Riegularnyj tieplowej reżim. Gos. izd. tech. teor. lit., Moskwa 1954.

#### 14. MEASURING DEVICE FOR THE DETERMINATION OF THE COEFFICIENT OF TEMPERATURE CONDUCTIVITY OF SOIL IN THE LABORATORY CONDITIONS

A measuring apparatus for determining the coefficient of temperature conductivity of the soil has been designed and constructed, according to the rules of the theory describing the process of the so-called ordered heat exchange [1]. Ordered heat exchange takes place at both warming up and cooling down of any physical body in the medium of constant temperature when the heat exchange at the limits of the body is infinitely big. For a detailed description of the theory see Kondratiew [2, 3, 4, 5]. The method of measuring the coefficient of heat conductivity may be presented as follows. During the process of warming up or cooling down there takes place an ordered heat exchange between the body and its surroundings when the rate of equalizing temperature levels in the points of the body with the temperature of the medium is constant and does not change in time, i. e.

$$m = \frac{d \ln \Delta T}{dt} = \text{const} \quad (12)$$

where  $\Delta T$  is the difference in temperatures between the body that is warmed up or cooled down and the medium.

In the conditions of ordered heat exchange the rate of temperature equalization  $m$  and the coefficient of temperature conductivity are interrelated according to the following formula :

$$k = B \cdot m \quad (13)$$

where  $B$  is coefficient that is related to the shape and size of the body.

The coefficient of temperature conductivity for the cylindrical body can be determined from the following equation:

$$B = \frac{1}{\left(\frac{2.4}{r}\right)^2 + \frac{\pi}{h}} \quad (14)$$

where  $r$  and  $h$  are the radius and height of the studied body, respectively.

It is relatively easy to determine the rate of the temperature equalization as the changes of temperature in the studied point of the body in time plotted in the semi-logarithmic system are linear. The rate of temperature equalization can then be calculated as the tangent of the direction angle of this line, i. e.

$$m = \operatorname{tg} \alpha = \frac{\Delta \ln \Delta T}{\Delta t} \quad (15)$$

The measurements of the coefficient of temperature conductivity are carried out on the samples placed in the so-called a-calorimeters during their warming up or cooling down. They are in an intensively mixed liquid medium such as, for example, water.

The scheme of the apparatus used can be seen in Figure 16. Figure 17 shows the a-calorimeter. It is made of brass and has the shape of a cylinder with thin walls (1 mm thick) and the following dimensions:  $r = 25$  mm,  $h = 50$  mm. After the soil sample has been placed in the cylinder it is covered with brass lids (3). There is a hole in the upper lid through which a temperature sensor is inserted (4). Rubber seals are used against wetting of the sample (5). The a-calorimeter is placed in a special construction (6) that enables its hanging in a water thermostat and does not limit heat exchange in any way.

The procedure used is as follows. The a-calorimeter with the soil sample is warmed up in the thermostat till the temperature of  $30.0 \pm 0.5^\circ\text{C}$  /Fig. 16/ is reached. The warmed up a-calorimeter is then shifted into another thermostat with the water that is intensively mixed and its temperature is  $20.0 \pm 0.5^\circ\text{C}$ . Changes in the temperature of the soil sample are recorded during its cooling down. A thermoelement made of copper-constantan is used for taking temperatures. One thermoelement is placed inside the sample and the other in the water of the cooler thermostat. The changes in the thermoelectric force are recorded by means of a logarithmic compensator. The experiment results in a graph of the form shown in /Fig. 18/. The tangent of the angle calculated for the rectilinear part of the plot after it is multiplied by the coefficient of sample shape yields, according to the formulas (12-15), the coefficient of temperature conductivity of the studied sample.

The apparatus described above enables determinations of the coefficient of temperature conductivity for soil samples with differentiated compaction and moisture levels. The advantage of the a-calorimeter is the fact

it enables measurements on samples with undisturbed structure taken up into standard soil cylinders.

Table 1 presents the results of the measurements of the coefficient of temperature conductivity obtained for the mineral soil with the compaction of  $0.85 \text{ g cm}^{-1}$  in the air-dry status, when the coefficient of shape of the studied samples was  $0.76 \text{ cm}^2$ .

## 15. KALORYMETRYCZNA METODA OKREŚLANIA CIEPŁA WŁAŚCIWEGO GLEBY

Oznaczanie ciepła właściwego fazy stałej gleby wymaga uwzględnienia w bilansie cieplnym kalorymetru efektu cieplnego związanego ze zwilżaniem gleby, tzw. ciepła zwilżania. Zamiast dodatkowych oznaczeń ciepła zwilżania Sikora i Malicki [1] proponują stosowanie w pomiarach ciepła właściwego fazy stałej gleby wilgotnych próbek glebowych, gdzie ciepło zwilżania jest pomijalne. Wilgotność tych próbek powinna być większa od podwójnej higroskopowej maksymalnej pojemności wodnej.

Kalorymetr stosowany do pomiaru ciepła właściwego gleby w sposób schematyczny przedstawiono na rysunku 19. Składa się on z dwóch naczyń. Naczynie wewnętrzne (1) jest wykonane z blachy aluminiowej (o grubości 0,3 mm) w kształcie cylindra o promieniu równym 40 mm i wysokości wynoszącej 90 mm. Jako naczynie zewnętrzne (2) stosuje się naczynie Dewara. Przestrzeń pomiędzy naczyniami wypełnia powietrze.

Naczynie wewnętrzne, ze względu na dobre przewodnictwo cieplne, bierze udział w wymianie ciepła, a naczynie zewnętrzne zabezpiecza przed stratami ciepła w wyniku promieniowania. Uzupełnienie osłony termicznej kalorymetru stanowi podwójna pokrywka (3) wykonana z korka i filcu. Aby zmniejszyć do minimum wymianę ciepła pomiędzy kalorymetrem i jego otoczeniem bezpośrednio przed pomiarem ochładza się parami azotu powietrze znajdujące się pomiędzy naczyniami kalorymetrycznymi /rys. 20a/.

Przez otwór w pokrywce (3) /rys. 19/ wprowadzane jest do wewnętrznego naczynia kalorymetru termozłącze miedź-konstantan. Termozłącze to zatopiono w sztywnej polietylenowej rurce o kształcie litery L, co pozwala na wykorzystanie go jednocześnie jako czujnika temperatury (4) i mieszadła (5).

Do pomiaru temperatury w trakcie eksperymentu służy układ trzech termozłączy, które przy pomocy specjalnego przełącznika łączone są w termopary /rys. 20b/. Jedno termozłącze - jak wspomniano wyżej - służy

do pomiaru temperatury w kalorymetrze, drugie - w próbce glebowej przed pomiarem, a termozłącze odniesienia umieszczone jest w wodzie termostatu, której temperatura utrzymuje się na stałym poziomie  $25,00 \pm 0,05^{\circ}\text{C}$ . Zmiany siły termoelektrycznej notowane są za pomocą rejestratora.

Pojemność cieplną wewnętrznego naczynia kalorymetrycznego wyznaczono doświadczalnie i była ona równa  $29,0 \text{ JK}^{-1}$ .

Przeprowadzenie pomiaru ciepła właściwego wymaga ogrzania badanej próbki przed włożeniem jej do kalorymetru. Ponieważ badane próbki są wilgotne i ogrzewanie powodowałoby ich osuszenie, autorzy zdecydowali się utrzymywać ich temperaturę na poziomie temperatury otoczenia ( $25^{\circ}\text{C}$ ). Próbkę glebową były wkładane do ochłodzonej do kilku stopni Celsjusza wody destylowanej.

Sposób przeprowadzenia pomiarów pokrótce można przedstawić następująco: przygotowuje się próbkę glebową o określonej masie  $m$  i wilgotności  $\theta$  posiadającą temperaturę  $T_1$  (ok.  $25^{\circ}\text{C}$ ). Wodę destylowaną o danej masie  $m_w$  i temperaturze ok.  $5^{\circ}\text{C}$  umieszcza się w wewnętrznym naczyniu kalorymetrycznym. Powietrze zawarte pomiędzy wewnętrznym i zewnętrznym naczyniem kalorymetrycznym jest ochładzane parami azotu, co zapobiega ogrzewaniu się wody od otoczenia. W wyniku wymiany ciepła ustala się stan równowagi termicznej  $T_2$ . Stan ten jest rozpoznawany na podstawie zmian temperatury wody destylowanej w kalorymetrze rejestrowanych od momentu wprowadzenia par azotu pomiędzy naczynia kalorymetryczne /rys. 21/. Kiedy temperatura wody destylowanej ustala się na poziomie  $T_2$  w kalorymetrze umieszczana jest próbka glebową po uprzednim skontrolowaniu jej temperatury początkowej  $T_1$  /rys. 21/. Następuje szybkie zmieszanie próbki glebowej z wodą destylowaną. W wyniku wymiany ciepła ustala się temperatura równowagi  $T_3$  /rys. 21/.

Uzyskane w efekcie eksperymentu zmiany temperatury badanej próbki glebowej ( $T_1 - T_3$ ) i wody destylowanej ( $T_3 - T_2$ ) pozwalają na rozwiązanie następującego równania bilansu cieplnego:

$$c \cdot m \cdot (T_1 - T_3) = (c_w \cdot m_w + A) \cdot (T_3 - T_2) \quad (16)$$

względem ciepła właściwego  $c$  wilgotnej próbki glebowej:

$$c = \frac{(c_w \cdot m_w + A) \cdot (T_3 - T_2)}{(T_1 - T_3) \cdot m} \quad (17)$$

gdzie:  $A$  - pojemność cieplna wewnętrznego naczynia kalorymetru,  
 $c_w$  - ciepło właściwe wody destylowanej ( $c_w = 4190 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ ).

Znajomość ciepła właściwego wilgotnej gleby  $c$  o określonej wilgotności  $\theta$  umożliwia określenie ciepła właściwego jej fazy stałej  $c_s$  zgodnie z formułą opisującą zależność ciepła właściwego gleby od wilgotności:

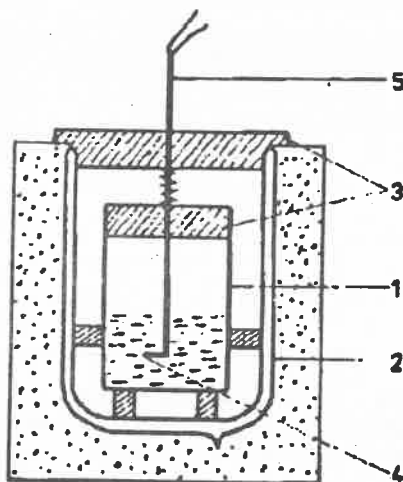
$$c = \frac{c_s + c_w \cdot \theta}{1 + \theta} \quad (18)$$

gdzie  $\theta$  jest wilgotnością wyrażoną w  $\text{kg kg}^{-1}$ .

Przykład: Przypuśćmy, że masa badanej próbki glebowej wynosi  $0,06 \text{ kg}$ , jej wilgotność  $0,35 \text{ kg kg}^{-1}$ , masa wody destylowanej w kalorymetrze  $0,05 \text{ kg}$ , a uzyskane w wyniku eksperymentu zmiany temperatury badanej próbki glebowej i wody destylowanej są odpowiednio równe  $12^\circ$  i  $5^\circ$ . Jakie jest ciepło właściwe gleby o wilgotności  $0,35 \text{ kg kg}^{-1}$  oraz ciepło właściwe fazy stałej tej gleby? Pojemność cieplna kalorymetru wynosi  $29,0 \text{ J K}^{-1}$ , a ciepło właściwe wody  $4190 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ .

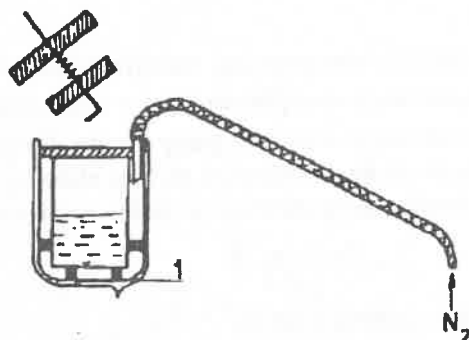
$$c = \frac{(4190 \cdot 0,05 + 29) \cdot 5}{0,06 \cdot 12} = 1656,25 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1} \quad (19)$$

$$c_s = 1656,25 \cdot (1 + 0,35) - 4190 \cdot 0,35 = 769,43 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1} \quad (20)$$



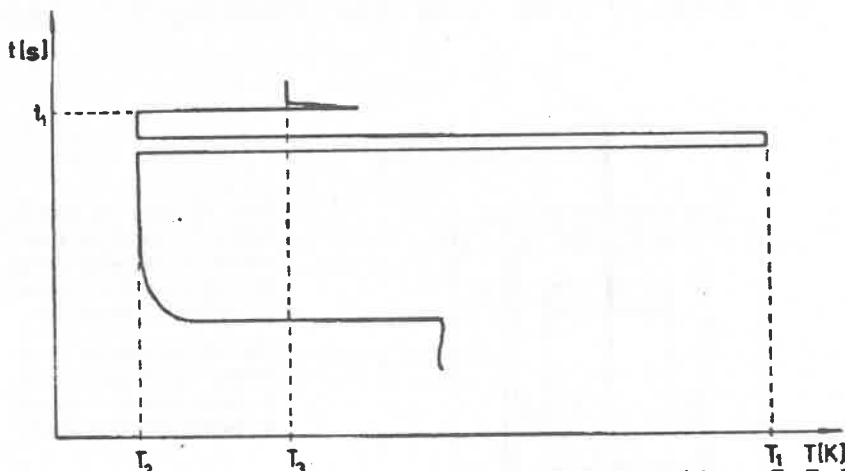
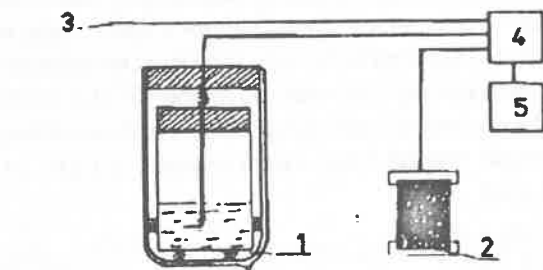
Rys. 19. Budowa kalorymetru: 1 - naczynie aluminiowe; 2 - naczynie Dewara; 3 - pokrywki; 4 - termoporno; 5 - mieszadło

Fig. 19. Scheme of calorimeter: 1 - aluminium vessel; 2 - Dewar vessel; 3 - covers; 4 - thermocouple; 5 - stirrer



Rys. 20. Schemat zestawu pomiarowego do oznaczania ciepła właściwego gleby: a - przed pomiarem; b - w trakcie pomiaru

Fig. 20. Scheme of soil specific heat measuring system: a - before measurement; b - during measurement



Rys. 21. Zmiany temperatury rejestrowane w trakcie pomiaru ciepła właściwego;  $T_1$ ,  $T_2$ ,  $T_3$  oznaczają odpowiednio temperaturę próbki glebowej przed pomiarem, początkową temperaturę kalorymetru i końcową temperaturę równowagi

Fig. 21. Changes of temperature during specific heat measurement;  $T_1$ ,  $T_2$  and  $T_3$  are temperature of soil sample before measurement, initial calorimeter temperature and final equilibrium temperature, respectively

## BIBLIOGRAFIA (REFERENCES)

1. Sikora E., Malicki M.: Determination of the specific heat of a moist soil by a calorimetric method. *Pol. J. Soil Sci.* 1984 (1986), XVII, 1-2, 53-57.

## 15. DETERMINATION OF THE SOIL SPECIFIC HEAT

Heat of wetting which is released during calorimetric determination of the soil specific heat of the solid phase must be taken into consideration in the heat balance. Instead of additional determinations of the heat of wetting the present authors propose the use of moist soil samples in determinations where heat of wetting is negligible. The moisture contents of these samples should be higher than the double hygroscopic maximum water capacity.

The calorimeter used for measurements of the specific heat of the soil is schematically presented in Figure 19. It consists of two vessels. The internal vessel (1) is made of aluminium sheet 0.3 mm thick in the form of cylinder 40 mm in diameter and 90 mm high. A vacuum flask has been used as the external vessel (2). The aluminium vessel was placed inside the Dewar's vessel. The space between the vessels was filled with air.

Due to its good heat conductivity, the internal vessel takes part in heat exchange. The external vessel with polished walls protects from heat losses due to radiation. A double lid made of cork and felt constitutes a supplementary thermal screen of the calorimeter. To reduce the heat exchange between the calorimeter and its surrounding the air between the calorimetric vessels was cooled with fluid nitrogen vapour before measurements /Fig. 20a/.

A cooper-constantan thermojunction was introduced into the internal vessel through the opening in the lid (3) /Fig. 19/. This thermojunction was embedded in a rigid polyethylene pipe in the shape of the letter L which permitted its use simultaneously as temperature sensor (4) and mixer (5).

A system of three thermojunction inter-connected by a special switch was used for temperature measurements /Fig. 20b/. One thermojunction, as mentioned above, measured the temperature in the calorimeter, the second one was located in the soil sample before measurement and the reference thermojunction was placed in water, the thermostatically controlled temperature of which was  $25.00 \pm 0.05^{\circ}\text{C}$ . Changes in the thermoelectric force were measured by a recorder.

The heat capacity of the inner vessel was experimentally established and it equaled  $29 \text{ J K}^{-1}$ .

Generally heating of the sample studied is employed for calorimetric measurement of the specific heat. As the studied samples are moist and heating would dry them, the authors decided to keep the temperature constant at room level of  $25^\circ\text{C}$ . The samples were put into cooled distilled water.

The procedure employed was the following: a soil sample of a definite moisture content and mass  $m$  and temperature  $T_1$  ( $25^\circ\text{C}$ ) was prepared; distilled water which was at about  $5^\circ\text{C}$  and  $m_w$  weight was placed in the inner calorimetric vessel. Nitrogen vapour was introduced between the internal and external calorimetric vessels which caused cooling off the air the space. Heat exchange then led to thermal equilibrium of the distilled water, inner vessels of the calorimeter and the mixture of air and nitrogen vapour. This condition was indicated by the plateau in the changes of the distilled water temperature which was recorded after introducing nitrogen between the calorimetric vessels /Fig. 21/.

After a thermal equilibrium between the inner elements of the calorimeter was established the studied soil sample was introduced. As a result of heat exchange the temperature of equilibrium  $T_3$  was established /Fig. 21/. The obtained changes in the temperature of the studied soil sample ( $T_1 - T_3$ ) distilled water ( $T_3 - T_2$ ) and the data of their masses  $m$  and  $m_w$ , respectively allow to solve the following equation of heat balance:

$$c \cdot m \cdot (T_1 - T_3) = (c_w \cdot m_w + A) \cdot (T_3 - T_2) \quad (16)$$

and with respect to specific heat of a moist soil sample:

$$c = \frac{(c_w \cdot m_w + A) \cdot (T_3 - T_2)}{(T_1 - T_3) \cdot m} \quad (17)$$

where:  $A$  is the heat capacity of the calorimetric vessel,

$c_w$  is the specific heat of distilled water ( $c_w = 4190 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ ).

Experimental determination of the specific heat of the studied wet soil sample  $c$  of the known moisture content  $\theta$  makes it possible to determine the specific heat the soil's solid phase  $c_s$  according to the formula:

$$C = \frac{c_s + c_w \cdot \theta}{1 + \theta} \quad (18)$$

where:  $\theta$  is the moisture content expressed in  $\text{kg kg}^{-1}$

**Example:** Let the mass of the studied soil sample be 0.06 kg, its moisture content  $0.35 \text{ kg kg}^{-1}$ , the distilled water mass in the calorimeter 0.05 kg and the temperature changes observed experimentally are  $12^\circ$  and  $5^\circ$ , respectively. What is the specific heat of the soil with the moisture content of  $0.35 \text{ kg kg}^{-1}$  and the specific heat of the solid phase of this soil? The heat capacity of the calorimeter is  $29 \text{ J K}^{-1}$  and water specific heat  $4190 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ .

$$c = \frac{(4190 \cdot 0.05 + 29) \cdot 5}{0.06 \cdot 12} = 1656.25 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1} \quad (19)$$

$$c_s = 1656.25 \cdot (1 + 0.35) - 4190 \cdot 0.35 = 769.43 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1} \quad (20)$$

## 16. SYSTEM TERMIELEKTRYCZNYCH TERMOMETRÓW GLEBOWO-POWIETRZNYCH Z KOMPENSACJĄ TEMPERATURY ZŁĄCZA ODNIESIENIA DO $0^\circ\text{C}$

Termometry do pomiarów temperatury gleby i powietrza na różnych poziomach winny cechować się: dużą dokładnością pomiaru, dużą powtarzalnością i niezawodnością, dużą odpornością mechaniczną i małym gabarytami, małym przewodnictwem cieplnym korpusu wzdłuż i stosunkowo dużym w kierunku poprzecznym dla termometrów glebowych oraz optymalnym rozkładem czujników po głębokościach i wysokościach.

Jednym z pierwszych wieloczuJNIKOWYCH termometrów glebowych z częścią powyższych cech był termometr Kaganowa-Czudnowskiego [1], podobnym był termometr Schwerdfegera [4], Malickiego-Mazurka [2], Ułowicza [5] z tym, że termometry glebowe ostatnich autorów miały pewne ulepszenia konstrukcyjne.

WieloczuJNIKOWY termoelektryczny termometr powietrzny o układzie elektrycznym /rys. 22/ umieszczony jest w maszynie meteorologicznej /rys. 23/. Czujnikami temperatury są złącza termoelektryczne miedź-konstantan. Czujniki wraz z obudową umieszczone są w gniazdach pomiarowych psychrometru Assmana produkcji WSZ w Krakowie. Zasada działania układu pokazana jest na /rys. 22/. Półprzewodnikowy przetwornik temperatury P.P.T. [5] mierzy temperaturę złącza odniesienia  $T_0$  (połączenie termiczne czujnika P.P.T. i termoelektrycznego złącza odniesienia  $T_0$ ) i wytwarza dodatkowe napięcie prądu stałego na oporniku  $R$  zależne od

termoelektryczną termoelektrycznego termometru kompensując siłę termoelektryczną wytworzoną na złączu  $T_0$  i dając w ten sposób dla termopar pomiarowych  $T_{s1}$  i  $T_{m1}$  napięcie odniesienia 0 V. Ilość czujników jak i ich rozmieszczenie na poszczególnych poziomach zostało ustalone według metody opracowanej przez Hurtalową i Matejkę [3]. Są to poziomy 0.25, 0.5, 1.0, 2.0 m od aktywnej powierzchni pomiarowej.

WieloczuJNIkowe termoelektryczne termometry glebowe o elektrycznym układzie pomiarowym /rys. 24/ umieszczone są na stałe w glebie /rys. 25/. Czujnikami temperatury są złącza termoelektryczne Cu-Konst. Zasada działania układu pomiarowego jest identyczna w termometrze powietrznym. Termopary w korpusie termometru są rozmieszczone według algorytmu podanego niżej. Rozważmy funkcję:

$$Z_k(n) = 2^{n-k} \quad (21)$$

gdzie:  $n = M + k \dots 0 \dots N - k$ ,  $M$  - wskaźnik określający górny poziom,  $k = 0, 1, 2, 3, \dots$  - wskaźnik przesunięć. Przykładowo niech  $M = 1$ ,  $N = 7$ . Podstawmy powyższe wartości do funkcji (21), otrzymamy wyniki pokazane w tabeli 2. Następnym krokiem jest uzyskanie wartości z kombinacji  $Z_0, Z_1, Z_2, Z_3, Z_4$ , kombinacje które się nie powtarzają nie są brane pod uwagę. Dla ułatwienia analizy rozważmy tylko kombinację  $Z_0, Z_1, Z_2$ .

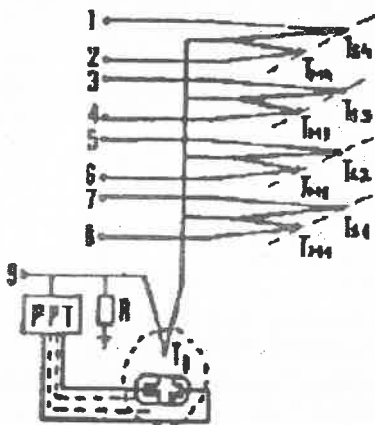
Nadając wymiar wynikom tabeli 3 możemy teraz określić żądany rozkład czujników w termometrze. Przykładowo, chcemy uwzględnić dwa pierwsze wskaźniki przesunięć  $k = 0, 1$ . Rozkład będzie się składał z wartości  $Z_0$  i  $Z_0 + Z_1$ , tj. 0.5, 1.0, 1.5, 2.0, 2.5, 3.0, 4.0, 8.0, 12.0, 16.0, 24.0, 32.0, 48.0, 64.0, 96.0, 128.0 centymetrów.

Ilość powtórzeń na poszczególnych poziomach jest zależna od rozkładu i wartości  $M$  i  $N$ . Do ilości powtórzeń będą uwzględniane tylko te wartości, które występują na linii i powyżej niż wartości funkcji (21) z maksymalnym wskaźnikiem przesunięć. Dla  $M = 1$  i  $N = 7$ ,  $k = 4$  i przyjmując dla rozkładu  $k = 0, 1$  otrzymamy poziomy, które należy powtórzyć, są to poziomy 0.5, 1.0, 2.0, 4.0.

Zastosowanie powyższego algorytmu do określenia rozkładu czujników w temperaturze ułatwia przetwarzanie i analizę danych uzyskanych z pomiarów, a ponadto pozwala na optymalizację ilości i sposobu rozmieszczenia czujników w termometrze glebowym.

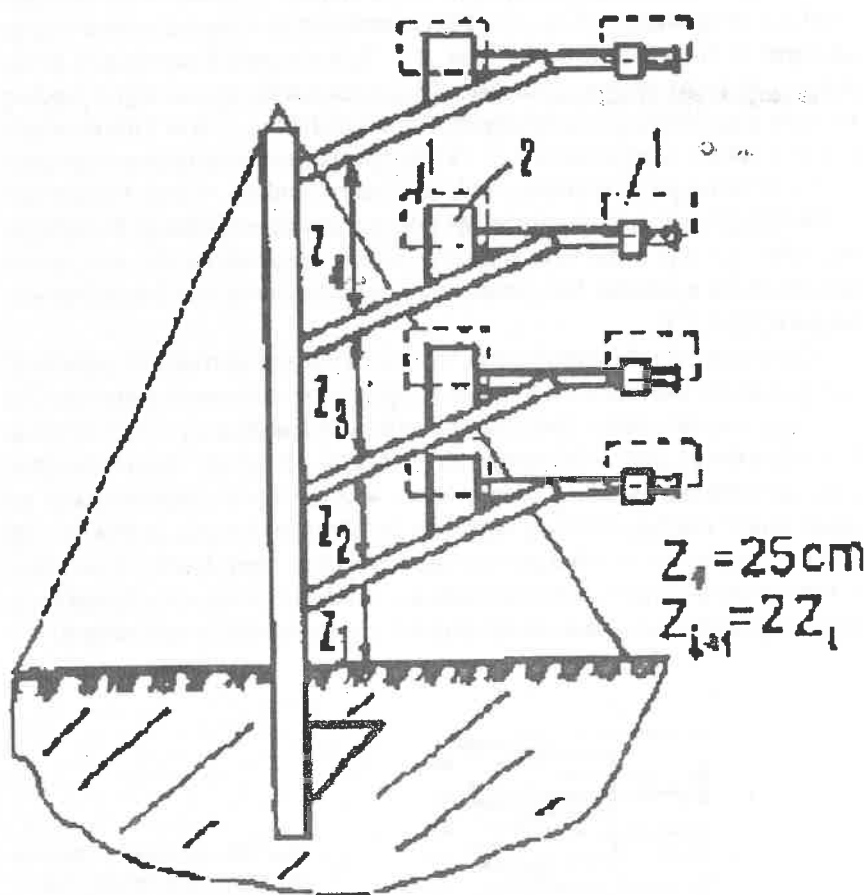
Przykładowo pokazano system termometrów glebowych do pomiaru rozkładu temperatury gleby /rys. 26/ i rozmieszczenie termometrów w gaju oliwnym w Hiszpanii (Sevilla) /rys. 27/. System został wykonany przez autora. W skład systemu wchodzi 13 termometrów wykonanych według powyższego algorytmu i przyjętych wartościach  $M = -1$ ,  $N = 7$  dla rozkładu  $k = 0, 1$  i ilości powtórzeń  $k = 4$ . W każdym korpusie termometru umieszczono 10 termopar. Termopary były wykonane z miedz.-konst. Konstantanu, który tworzył z miedzią wspólne złącze odniesienia dla wszystkich termometrów systemu. Temperatura złącz odniesienia była kompensowana poprzez P.P.T.

Opracowane i skonstruowane termoelektryczne termometry powietrzne i glebowe z samoczynną kompensacją temperatury odniesienia do  $0^{\circ}\text{C}$  eliminują wszelkie niedogodności związane ze stabilizacją złącz temperatury odniesienia, złącz kontaktowych na drodze od termometru do rejestratora, umożliwiając pomiary temperatury w znacznych odległościach od rejestratora. Zaproponowany algorytm do określania ilości czujników i ich rozmieszczenia na określonych poziomach pomiarowych ułatwia przetwarzanie i analizę danych pomiarowych, a ponadto pozwala na optymalizację ilości i sposobu rozmieszczenia czujników w termometrze glebowym.



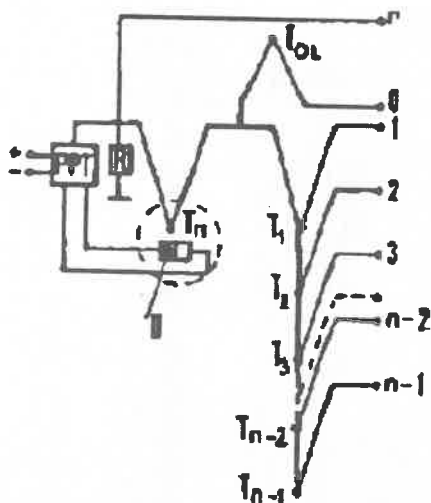
Rys. 22. Schemat elektryczny termometru powietrznego z przystawką kompensacyjną

Fig. 22. Electrical diagram of the air thermometer with the correction attachment



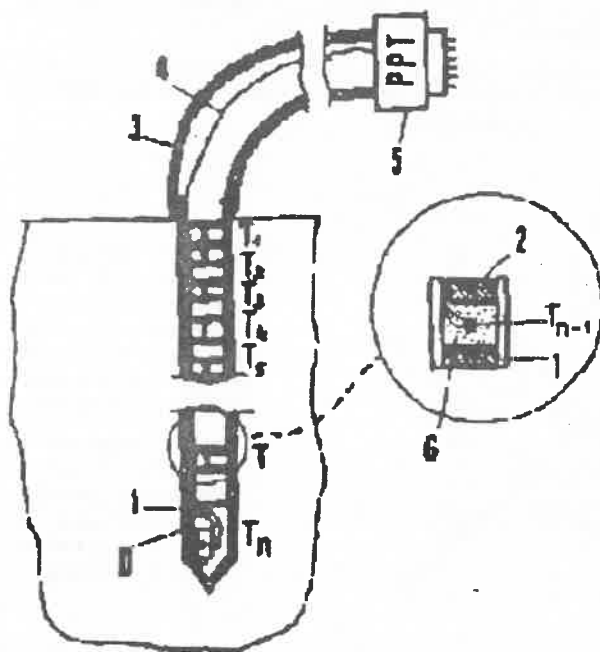
Rys. 23. Rozmieszczenie termometrów powietrznych na maszcie meteorologicznym: 1 - osłona; 2 - obudowa psychrometru Assmanna

Fig. 23. Location of the air thermometers on meteorological mast: 1 - shroud; 2 - Assmann psychrometer casing



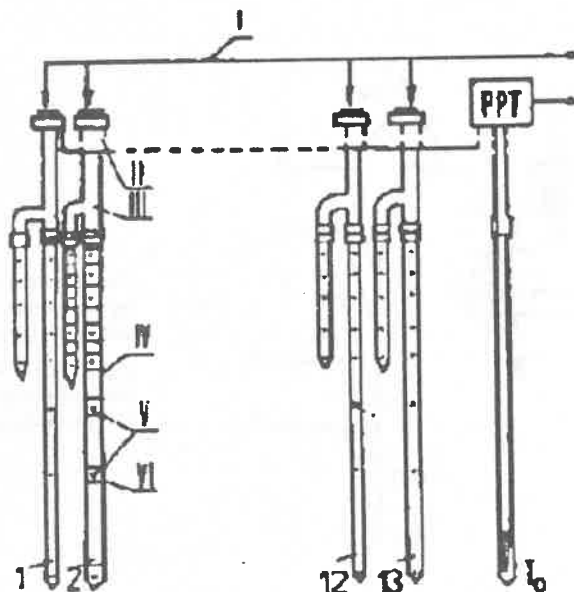
**Rys. 24. Schemat elektryczny termometru glebowego z przystawką kompensacyjną**

**Fig. 24. Electrical diagram of the soil thermometer with the correction attachment**



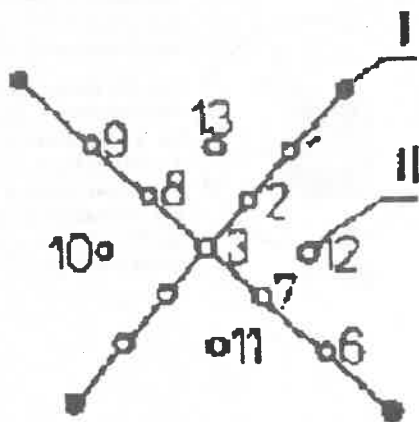
Rys. 25. Konstrukcja termometru glebowego: 1 - rurka plastikowa; 2 - koreczki styropianowe; 3 - miękka rurka plastikowa; 4 - przewody miedziane; 5 - obudowa wtyczki wraz z P.P.T.; 6 - wata nasycona smolą; D - dioda

**Fig. 25. Design of the soil thermometer: 1 - plastic tube; 2 - styrofoam spacers; 3 - flexible plastic tube; 4 - copper leads; 5 - multi-pin connector body with the PPT; 6 - cotton wool saturated with tar; D - diode**



Rys. 26. System termometrów glebowych: I - linia przesyłowa; II - wspólny konstantan; III - miękka rurka plastikowa; IV - sztywna rurka plastikowa; V - termopary; VI - koreczek styropianowy;  $T_0$  - termopara odniesienia

Fig. 26. A system of soil thermometers: I - transferring line; II - common constantan; III - flexible plastic tube; IV - tough plastic tube; V - thermocouples; VI - styrofoam spacers;  $T_0$  - reference thermocouple



Rys. 27. Rozmieszczenie termometrów glebowych w gaju oliwnym w Hiszpanii (Sevilla): I - drzewo oliwne; II - punkt umieszczenia termometru glebowego

Fig. 27. Location of the soil thermometers in olive orchard in Spain (Sevilla): I - olive tree; II - the point settlement of the soil thermometer

**Tabela 2**  
**Table 2**

| n  | Z0    | Z1   | Z2  | Z3  | Z4  |
|----|-------|------|-----|-----|-----|
| -1 | 0.5   |      |     |     |     |
| 0  | 1.0   | 0.5  |     |     |     |
| 1  | 2.0   | 1.0  | 0.5 |     |     |
| 2  | 4.0   | 2.0  | 1.0 | 0.5 |     |
| 3  | 8.0   | 4.0  | 2.0 | 1.0 | 0.5 |
| 4  | 16.0  | 8.0  | 4.0 | 2.0 |     |
| 5  | 32.0  | 16.0 | 8.0 |     |     |
| 6  | 64.0  | 32.0 |     |     |     |
| 7  | 128.0 |      |     |     |     |

**Tabela 3**  
**Table 3**

| Z0    | Z0+Z1 | Z0+Z2 | Z0+Z1+Z2 | Z1   | Z1+Z2 | Z2  |
|-------|-------|-------|----------|------|-------|-----|
| 0.5   |       |       |          |      |       |     |
| 1.0   | 1.5   |       |          | 0.5  |       |     |
| 2.0   | 3.0   | 2.5   | 3.5      | 1.0  | 1.5   | 0.5 |
| 4.0   | 6.0   | 5.0   | 7.0      | 2.0  | 3.0   | 1.0 |
| 8.0   | 12.0  | 10.0  | 14.0     | 4.0  | 6.0   | 2.0 |
| 16.0  | 24.0  | 20.0  | 28.0     | 8.0  | 12.0  | 4.0 |
| 32.0  | 48.0  | 40.0  | 56.0     | 16.0 | 24.0  | 8.0 |
| 64.0  | 96.0  |       |          | 32.0 |       |     |
| 128.0 |       |       |          |      |       |     |

#### BIBLIOGRAFIA (REFERENCES)

1. Czudnowski A. F.: Podstawy agrofizyki. PWRiL, Warszawa 1967, 475-482.
2. Malicki M., Mazurek W.: Thermoelectrical thermometer for remote recording of the temperature in the soil profile. Zesz. Prob. Post. Nauk Roln. 1982, 281, 139-145.

3. Matejka F., Hortalowa T.: *Metronomický model meraní fyzikálnych charakteristik prizemnej vrstvy atmosféry*. Informácia prywatna, Bratislava 1984.
4. Schwerdfeger P.: *Physical principles of micrometrological measurements. Developments in Atmospheric Science*, 6, Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam-Oxford-New York 1976, 81-83.
5. Usowicz B.: *Application of thermocouples for the recording of air humidity and temperature profiles and soil temperature*. Zesz. Prob. Post. Nauk Roln. 1987, 346, 133-140.

## 16. A METHOD OF THERMOELECTRIC SOIL-AIR THERMOMETERS WITH COMPENSATION OF THE TEMPERATURE OF THE REFERENCE JUNCTION IN RELATION TO 0°C

Thermometers used for measuring soil and air temperature on various levels should be very accurate, with high repetitiveness and reliability as well as resistance to mechanical damage. They should not be too big and have low heat conductivity along the corpus and relatively high heat conductivity across it. Distribution of sensors is also of great importance.

One of the first multisensor thermometers were the Kaganow-Czudnowski thermometer [1] and the Schwerdfeger thermometer [4]. Then we can mention Malicki-Mazurek thermometer [2] and Usowicz thermometer [5] with some improvements in their construction and design.

A multisensor thermoelectric air thermometer with an electric design /Fig. 22/ is placed on a meteorological mast /Fig. 23/. Thermoelectric junctions of copper-constantan serve as temperature sensors. The sensors together with their casings are placed in measuring nests of Assman psychrometer produced by WSZ in Kraków. The principle of the system is shown in Figure 22. A semi-conductive temperature converter P.P.T. (5) measures the temperature of the reference junction T (thermal connection of the sensor P.P.T. and the thermoelectric reference junction T) and it generates an additional voltage of steady-flow current at the resistor R that depends on the changes of the reference temperature  $T_0$ . This voltage, in turn, adds to the thermoelectric force of thermoelectric thermometer compensating the thermoelectric force generated at the junction  $T_0$  and giving the thermocouple  $T_{si}$  and  $T_{mi}$  a reference voltage 0 V in this way. The number of sensors and their distribution has been discussed by Hortalowa and Matejka [3]. These are the levels of 0.25, 0.5, 1.0, 2.0 m from the active measuring surface.

Multisensor thermoelectric soil thermometers with an electric measuring system/ Fig. 24/ are placed in the soil for good /Fig. 25/. The thermoelectric junctions Cu-Const. serve as temperature sensors. The principle of action is identical as in the air thermometer. Thermocouples in the thermometer corpus are distributed according to the algorithm given below where we consider the function:

$$Z_k(n) = 2^{n-k} \quad (21)$$

where:  $n = M + k \dots 0 \dots N - k$  - an index determining the upper level,

$N$  - the index determining the lower level,

$k + 0, 1, 2, 3, \dots$  - the index of transfer.

For example, let  $M = 1$ ,  $N = 7$ . We put these values into the function (21) and obtain values shown in Table 2. The next step is to calculate the values of the combinations  $Z_0, Z_1, Z_2, Z_3, Z_4$ . The combinations that do not repeat are not taken into consideration. To make the analysis easier let us consider only the combinations  $Z_0, Z_1, Z_2$ .

Giving the cm dimensions to the results from Table 3 we can determine a desired distribution of the sensors in the thermometer. For example, we want to take into consideration two of the first indices of transfer  $k = 0, 1$ . The distribution will compose of the values  $Z_0$  and  $Z_0 + Z_1$ , i.e. 0.5, 1.5, 2.0, 2.5, 3.0, 4.0, 8.0, 12.0, 16.0, 24.0, 32.0, 48.0, 64.0, 96.0, 128.0 cm. The number of repetitions at individual levels is of a desired distribution and of the values  $M$  and  $N$ . Only the values that appear on the function (21) line and above it are taken into consideration when establishing the number of repetitions with a maximum index of transfer. For  $M = -1$  nad  $N = 7$ ,  $k = 4$  and taking into consideration distribution  $k = 0, 1$  we arrive at a level that should be repeated. These are levels 0.5, 1.0, 2.0, 4.0.

The use of the above algorithm for the determination of the distribution of temperature sensors makes processing and analyzing of the measuring data easier. What is more, it also enables the optimalization of the number and distribution of sensors in the soil thermometer.

Figure 26 shows an example of soil thermometers system for the measurements of soil temperature and Figure 27 - distribution of thermometers in an olive grove in Spain (Sevilla). The system was constructed by the author. The system contains 13 thermometers made according to the above algorithm and with the assumed values  $M = -1$ ,  $N = 7$  for the distribution  $k = 0, 1$  and the number of repetitions  $k = 4$ . In each of the

thermometer corpuses there are 10 thermocouples. The thermocouples were made of copper-constantan. Constantan from individual thermometers was joined to the common constantan that made one reference junction with copper for all the thermometers of the system. The temperature of the reference junction was compensated by the P.P.T.

The designed and constructed soil and air thermometers with an automatic compensation of the reference temperature to 0°C eliminate all the inconveniences connected with the stabilization of the temperature of the reference junctions and contact junctions on the way from the thermometer to the recorder and enable taking measurements from the sites far away from the recorder. The proposed algorithm of establishing the number and distribution of sensors on individual levels makes the processing and analysis of data easier and makes optimization of the number and distribution of sensors in the soil thermometer possible.

## 17. POMIAR WSPÓŁCZYNNIKA I STAŁEJ DYFUZJI TLENU W GLEBIE

Współczynnik dyfuzji gazu definiuje się I równaniem Ficka

$$F_x = -D \frac{dC}{dx} \quad (22)$$

(gdzie  $F_x$  oznacza przepływ gazu przez jednostkowy przekrój w jednostce czasu przy danym gradiencie jego stężenia  $\frac{dC}{dx}$ ) jako stałą  $D$  charakteryzującą zdolność danego ośrodka do przepuszczania dyfundującego gazu mającą wymiar  $m^2 s^{-1}$ . Zapisując równanie Ficka w postaci:

$$F_x = -K \frac{dP}{dx} \quad (23)$$

gdzie zamiast gradientu stężenia występuje gradient ciśnienia parcjalego dyfundującego gazu  $\frac{dP}{dx}$ , definiuje się stałą dyfuzji  $K$  mającą wymiar  $mol m^{-1} s^{-1} Pa^{-1}$  lub  $m^2 s^{-1} Pa^{-1}$  [1, 4].

Opisany poniżej sposób pomiaru wartości  $D$  lub  $K$  oparty jest na niestacjonarnej metodzie Stępniewskiego [2] z jej późniejszą modyfikacją [3]. Schemat urządzenia pomiarowego przedstawia rysunek 28.

Próbka glebowa umieszczona jest w odpowiednim uchwycie umożliwiającym szczelne połączenie jej z komorą dyfuzyjną (6) - niezależnie od tego, czy próbka ta jest w metalowym cylindrze, czy bez - zawierającą

czujnik tlenowy (18) polarograficznego analizatora tlenu. Po zamknięciu próbki przykrywką (9) komorę przedmuchuje się poprzez odpowiednie zawory (13, 14) azotem z butli celem usunięcia tlenu. Po ustaleniu się wskazania czujnika tlenowego wykonuje się test na szczelność układu, odczekując ok. 1 godziny i następnie zdejmuje się pokrywkę próbki (9), co umożliwia dyfuzję tlenu z otaczającej atmosfery do wnętrza komory. Następnie mierzy się przyrost stężenia tlenu w komorze w funkcji czasu. Pomiar najlepiej jest kończyć, gdy stężenie tlenu w komorze wynosi około połowy stężenia atmosferycznego. Trwa to od kilku do kilkudziesięciu godzin. Po zakończeniu pomiaru przeprowadza się rekaliibrację czujnika tlenowego w powietrzu atmosferycznym.

Ilość tlenu przepływającego przez próbkę wynosząca zgodnie z pierwszym prawem Ficka

$$D S \frac{C_a - C}{h} \quad (24)$$

równa jest jego akumulacji w komorze

$$V \frac{dC}{dt} \quad (25)$$

gdzie: S - pole poprzecznego przekroju próbki:  $20,0 \pm 0,1 \text{ cm}^2$ ,

h - wysokość próbki:  $5,00 \pm 0,01 \text{ cm}$ ,

V - objętość komory:  $1180 \text{ cm}^3$ ,

t - czas,

$C_a$  - stężenie tlenu na zewnątrz próbki (= atmosferyczne),

C - stężenie tlenu w komorze w dowolnej chwili

czyli:

$$V \frac{dC}{dt} = D S \frac{C_a - C}{h} \quad (26)$$

Używając ciśnienia parcjalnego tlenu zamiast jego stężenia otrzymujemy analogicznie:

$$\frac{V}{RT} \frac{dP}{dt} = D S \frac{C_a - C}{h} \quad (27)$$

Po scałkowaniu równania (26) otrzymujemy następujący wzór na współczynnik dyfuzji tlenu:

$$D = \frac{hV}{St} \ln \frac{C_a - C_0}{C_a - C_t} = \frac{k}{t} \log \frac{C_a - C_0}{C_a - C_t} \quad (28)$$

gdzie:  $C_0$  - początkowe stężenie tlenu w komorze (w momencie otwarcia pokrywki),

$C_t$  - stężenie tlenu w komorze po czasie  $t$ ,

$k$  - stała aparaturowa ( $\frac{hV}{S}$ ) wynosząca w przypadku zastosowanej aparatury  $682 + 8 \text{ cm}^2$ .

Całkując równanie (27) otrzymujemy wzór na stałą dyfuzji  $K$ :

$$K = \frac{1}{RT} \cdot \frac{hV}{St} \ln \frac{P_a - P_0}{P_a - P_t} \quad (29)$$

Wartość  $\frac{1}{RT}$  wynosi dla tlenu w temp.  $20^\circ\text{C}$   $4,11 \cdot 10^{-4} \text{ mol}^{-3} \text{ Pa}^{-1}$ , czyli  $0,01314 \text{ g m}^{-3} \text{ Pa}^{-1}$ .

Z dyskusji błędu wynika, że jeśli pomiar przeprowadzi się do  $C_t = 5 \%$ , to względny maksymalny błąd pomiaru wynosi  $\pm 15 \%$ , zaś przy  $C_t = 10 \%$  błąd ten wynosi  $\pm 8 \%$ . Źródłami błędu są: ewentualna aktywność respiracyjna próbki, zmiany ciśnienia atmosferycznego w trakcie pomiaru, dokładność odczytu  $C_0$ ,  $C_t$  i  $C_a$  oraz wyznaczenie parametrów aparatury ( $S$ ,  $V$ ,  $h$ ). Dla wyeliminowania wpływu temperatury aparaturę umieszcza się w komorze termostatowanej.

Współczynnik dyfuzji gazów związany jest z ciśnieniem i temperaturą zależnością:

$$\frac{D_{T_1 P_1}}{D_{T_2 P_2}} = \left( \frac{T_1}{T_2} \right)^m \frac{P_2}{P_1} \quad (30)$$

gdzie:  $T_1$  i  $T_2$  - temperatura w kelwinach,

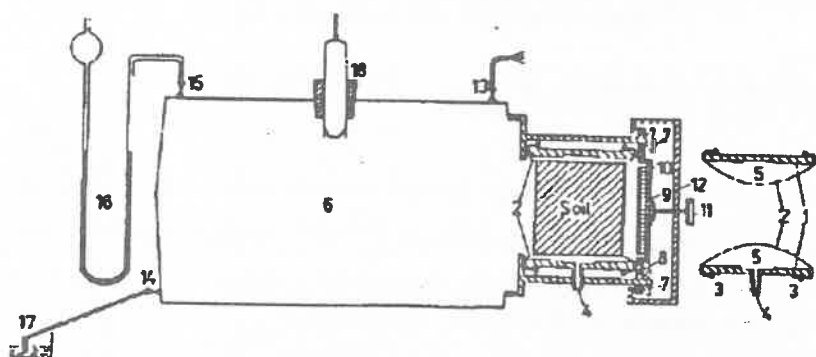
$p_1$  i  $p_2$  - ciśnienia,

$D_{T_1 P_1}$ ,  $D_{T_2 P_2}$  współczynniki dyfuzji gazu przy oznaczonych indeksami wartościach ciśnienia i temperatury,

$m$  - stała równa 1,75 dla  $\text{O}_2$  i 2,00 dla  $\text{CO}_2$ .

Glebę charakteryzuje się najczęściej względnym współczynnikiem dyfuzji gazów  $D/D_0$  gdzie  $D$  i  $D_0$  są wartościami współczynnika dyfuzji odpowiednio w glebie i w powietrzu atmosferycznym w tych samych warunkach ciśnienia i temperatury. Wartość  $D/D_0$  nie zależy od ciśnienia, temperatury

ciśnienia i temperatury. Wartość  $D/D_0$  nie zależy od ciśnienia, temperatury i rodzaju dyfundującego gazu. Współczynnik dyfuzji tlenu w powietrzu atmosferycznym w temp.  $20^{\circ}\text{C}$  wynosi  $2,01 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$  przy  $p = 1013 \text{ hPa}$ , zaś w wodzie  $2,10 \cdot 10^{-9} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ . Stała dyfuzji  $K$  dla tlenu w temp.  $20^{\circ}\text{C}$  wynosi w powietrzu atmosferycznym  $8,26 \cdot 10^{-9} \text{ mol m}^{-1} \text{ s}^{-1} \text{ Pa}^{-1}$  (przy ciśnieniu  $1013 \text{ hPa}$ ), zaś w wodzie -  $2,87 \cdot 10^{-14} \text{ mol m}^{-1} \text{ s}^{-1} \text{ Pa}^{-1}$ . Bliższe dane dotyczące stałej i współczynnika dyfuzji tlenu w glebie można znaleźć w literaturze [1, 4].



Rys. 28. Schemat urządzenia do pomiaru współczynnika dyfuzji tlenu w glebie wraz z uwidocznionym oddzielnie przekrojem osiowym uchwytu próbki glebowej: 1 - ścianki miedzianego uchwytu próbki; 2 - membrana gumowa uszczelniająca i utrzymująca próbkę; 3 - pierścienie gumowe mocujące membranę na uchwycie; 4 - rurka umożliwiająca odsysanie powietrza z przestrzeni (5) celem włożenia lub wyjęcia próbki z uchwytu; 6 - komora dyfuzyjna; 7 - nakrętki mocujące kołnierz (8) dociskający uchwyt próbki do komory dyfuzyjnej; 9 - pokrywka służąca do zamykania próbki; 10 - uszczelka gumowa; 11 - śruba dociskająca pokrywkę próbki; 12 - jarzmo; 13, 14 - zawory służące do przedmuchiwania komory azotem z butli; 15 - zawór manometru wodnego; 16, 17 - syfon wodny umożliwiający kontrolę przepływu azotu przez komorę; 18 - polarograficzny czujnik analizatora tlenu

Fig. 28. A scheme of the device for measurement of oxygen diffusion coefficient in soil with a separately shown cross-section of the soil sample holder: 1 - walls of the brass sample holder; 2 - gum membrane sealing and supporting the sample; 3 - gum rings tightening the membrane to the holder; 4 - tube enabling sucking off the air from space (5) in order to put in or remove the sample; 6 - diffusion chamber; 7 - screws clamping the collar (8) attaching the sample holder to the diffusion chamber; 9 - sample covering lid; 10 - sealing gum ring; 11 - screw clamping the lid; 12 - bridge plate; 13, 14 - valves for purging the chamber with nitrogen; 15 - valve of water manometer; 16, 17 - water syphon for nitrogen flow control; 18 - polarographic oxygen sensor

## BIBLIOGRAFIA (REFERENCES)

1. Gliński J., Stepniowski W.: Soil aeration and its role for plants. CRC Press, Boca Raton, Florida, USA, 1985.
2. Stepniowski W.: Gas diffusion in a brown silty soil. Zesz. Probl. Post. Nauk Roln. 1983, 220, 547-555.
3. Stepniowski W.: Oxygen diffusion and strength as related to soil compaction. II. Oxygen diffusion coefficient. Pol. J. Soil Sci. 1981, 14, 3-13.
4. Stepniowski W., Gliński J.: Procesy transportu gazów w glebie i skład powietrza glebowego (Processes of gas transport in soil and soil air composition). Problemy Agrofizyki 1984, 42.

## 17. MEASUREMENT OF DIFFUSION COEFFICIENT AND DIFFUSION CONSTANT FOR OXYGEN IN SOIL

Gas diffusion coefficient is defined by Fick's first law:

$$F_x = -D \frac{dC}{dx} \quad (22)$$

(where  $F_x$  is the gas flow through an unit cross-section surface within an unit of time at the concentration gradient  $\frac{dC}{dx}$ ) as the coefficient  $D$  (dimensions  $m^2 s^{-1}$ ) characterizing mobility of the diffusing agent in the considered porous body. Writing Fick's equation in the form:

$$F_x = -K \frac{dP}{dx} \quad (23)$$

where instead of concentration gradients the partial pressure gradients of the diffusing gas  $\frac{dP}{dx}$  are used we define the gas diffusion constant  $K$  (dimensions  $mol m^{-1} s^{-1} Pa^{-1}$  or  $m^2 s^{-1} Pa^{-1}$ ) [1, 4].

The method of measurement of the  $D$  or  $K$  value described below is based on the nonsteady-state technique of Stepniowski [2] with its later modification [3]. The scheme of the measurement system is shown in /Fig. 28/.

The soil sample is placed in a special sample holder providing tight connection of the sample with the diffusion chamber (6) containing polarographic oxygen sensor. The soil can be kept in a metal cylinder or without it (if the sample is stable enough). After closing the sample with a lid (9) the chamber is purged through the valves (13, 14) with gaseous nitrogen in order to remove oxygen. After stabilization of the indication of the oxygen sensor a sealness test is performed by waiting 1 hour. Then the lid (9) is

removed what makes the diffusion of oxygen from the external atmosphere through the soil sample into the diffusion chamber possible. Next, the measurement of oxygen concentration within the sample as a function of time is performed. The measurement is finished when the concentration of oxygen in the chamber reaches about 50 % of the atmospheric level. It lasts from one hour to 1-2 days. At the end of the measurement recalibration of the oxygen sensor in the atmospheric air is recommended.

The amount of oxygen flowing through the sample being according to Fick's first law

$$D S \frac{C_a - C}{h} \quad (24)$$

equals to its accumulation in the chamber

$$V \frac{dC}{dt} \quad (25)$$

where: S - surface of the sample cross-section ( $20.0 \pm 0.1 \text{ cm}^2$ ),

h - height of the sample ( $5.00 \pm 0.01 \text{ cm}$ ),

V - volume of the diffusion chamber ( $1180 \text{ cm}^3$ ),

t - time,

$C_a$  - atmospheric concentration of oxygen,

C - instantaneous oxygen concentration in the chamber.

Thus the following equations for oxygen diffusion coefficient and diffusion constant are obtained, relatively:

$$V \frac{dC}{dt} = D S \frac{C_a - C}{h} \quad (26)$$

and,

$$\frac{V}{RT} \frac{dP}{dt} = D S \frac{C_a - C}{h} \quad (27)$$

After integration of the equation (26) we obtain the following formula for the diffusion coefficient:

$$D = \frac{hV}{St} \ln \frac{C_a - C_0}{C_a - C_t} = \frac{k}{t} \log \frac{C_a - C_0}{C_a - C_t} \quad (28)$$

where:  $C_0$  - initial oxygen concentration in the chamber,

$C_t$  - oxygen concentration in the chamber after time t,

$k$  - constant ( $\frac{hV}{S}$ ) equal for the apparatus used  $682 \pm 8 \text{ cm}^2$ .

Having integrated equation (51) we obtain the diffusion constant as follows:

$$K = \frac{1}{RT} \cdot \frac{hV}{St} \ln \frac{P_a - P_0}{P_a - P_t} \quad (29)$$

The factor  $\frac{1}{RT}$  for oxygen at  $20^\circ\text{C}$  equals  $4.11 \cdot 10^{-4} \text{ mol m}^{-3} \text{ Pa}^{-1}$ , i.e.  $0.01314 \text{ g m}^{-3} \text{ Pa}^{-1}$ .

Discussion of the error shows that when the measurement is continued till  $C_t = 5\%$  the maximum error is  $\pm 15\%$  and for  $C_t = 10\%$  the error is  $\pm 8\%$ . The sources of the error are the following: oxygen absorption by the soil sample due to respiration, variation of the atmospheric pressure during the measurement, the exactitude of the readings of  $C_0$ ,  $C_t$ , and  $C_a$  as well as the exactitude of determination of the parameters of the apparatus ( $S$ ,  $V$ ,  $h$ ). The effect of temperature is eliminated by placing the system in the thermostating chamber.

The coefficient of gas diffusion is related to the temperature and pressure as follows:

$$\frac{D_{T_1 P_1}}{D_{T_2 P_2}} = \left( \frac{T_1}{T_2} \right)^m \frac{P_2}{P_1} \quad (30)$$

where:  $T_1$ ,  $T_2$  - denote absolute temperature,

$p_1$ ,  $p_2$  - total gas pressures,

$D_{T_1 P_1}$ ,  $D_{T_2 P_2}$  - diffusion coefficients at indicated values of temperature and pressure,

$m$  - constant equal 1.75 for  $\text{O}_2$  and 2.00 for  $\text{CO}_2$ .

Soil is usually characterized by relative diffusion coefficient  $D/D_0$  where  $D$  and  $D_0$  denote the diffusion coefficient in the soil and in the atmospheric air, respectively, at the same pressure and temperature conditions. The  $D/D_0$  value does not depend on temperature, pressure, and the kind of the diffusing gas. Oxygen diffusion coefficient in the atmospheric air equals  $2.01 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$  at  $p = 1013 \text{ hPa}$  and  $t = 20^\circ\text{C}$ ; while that in water -  $2.10 \cdot 10^{-9} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ . Oxygen diffusion constant  $K$  equals in the atmospheric air  $8.26 \cdot 10^{-9} \text{ mol m}^{-1} \text{ s}^{-1} \text{ Pa}^{-1}$  and in water  $2.87 \cdot 10^{-14} \text{ mol m}^{-1} \text{ s}^{-1} \text{ Pa}^{-1}$  (at  $p = 1013 \text{ hPa}$  and  $t = 20^\circ\text{C}$ ). More details concerning oxygen diffusion coefficient and constant in soils can be found in the pertinent literature [1, 4].

## 18. METODYKA BADANIA CZASOWO-PRZESTRZENNEJ ZMIENNOŚCI PARAMETRÓW FIZYCZNYCH W ŚRODOWISKU GLEBOWYM

Zasadniczym problemem w badaniach agrofizycznych jest umiejętność prowadzenia pomiarów, których wyniki byłyby reprezentatywne dla badanego obiektu zarówno w odniesieniu do mierzonej przestrzeni, jak i zmienności w czasie [7, 8]. Rzeczywiste obiekty glebowe badane w naturalnych warunkach wygodnie jest traktować jako układy powiązane z otoczeniem, dające się opisać za pomocą odpowiednich funkcji czasu lub też funkcjami czasu i współrzędnych przestrzennych. Przy niezmiennych na ogół w pełni strukturze fizycznej i właściwościach badanych układów można analizować ich reakcje oraz kontakty z otoczeniem (wejścia, wyjścia) w kategoriach stacjonarnych procesów losowych, bądź też traktować jako formę współzależności pól losowych. Dlatego, jak się wydaje, ustalenie ich modeli matematycznych możliwe będzie w oparciu o analizę dynamiki obiektów o parametrach rozłożonych. Do identyfikacji parametrów można wykorzystać znane metody analizy statystycznej, analizy regresji oraz metody aproksymacji stochastycznej. Charakterystyka zbioru realizacji pomiarowych - traktowanych jako procesy stochastyczne lub pola losowe - wymaga dekompozycji ich zmienności na składowe losowe (szum) i deterministyczne (trend i wahania okresowe). Jej celem jest także specyfikacja modeli matematycznych typu autoregresyjnego (ARMA, ARI-MA i innych) dla potrzeb generowania serii pomiarowych oraz ich prognozowania w czasie. Podstawowe znaczenie w badaniach zmienności parametrów glebowych mają wybrane metody analizy pól losowych. Ich krótkie opisy zamieszczono w dalszej części opracowania.

Naturalnym uogólnieniem teorii procesów stochastycznych jest matematyczna teoria pól losowych [4]. Szczególny jej przypadek stanowi tzw. statystyczna teoria pól, której podstawy teoretyczne określił Gandin [2]. Jest ona najczęściej stosowana do opisu skalarnych pól meteorologicznych i hydrometeorologicznych. Może zostać przystosowana również dla potrzeb analizy danych glebowych. Regularnie rozmieszczonym punktom pomiarowym /rys. 29/ można bowiem przypisać określone współrzędne prostokątne, a pole losowe zdefiniować jako funkcję  $f(\vec{r})$  wektora pozycyjnego  $\vec{r}$  w badanej przestrzeni monolitu glebowego.

Podstawę analizy pola stanowi autokorelacja obliczona wzorem:

$$M(\bar{r}_i, \bar{r}_j) = \overline{f(\bar{r}_i) \cdot f(\bar{r}_j)} \quad (31)$$

gdzie:  $f(\bar{r}_{ij})$  - wartość mierzonego parametru glebowego,

$\bar{r}_i, \bar{r}_j$  - wektory pozycyjne określające położenie i-tej i j-tej sondy pomiarowej,

$M(\bar{r}_i, \bar{r}_j)$  - funkcja autokorelacji przestrzennej.

Przyjmując założenia o stacjonarności pola, wartość badanego elementu w punkcie o określonych współrzędnych kartezjańskich  $r_0$  wyznaczyć można przy spełnieniu warunku minimalizacji błędu na podstawie liniowej interpolacji wyników  $f_i$  uzyskanych w  $N$  punktach pomiarowych [2]. Funkcja autokorelacji przestrzennej oraz wagi interpolacyjne w sposób niejawni opisują fizyczną charakterystykę pola zmienności badanego parametru glebowego. Analiza błędu interpolacji umożliwia optymalizację sieci punktów pomiarowych w sensie właściwego ich zagęszczenia i lokalizacji w badanej przestrzeni obserwacyjnej.

Spełnienie warunku jednorodności pola wymaga eliminacji deterministycznej funkcji trendu. Wydaje się, że funkcję tę można przybliżyć stosując dla pól statystycznych metodę wielomianów potęgowych lub ortogonalnych Czebyszewa, a dla zmiennych w czasie metodę składowych głównych [6].

Podobnie jak w metodzie Gandina, tak i w metodzie krigringu [1, 5, 6] wymagana jest eliminacja trendu. Dalsza procedura polega na ustaleniu wariogramu, tj. funkcji ilustrującej zróżnicowanie odchyłek wartości określonego parametru glebowego od równania trendu w zależności od odległości między punktami pomiarowymi. Dla dyskretnego rozmieszczenia punktów w warunkach izotropowości empiryczną estymatę wariogramu określa się wzorem:

$$\gamma(h) = \frac{1}{2N_h} \sum_{i=1}^N [f(x_i + h) - f(x_i)]^2 \quad (32)$$

gdzie:  $f(x_i + h), f(x_i)$  - wartości odchyłek w punktach oddalonych o  $h$ ,

$N_h$  - liczba par odchyłek od trendu w punktach odległych o  $h$ .

Podstawę krigringu stanowi założenie o liniowej zależności nieznanego estymatora  $Z^*$  parametru glebowego  $Z$  od zmiennych losowych  $f(x_i)$ . Nieznane wartości  $Z^*$  z estymatora  $Z^*$  wyznacza się po uwzględnieniu warunków

nieobciążalności oraz efektywności tegoż estymatora, a te z kolei umożliwiają ekstrapolację i prognozowanie wielkości badanych cech glebowych w przestrzeni lub w przestrzeni i w czasie.

Cokriging [5] stanowi specyficzną metodę analizy pól losowych. Polega ona na ustaleniu dla określonych parametrów glebowych  $Z_1$  i  $Z_2$  kowariancji i kowariancji wzajemnej oraz funkcji crosswariogramu:

$$\gamma_{12}(h) = \frac{1}{2N_h} \sum_{i=1}^{N_h} [Z_1(x_i) - Z_1(x_i + h)] \cdot [Z_2(x_i) - Z_2(x_i + h)] \quad (33)$$

gdzie:  $N_h$  - liczba par wartości  $Z_1(x_i)$ ,  $Z_1(x_i + h)$ ,  $Z_2(x_i)$ ,  $Z_2(x_i + h)$  oddalonych o  $h$ .

Główną zaletą opisywanej metody jest możliwość pośredniego odtworzenia przestrzennej zmienności cech glebowych, których pomiary są trudne i kosztowne, na drodze analizy pola innych parametrów glebowych, łatwiejszych do określenia za pomocą standardowych przyrządów pomiarowych.

Matematyczną podstawę cokrigingu stanowi twierdzenie o liniowej zależności nieznanego estymatora  $Z_2^*$  parametru glebowego  $Z_2$  od zmiennych losowych  $Z_1(x_i)$  i  $Z_2(x_i)$ . Podobnie jak w krigingu, tak i tu po uwzględnieniu warunków nieobciążalności oraz efektywności estymatora  $Z_2^*$  możemy odtworzyć pełną charakterystykę pola elementu  $Z_2$  mierzonego jedynie w nielicznych punktach pomiarowych.

Proponowana w opracowaniu metodyka badań parametrów fizycznych gleby oraz przygotowany system ich automatycznego mierzenia i rejestrowania w znacznym stopniu ułatwiają obiektywny opis głównych cech środowiska glebowego. Mogą stanowić dogodną podstawę identyfikacji deterministycznych modeli różnych procesów glebowych, opartych o tzw. równania stanu [3]. Modele tego rodzaju wykorzystują ściśle zdefiniowane kryteria sterowalności i obserwowalności badanego układu. Zagadnienie obserwowalności wymaga określenia koniecznej minimalnej ilości chwil, w których należałoby wyznaczyć wartości wspomnianych współrzędnych, aby jednoznacznie określić stan analizowanego układu. Pozytywne rozstrzygnięcie obu tych problemów w odniesieniu do gleby pozwoliłoby na drodze teoretycznej odpowiedzieć na pytanie, jakie parametry glebowe i w jakim czasie należałoby mierzyć, aby zadaną dokładnością określić rzeczywisty stan fizyczny gleby.

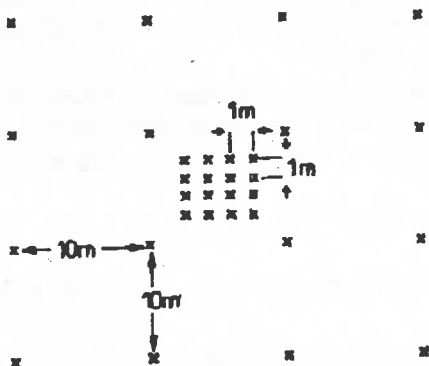


Fig. 29. Schemat rozmieszczenia punktów pomiarowych w badanym obiekcie glebowym

Fig. 29. A scheme of measuring points distribution in the studied soil object

#### BIBLIOGRAFIA (REFERENCES)

1. Gambolati G., Volpi G.: Groundwater contour mapping in Venice by stochastic interpolators. *Theory. Water Resour. Res.* 1979, 15, 281-290.
2. Gandin L.S.: *Obiektivnyj analiz meteorologiceskich polej*. Leningrad 1963.
3. Larminat O., Thomas Y.: *Automatique des systemes lineaires*. Flammarion Sciences, Paris 1975.
4. Szczepankiewicz E.: *Zastosowanie pól losowych*. PWN, Warszawa 1985.
5. Vauclin M., Viera S.R., Vachaud G., Nielsen D.R.: The use of cokriging with limited field soil observations. *J. Soil Sci. Soc. Am.* 1983, 47, 175-184.
6. Webster R.: *Quantitative and numerical methods in soil classification and survey*. Clarendon Press, Oxford 1979.
7. Walczak R., Usowicz B.: Etude de la variabilite temporelle et spatiale des parametres physiques dans les sols. *Colloque franco-polonaise, Avignon (France) 1985, 8-11 Octobre*.
8. Paszczyk J., Usowicz B., Walczak R.: Investigations and analysis of physical parameters of soil medium. *Zesz. Probl. Post. Nauk Roln.* 1987, 346, 109-117.

### 18. METHODOLOGY OF INVESTIGATION OF TIME AND SPACE VARIABILITY OF PHYSICAL PHENOMENA IN THE SOIL ENVIRONMENT

The main problem in agrophysical studies is to conduct studies and take measurements in such a way that the results are representative of the studied object both in terms of space and variability in time [7, 8]. It is convenient to treat actual soil objects studied in natural conditions as

systems connected with their environment that can be described by means of proper functions of time or functions of time and coordinates of space. With generally unchanging physical structure and unchanging properties of the studied systems it is possible to analyze their reactions and contacts with their environments (inputs and outputs) as stationary random processes or treat them as a form of interdependence between random fields. That is why it seems that it is possible to establish their mathematical models on the basis of the analysis of the dynamics of objects with distributed parameters. Some well-known methods of stochastic analysis, as well as the analysis of regression and the methods of stochastic approximation can be used for the identification of their parameters. The characteristics of the set of measurements when treated as stochastic processes or random fields requires decomposition of their variability into random components (noise) and deterministic components (trends and periodical variations). It also aims at the specification of mathematical models of the autoregressive type (ARMA, ARIMA and others) for the sake of generating measuring series and their forecasting in time. Some chosen methods of the analysis of random fields are of basic importance in the studies on the variation of soil parameters. Their short descriptions can be found below.

The mathematical theory of random fields in a natural generalization of the theory of stochastic processes [4]. Its special instance is the so-called statistic theory of fields that was theoretically worked out by Gandin [2]. It is most often used for the description of the scalar meteorological and hydrometeorological fields. It may also be adjusted to the needs of the analysis of soil data as it is possible to assign specific square coordinates to regularly distributed measuring points /Fig. 29/, and the random field may be defined as the function  $f(\vec{r})$  of the positional vector  $\vec{r}$  in the studied space of the soil monolite.

The basis of the field analysis is the autocorrelation calculated from the formula:

$$M(\vec{r}_i, \vec{r}_j) = \overline{f(\vec{r}_i) * f(\vec{r}_j)} \quad (31)$$

where:  $f(\vec{r}_i)$  - value of the measured soil parameter,

$\vec{r}_i, \vec{r}_j$  - positional vectors denoting the position of the  $i$ -th and  $j$ -th measuring probe,

$M(\vec{r}_i, \vec{r}_j)$  - function of spatial autocorrelation.

Assuming that the field is stationary, the value of the studied element at the point with determined Cartesian coordinates  $r_0$  can be determined when the condition of the minimalization of error is fulfilled on the basis of the linear interpolation of the  $f_i$  results obtained at  $N$  measuring points [2]. The function of spatial autocorrelation and the interpolation scales describe the physical characteristics of the variability field of the studied soil parameter in a non-evident way. The analysis of the interpolation error enables the optimalization of the net of the measuring points in the sense of their proper placement and concentration in the studied observation space.

In order to fulfill the condition of the field homogeneity it is necessary to eliminate the deterministic function of the trend. It seems that it is possible to approximate that function by using the method of power or orthogonal Chebyshev polynomials for the statistic fields, and the method of main components for the variables in time [6].

Similarly to the Gandin's methods it is necessary to eliminate the trend in the kriging method [1, 5, 6]. Further procedure consists in making a variogram, i.e. the function that illustrates differentiation of the deviations of values of a given soil parameter from the equation of the trend in relation to the distance between the measuring points. For the discreet placement of points in the conditions of isotropy the empirical estimation of the variogram may be determined from the equation:

$$\gamma(h) = \frac{1}{2N_h} \sum_{i=1}^N [f(x_i + h) - f(x_i)]^2 \quad (32)$$

where:  $f(x_i + h)$ ,  $f(x_i)$  - deviation values of the points placed at the distance  $h$ ,  
 $N_h$  - number of deviation pairs from the trend at the points placed at the distance  $h$ .

The basis for kriging is the assumption of the linear relation between an unchanging estimator  $Z^*$  of the soil parameter  $Z$  and random variables  $f(x_i)$ . Unknown values of the estimator  $Z^*$  are determined after the condition of unloading has been taken into account and the effectiveness of the estimator has been determined. This, in turn, enables extrapolation and forecasting of the values of the studied soil features in space as well as in time and space.

**Cokriging** [5] is a specific method of the analysis of random fields. It consists in the determination of covariation and mutual covariation as well as the function of cross variogram for some definite soil parameters  $Z_1$  and  $Z_2$ :

$$\gamma_{12}(h) = \frac{1}{2N_h} \sum_{i=1}^{N_h} [Z_1(x_i) - Z_1(x_i + h)] \cdot [Z_2(x_i) - Z_2(x_i + h)] \quad (33)$$

where:  $N_h$  - number of the pair of values  $Z_1(x_i)$ ,  $Z_1(x_i + h)$ ,  $Z_2(x_i)$ ,  $Z_2(x_i + h)$  that are at the distance  $h$ .

The main advantage of the above method is the possibility of indirect regeneration of spatial variability of soil features that are expensive and troublesome to measure, by means of the field analysis of other soil parameters that are easier to determine by means of standard measuring devices.

The mathematical basis of cokriging is the theorem about the linear relation between the unknown estimator  $Z_2^*$  of the soil parameter  $Z_2^*$  and random variables  $Z_1(x_i)$  and  $Z_2(x_i)$ . Similarly to kriging, after the conditions of non-loading have been satisfied together with taking into consideration the effectiveness of the estimator  $Z^*$  we can generate full characteristics of the field of the element  $Z_2$  measured only in few measuring points.

The proposed methodology of studying soil physical parameters and the prepared system of their automatic measuring and recording make the objective description of the main features of the soil environment easier to a considerable degree. It may be a convenient basis for the identification of deterministic models of various soil processes based on the so-called equations of the state [3]. The models of this kind use a strictly defined criteria of observability and controllability of the studied system. The problem of observability calls for stating the minimum amount of necessary moments at which the values of the studied coordinates should be determined in order to determine the state of the analyzed object univocally. The positive solution of these problems in relation to soil will enable to answer a theoretical question: what soil parameters and in what time should be measured to determine soil physical status with a desired accuracy.

## 19. URZĄDZENIE I METODA WYKONYWANIA KINEMATYCZNYCH I DYNAMICZNYCH BADAN ODKSZTAŁCEN OBJĘTOŚCIOWYCH I POSTACIOWYCH MATERIAŁÓW W ZŁOŻONYCH STANACH NAPRĘŻEN

Skonstruowano urządzenie i układ pomiarowy do kinematycznych i dynamicznych badań odkształceń objętościowych i postaciowych w złożonych stanach naprężeń materiałów sypkich według patentu [1].

Urządzenie jest szczególnie przydatne do badań materiałów sypkich o dłuższych odkształceniach objętościowych i postaciowych, takich jak grunty, gleby, materiały budowlane i formierskie /rys. 30/.

Urządzenie składa się z celki pomiarowej (6), napędu hydraulicznego (8), czujnika zmian objętości próbki (5), naczynia smarującego (7), układu pneumatycznego (4) do wytwarzania ciśnienia w celce oraz układu rejestracji wyników (12).

W celce pomiarowej (6) znajduje się próbka (1) badanego materiału, oddzielona osłoną z cienkiej gumy lateksowej od cieczy. Próbka (1) jest odkształcana trzpieniem pomiarowym (9) napędzanym układem hydraulicznym (8). Naprężenia na górnej i dolnej powierzchni próbki są rejestrowane odpowiednio przy pomocy czujników (2) i (3), a odkształcenia postaciowe - czujnikiem (10). Ciśnienie w celce nadawane jest z pneumatycznego układu (4) wytwarzającego ciśnienie. Ciśnienie w celce jest rejestrowane przy pomocy czujnika (11), a odkształcenie objętościowe - czujnikiem zmian objętości próbki (5). Smarowania trzpienia pomiarowego i uszczelnianie celki odbywa się przy pomocy naczynia uszczelniającego-smarującego (7). Czujniki pomiarowe (2) i (3) połączone są przez automatyczne przetworniki z rejestratorem (12).

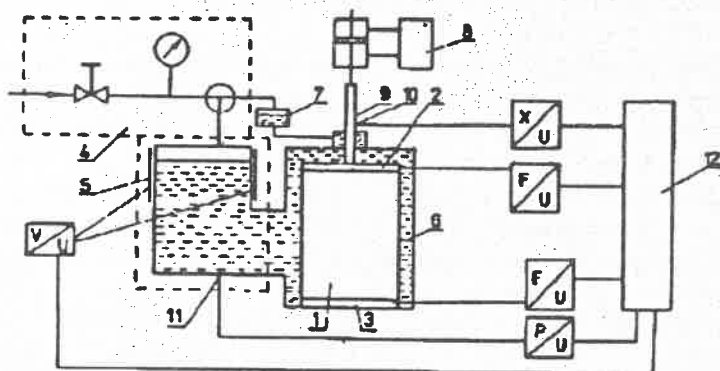
Jeżeli górna powierzchnia próbki w ciągu 0,01 sekundy uzyskuje prędkość 10 m/s, to przyspieszenie nadane górnym warstwom próbki wynosi  $1000 \text{ m/s}^2$ , a przyspieszenie dolnych warstw próbki wynosi 0. Zatem siła bezwładności w glebie o gęstości  $1,6 \text{ g/cm}^3$  (jeżeli średnica próbki jest równa 38 mm, a wysokość 100 mm) wynosi 80 kN i jest porównywalna z wytrzymałością statyczną gleby. Można też badać efekty dynamiczne w zależności od grubości warstwy (wysokości próbki). Zastosowane czujniki siły winny mieć małe ugięcie.

Istotą wynalazku jest umieszczenie na górnej i dolnej powierzchni próbki dwóch jednakowych czujników siły. Pozwala to rejestrować efekty dynamiczne (bezwładnościowe, masowe) w badanym materiale z różnicy wskazań czujników. Umieszczenie czujników siły wewnątrz celki pomiarowej pozwala wyeliminować siły tarcia trzpienia pomiarowego (9), które zakłócają wyniki pomiarów siły i zależą od wielu zmiennych czynników (ciśnienia w celce, temperatury, prędkości, stopnia mieszania smaru z wodą, zużycia trzpienia).

Kolejną cechą wynalazku jest możliwość rejestracji odkształceń objętościowych i postaciowych jednocześnie dzięki zastosowaniu pojemno-

ściowego czujnika zmian objętości próbki, który wskutek małego oporu hydraulicznego nie zakłóca rejestracji odkształceń postaciowych. Dzięki zastosowaniu smarowania olejem pod takim samym ciśnieniem, jak ciśnienie wody w celce, można uzyskać dokładną rejestrację zmian objętości próbki, gdyż nie ma ubytków cieczy z celki.

Zastosowanie napędu elektrohydraulicznego (8) równoległe z napędem mechanicznym pozwala uzyskać kinematyczne programy badań w zakresie prędkości przemieszczeń od 0,1 mm/godz. od 1 m/s (sześć rzędów wielkości). Urządzenie posiada też automatyczne sterowanie siłą bądź przemieszczeniem, pozwalające na cykliczne obciążanie próbki ze stałą lub narastającą z każdym cyklem wartością zaprogramowanej siły lub przesunięcia.



Rys. 30. Schemat aparatu: 1 - próbka gleby; 2, 3 - czujniki siły; 4 - układ ciśnienia wody w celce; 5 - czujnik objętości próbki; 6 - celka; 7 - smarowanie; 8 - napęd; 9 - tłok; 10 - czujnik przemieszczenia; 11 - czujnik ciśnienia w celce; 12 - rejestrator

Fig. 30. Scheme of measuring apparatus: 1 - sample; 2, 3 - force sensors; 4 - cell water pressure generating system; 5 - volumetric sample changes sensor; 6 - cell; 7 - lubricating vessel; 8 - hydraulic drive; 9 - mandrel; 10 - displacement sensor; 11 - cell pressure sensor; 12 - recorder

#### BIBLIOGRAFIA (REFERENCES)

1. Pukos A.: Układ pomiarowy urządzenia do przeprowadzania dynamicznych badań odkształceń objętościowych i postaciowych materiałów w złożonych stanach naprężeń. Patent nr P 216876, 1985.

## 19. DEVICE AND METHOD FOR KINEMATIC AND DYNAMIC STUDIES OF THE VOLUMETRIC AND PLASTIC STRAINS IN THE COMPLEX STRESS CONDITIONS

A device and measuring stand for kinematic and dynamic studies on volumetric and plastic strains in the conditions of complex stress of bulk materials according to the patent [1] was worked out. The apparatus is especially useful for studying bulk materials that undergo considerable volumetric and plastic strains, such as soil, building materials, ground, moulding materials /Fig. 30/.

The apparatus consists of a measuring cell (6), hydraulic drive (8), the sensor of volumetric changes in the sample (5), a lubricating vessel (7), a pneumatic system (4) for generating pressure in the cell and a recorder for registering the results (12).

In the measuring cell (6) there is a sample (1) of the studied material. It is separated from the liquid by a thin rubber cover. The sample undergoes strains applied by a measuring mandrel (9) driven by the hydraulic system (8). Tensions on the lower and upper surface of the sample are recorded by means of the sensors (2) and (3), respectively, and the plastic strain - by means of the sensor (10). The pressure in the cell comes from the system that generates pressure (4). It is recorded by means of the sensor (11), and the volumetric strain - by means of the sensor of volumetric sample changes (5). Lubrication of the measuring mandrel and tightening of the cell takes place by means of the tightening-lubricating vessel (7). The measuring sensors (2) and (3) are connected by means of automatic convertor with a recorder (12).

If the upper surface of the sample reaches the speed of 10 m/s in 0.01 s then the acceleration of the upper layers of the sample is  $1000 \text{ m/s}^2$ , and the acceleration of the lower layers is 0. If the diameter of the sample is 38 mm and its height 100 mm, the force of inertia in the soil of the density equal  $1.6 \text{ g/cm}^3$  is 80 kN; and it is comparable with the static soil resistance. It is also possible to study dynamic effects in relation to the soil layer thickness (sample height). The applied sensors of force should have low deflection value.

The essence of the invention consists in placing two identical sensors of force on both lower and upper soil sample surface. It allows for recording

dynamic effects (inertia and mass) in the studied material on the basis of the difference in readings of the sensors. The fact that the force sensors are placed inside the measuring cell allows for eliminating the friction forces of the measuring mandrel (9), that can disturb the results of the force measurements that depend on many different factors such as: the pressure in the cell, temperature, speed, the degree of mixing of the lubricant with water, mandrel wear.

Another feature of the invention is the possibility of simultaneous recording both volumetric and plastic strains thanks to the use of the volumetric sensor of the changes in the sample volume. The sensor does not disturb the recording of the plastic strains as its hydraulic resistance is very low. Thanks to the use of lubrication under the same pressure as the pressure of water in the cell, a very exact recording of the volumetric changes in the sample can be obtained as there is any leak of water from the cell.

The use of electrohydraulic drive (8) along the mechanical drive allows for kinematic studies in the speed range from 0.1 mm/h to 1 m/s (six orders of magnitude). The device contains automatic steering of force or dislocation that makes cyclical loading of the sample with a constant or increasing force or dislocation possible.

## 20. METODA ZAGĘSZCZANIA GLEBY DO OCENY WPŁYWU GĘSTOŚCI NA ROZWÓJ SYSTEMU KORZENIOWEGO ROŚLIN

Stosunkowo mało badań przeprowadzono nad bezpośrednim oddziaływaniem zagęszczenia gleb na rozwój systemu korzeniowego roślin oraz na zmiany innych właściwości fizycznych gleb. Prowadzenie tych badań ogranicza brak odpowiednich metod zagęszczania dużych prób glebowych. Większość dotychczasowych badań przeprowadzano w małych cylindrach lub innych pojemnikach, ograniczając się do oceny systemu korzeniowego w początkowych stadiach rozwoju roślin.

W niniejszej pracy zaproponowano metodę zagęszczania stosunkowo dużych prób glebowych przy pomocy prasy hydraulicznej.

Prasa hydrauliczna /rys. 31/ składa się z podstawy (1), dźwignika hydraulicznego (7), belek pionowych (2) oraz stępła (3) połączonych ze sobą sworzniami (5) i klinami (4).

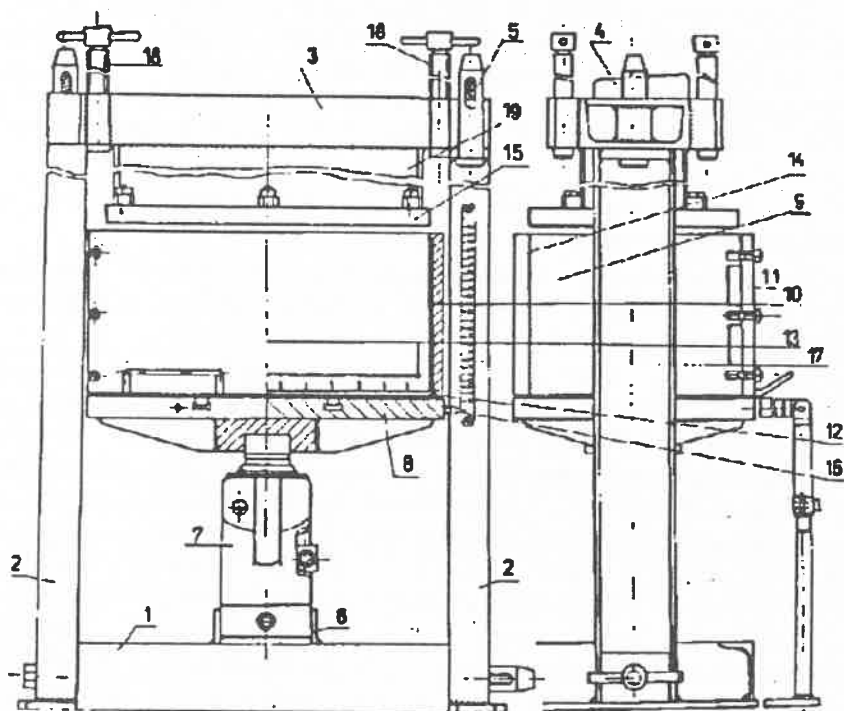
W gnieździe (6) podstawy (1) umieszczony jest dźwignik hydrauliczny (7) o udźwigu nominalnym 16 t. Na nim znajduje się stół prasy (8), stanowiący podstawę dla formy (9) ze skrzynką (10), w której przeprowadza się zagęszczanie gleby. Forma (9) składa się z obudowy (14) i odkręcanej płyty czołowej (11) o grubości 18 mm, chroniących znajdującą się wewnątrz ramkę (13) skrzynki przed zmianą objętości podczas zagęszczania gleby. Stempel prasy (3) wsparty na belkach bocznych (2) składa się z korpusu (19), do którego przykręcona jest rowkowana płyta (15) odprowadzająca nadmiar wody podczas zagęszczania gleby.

Gleba zagęszczana jest poprzez przesuwanie stołu prasy (8) z formą (9) w kierunku stempla (3) za pomocą dźwignika hydraulicznego (7). Precyzyjne określenie wysokości w mm warstwy zagęszczanej umożliwia wskazówka (16) umieszczona na bocznej krawędzi stołu prasy (8) i linia z podziałką (17) znajdujący się na belce pionowej (2). Cztery śruby dociskowe (18) na korpusie stempla (19) służą do poziomego ustawienia powierzchni stołu prasy (8) względem płyty rowkowanej (15) stempla (3). Ruchome dno skrzynki (12) z ramką (13) umożliwia wyciągnięcie jej z zagęszczoną glebą po uprzednim odkręceniu śrub mocujących płytę czołową (11) formy (9).

Glebę można zagęszczać w ramach o następujących rozmiarach: 400 x 200 x 200 mm, 400 x 200 x 100 mm, 300 x 300 x 200 mm, 300 x 300 x 100 mm, 200 x 200 x 200 mm i 200 x 200 x 100 mm. Przed zagęszczeniem gleba przesiewana jest przez sito o średnicy oczek 4 mm. Wymagane wartości gęstości gleby (w stanie suchym) uzyskiwano poprzez zagęszczanie określonej masy gleby o znanej wilgotności (w % wagowych) w określonej objętości form (9). Glebę zagęszczano warstwami o wysokości 1 cm. Przed zagęszczeniem kolejnej warstwy powierzchnię poprzedniej spulchniano grabkami w celu wyeliminowania wtórnego zagęszczenia warstwy dolnej.

Wstępnej oceny zaproponowanej prasy hydraulicznej dokonano na podstawie zagęszczenia prób z gleby brunatnej wytworzonej z lessu. Glebę zagęszczano do gęstości: 1250, 1400 i 1550 kg/m<sup>3</sup> i obsiano jęczmieniem jarym. Określono rozrzut wyników gęstości gleby w różnych miejscach zagęszczonej gleby i dokonano oceny rozwoju systemu korzeniowego. Wartości tych gęstości różniły się w porównaniu do gęstości projektowanej w granicach  $\pm 3,5\%$ . Stwierdzono istotne różnice w długości korzeni jęczmienia jarego w zależności od gęstości gleby.

Zaproponowana prasa hydrauliczna jest łatwa i szybka w obsłudze i może być stosowana do badań wpływu określonych stanów zagęszczenia gleby na rozwój systemu korzeniowego i wschody roślin.



Rys. 31. Prasa hydrauliczna: 1 - podstawa; 2 - belki pionowe; 3 - stempel; 4 - kliny; 5 - sworznie; 6 - gniazdo na dźwignik; 7 - dźwignik hydrauliczny; 8 - stół prasy; 9 - forma; 10 - skrzynka; 11 - płyta czołowa formy; 12 - dno skrzynki; 13 - ramka; 14 - korpus stempla; 15 - rowkowana płyta stempla; 16 - wskazówka; 17 - liniał z podziałką; 18 - śruby dociskowe; 19 - korpus stempla

Fig. 31. Scheme of hydraulic press: 1 - stand; 2 - vertical beams; 3 - stamp; 4 - wedges; 5 - bolts; 6 - nest; 7 - hydraulic hoist; 8 - press table; 9 - form; 10 - box; 11 - front form plate; 12 - box bottom; 13 - frame; 14 - casing; 15 - grooved plate; 16 - indicating needle; 17 - scale; 18 - screws; 19 - stamp body

## 20. METHOD OF SOIL COMPACTION FOR THE EVALUATION OF THE INFLUENCE OF SOIL COMPACTION ON THE DEVELOPMENT OF THE PLANTS' ROOT SYSTEM

Relatively few studies deal with a direct influence of soil compaction on the development of the plants' root system and on the changes of other physical properties of the soil. This type of research is difficult because of the lack of methods of compacting large soil samples. Most of the so-far conducted studies were carried out in small cylinders or other containers which limited the evaluation to the root system in its initial stage of development.

The present work proposes a method of compacting relatively large soil samples by means of a hydraulic press.

The hydraulic press /Fig. 31/ consists of a base (1), a hydraulic hoist (7), vertical beams (2), and a stamp (3) connected with one another with bolts (5) and wedges (4).

In the nest (6) at the base (1) there is a hydraulic hoist (7) with the nominal lifting capacity of 16 t. A press table (8) that is a base for the form (9) with the box (10) in which soil compaction takes place, is placed on it. The form (9) consists of the casing (14) and a movable front plate (11) 18 mm thick that protects a frame (13) placed inside the box (10) from changing its volume during the course of compaction. The press stamp (3) supported by lateral beams (2) consists of a body (19) onto which a plate (15) with grooves that enables taking away excess water is screwed.

The soil gets compacted by the movement of the press table (8) with the form (9) in the direction of the stamp (3) by means of a hydraulic hoist (7). A precise determination of the soil layer thickness is possible thanks to an indicating needle (16) placed on the lateral edge of the press table and a rule with a scale (17) placed on the vertical beam (2). Four set screws (18) on the body of the stamp (19) are used for the horizontal regulation of the press table position (8) in relation to the plate with grooves (15) and the stamp (3). A movable bottom of the box (12) with a frame (13) enables taking it off together with the compacted soil after the screws fixing the front plate have been unscrewed. The soil may be compacted in the frames of the following dimensions: 400 x 200 x 200 mm, 400 x 200 x 100 mm, 300 x 300 x 200 mm, 300 x 300 x 100 mm, 200 x 200 x 200 mm, 200 x 200 x 100 mm. Before compaction the soil is sieved through a 4 mm sieve. The desired

values of soil compaction (in the dry state) were obtained by compacting a certain soil mass with a known moisture (in weight %) in forms (9) of a certain volume. The soil was compacted in layers 1 cm thick. Before compaction the soil layer was loosened by means of a fork to avoid secondary compaction of the lower layer.

The above described press is easy to operate and quick. It can certainly be used in the studies on the influence of soil compaction on the development of plants' root system and plants' tillering.

## 21. RADIOIZOTOPOWA APARATURA DO POMIARU WILGOTNOŚCI W KOLUMNACH GLEBOWYCH

Badania procesów transportu wymagają nieniszczących metod pomiarowych, tzn. takich, w których pomiar nie zakłóca badanego zjawiska. W ostatnich 20 latach do badań tego typu często wykorzystuje się radioizotopy. Pierwiastki promieniotwórcze o prostym widmie promieniowania gamma znalazły zastosowanie m.in. w badaniach przenoszenia wody w glebie [2, 3].

Zasada pomiaru opiera się na zjawisku pochłaniania monoenergetycznej, równoległej wiązki promieniowania gamma. Formuła matematyczna opisująca to zjawisko ma postać:

$$I = I_0 \exp [I_s \mu_s \gamma_s + I_w \mu_w \rho_w \Theta] \quad (34)$$

gdzie:  $I$  i  $I_0$  - natężenie zliczanych impulsów po i przed absorpcją,

$I_s$  - grubość warstwy gleby,

$\mu_w, \mu_s$  - współczynniki pochłaniania promieniowania gamma dla wody i gleby,

$\gamma_s, \rho_w$  - gęstość gleby i wody.

Jeśli przyjąć, że gęstość gleby nie ulega zmianom w czasie trwania eksperymentu, wówczas można jednoznacznie przyporządkować określonemu natężeniu impulsów określoną wilgotność objętościową  $\Theta$  zgodnie z zależnością:

$$\Theta = \frac{1}{I_s \mu_w \rho_w} \ln \frac{I_s}{I_w} \quad (35)$$

gdzie:  $I_s$  - natężenie impulsów dla gleby suchej,

$I_w$  - natężenie impulsów dla gleby o wilgotności  $\Theta$ .

Wykonana aparatura umożliwia pomiar wilgotności gleby umieszczonej w poziomych bądź pionowych kolumnach glebowych w trakcie migracji wody glebowej, związanej z procesem infiltracji pionowej i poziomej, podsiąku kapilarnego, parowania itp. [1].

Schemat blokowy aparatury przedstawiony jest na rysunku 32. Składa się ona z dwóch zasadniczych części: elektronicznej i mechanicznej. Źródłem promieniowania  $\gamma$  jest Am-241 o aktywności 100 mCi, którego widmo promieniowania składa się z kwantów gamma o dwóch energiach 26 keV i 60 keV, przy czym natężenie linii 60 keV jest około 10 razy większe od natężenia drugiej linii.

Zasada działania aparatury elektronicznej jest następująca. Kwanty gamma emitowane przez Am-241 przechodzą przez kolumnę glebową (8), w której są częściowo pochłaniane. Kwanty przechodzące trafiają do sondy scyntylacyjnej (1), gdzie zamieniane są na impulsy napięciowe, które następnie są wzmacniane i formowane przez wzmacniacz (3). Zadaniem analizatora impulsów (4) jest wydzielenie z docierających do niego impulsów tych, które pochodzą od kwantów o energii 60 keV. Impulsy napięciowe z analizatora kierowane są na przelicznik (5) umożliwiający bieżącą kontrolę pracy aparatury i na integrator liniowo-logarytmiczny (6). Przy logarytmicznym rodzaju pracy integratora napięcie na jego wyjściu jest wprost proporcjonalne do logarytmu z natężenia impulsów  $I_a$ . Z drugiej strony z zależności (35) wynika, że mierzona wilgotność jest zależna od natężenia impulsów w identyczny sposób. Z powyższego wynika, że między napięciem na wyjściu integratora  $\Delta U$  a wilgotnością  $\theta$  istnieje zależność liniowa:

$$\theta = B \Delta U \quad (36)$$

gdzie B jest stałą aparaturową, określoną przez geometrię układu pomiarowego, rodzaj źródła, zakres rejestratora (7).

Część mechaniczna realizuje przesuw źródła i sondy wzdłuż kolumny. Synchronicznie z przesuwem źródła włączany jest przesuw papieru rejestratora i rejestracja napięcia z integratora.

Równowaga integratora ustala się zgodnie z równaniem:

$$U_t = U_0 \left[ 1 - \exp\left(-\frac{t}{RC}\right) \right] \quad (37)$$

gdzie:  $U_0$  - napięcie po czasie  $t \rightarrow \infty$ ,

$U_t$  - napięcie po czasie  $t$ ,

### RC - stała czasowa.

Z zależności (37) wynikają istotne wnioski określające parametry pracy aparatury. Wiadomo, że czas ekspozycji niezbędny do osiągnięcia błędu odczytu 1 % wynosi  $t = 4,6 RC$ . Tym samym musi być spełniony warunek:

$$4.6 RC = \frac{l}{v} \quad (38)$$

gdzie:  $l$  - szerokość wiązki (równa wysokości szczeliny kolimacyjnej),

$v$  - prędkość przesuwu układu źródło-licznik.

Dla zbudowanej aparatury  $v = 2 \times 10^{-3} \text{ ms}^{-1}$ ,  $l = 6 \times 10^{-3} \text{ m}$ ,  $RC = 1 \text{ s}$ , czyli warunek (38) jest spełniony.

Należy wspomnieć, że prędkość przesuwu  $v$  musi być tak dobrana, aby stanowiła kompromis między dwoma wzajemnie sprzecznymi wymogami, a mianowicie:

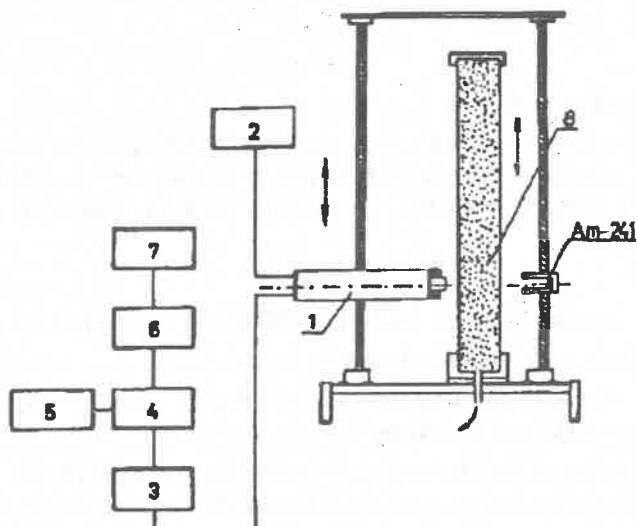
- 1) dokładność pomiaru wilgotności wzrasta proporcjonalnie do pierwiastka z liczby zliczonych impulsów, która to wielkość jest proporcjonalna do czasu ekspozycji danego przekroju kolumny
- 2) dynamiczny charakter badanego procesu i niejednoczesność pomiaru wilgotności w poszczególnych przekrojach wymusza ograniczenie czasu ekspozycji.

Grubość warstwy gleby (średnica kolumny) wynosi 0,05 m. Wartość ta określona jest przez warunek minimalizacji błędu pomiaru.

Rysunek 33 przedstawia przykładowe wyniki pomiaru dla infiltracji poziomej wody do gleby gliniastej lekkiej; widoczna jest ewolucja profili wilgotności gleby w czasie.

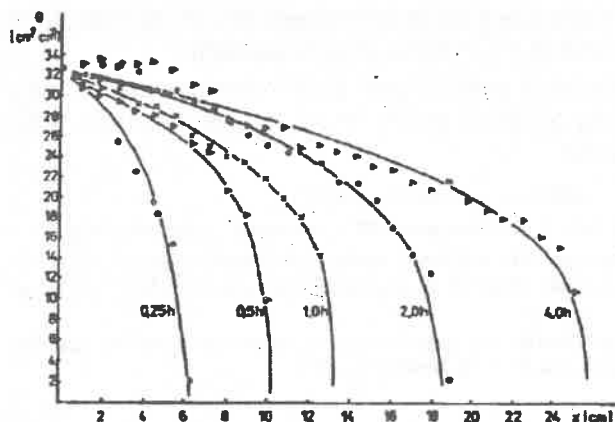
### BIBLIOGRAFIA (REFERENCES)

1. Globus A.M.: Ekspierimentalna gidrofizika poczw. Gidromietizdat, Leningrad, 1969.
2. King L.K.: Gamma ray attenuation for soil water content measurement using Am-241. In: Isotope and radiation techniques in soil and irrigation studies. Int. Atom Energy Agency, Vienna, 1967.
3. Reginato R.J.: In situ bulk density and water content changes measured with gamma radiation. In: Water in heavy soils. Proc. III, Bratislava, 1976.



Rys. 32. Schemat blokowy aparatury radiometrycznej: 1 - sonda scyntylacyjna; 2 - zasilacz wysokiego napięcia; 3 - wzmacniacz liniowy; 4 - analizator; 5 - przelicznik; 6 - integrator; 7 - rejestrator; 8 - gleba

Fig. 32. Block scheme of the radiometric apparatus: 1 - scintillation probe; 2 - high voltage supply; 3 - linear amplifier; 4 - analyser; 5 - counter; 6 - integrator; 7 - recorder; 8 - soil



Rys. 33. Profile wilgotności  $\theta = f(x)$  przy infiltracji poziomej

Fig. 33. Moisture profiles  $\theta = f(x)$  during the horizontal infiltration

## 21. RADIOISOTOPIC APPARATUS FOR MEASURING MOISTURE CONTENTS IN SOIL COLUMNS

Studies on the transportation processes require nondestructible measuring methods, i.e. the ones in which the measurements taking do not disturb the studied process. In the last 20 years radioisotopes have been used for this purpose. Radioactive elements with a simple gamma spectrum have been used in the studies on water transportation in the soil [2, 3].

The measurement consists in the absorption of the monoenergetic parallel beam of gamma radiation. The mathematical equation describing this phenomenon may be presented as follows:

$$I = I_0 \exp [I_s \mu_s \gamma_s + I_s \mu_w \rho_w \Theta] \quad (34)$$

where:  $I$  and  $I_0$  - counted impulses' intensity before and after absorption,

$I_s$  - soil layer thickness,

$\mu_w, \mu_s$  - gamma radiation absorption coefficients for soil and water,

$\gamma_s, \rho_w$  - soil and water densities.

If we assume that soil density does not change during the experimental time, an univocal assignment of a volumetric moisture to a given intensity of impulses is possible, according to the equation:

$$\Theta = \frac{1}{I_s \mu_w \rho_w} \ln \frac{I_s}{I_w} \quad (35)$$

where:  $I_s$  - intensity of impulses for dry soil,

$I_w$  - intensity of impulses for the soil with moisture content  $\theta$ .

The constructed apparatus enables measuring moisture contents of the soil placed in horizontal or vertical soil columns during soil water migration connected with the processes of horizontal or vertical infiltration, capillary rise, evaporation, etc.

A block diagram of the apparatus can be seen in Figure 32. The apparatus consists of two main parts: electronic and mechanic. Am-241 with the activity of 100 mCi is the source of gamma radiation. Its spectrum consists of two gamma quanti with two energy levels of 26 keV and 60 keV; the intensity of the 60 keV line is about 10 times greater than the intensity of the other line.

The principle of the apparatus' functioning is as follows. Gamma quanta emitted by Am-241 go through the soil column (8) in which they are partially absorbed. Passing they go enter the scintillation probe (1) where they are changed into voltage impulses that are later amplified and formed by an amplifier (3). The voltage analyzer (4) emits only the impulses that come from the 60 keV quanta. Voltage impulses from the analyzer come to the counter (5) that makes current control of the apparatus possible and to the linear-logarithmic integrator (6). When the integrator works in a logarithmic mode the voltage at its input is directly proportional to the logarithm of the impulse voltage  $I_a$ . On the other hand the relation described in (35) results from the fact that the measured moisture contents depend on the impulse voltage in the same way. It may be then concluded that the input voltage of the integrator  $\Delta U$  and the moisture content  $\theta$  are linearly interrelated:

$$\theta = B \Delta U \quad (36)$$

where  $B$  is the apparatus' constant determined by the geometry of the measuring system, type of source, recorder (7) range.

The mechanical part enables the source and probe's passage along the column. Paper passage is synchronized with the passage of the source and with the recording of integrator's voltage.

Integrator's balance may be established according to the below equation:

$$U_t = U_0 \left[ 1 - \exp\left(-\frac{t}{RC}\right) \right] \quad (37)$$

where:  $U_0$  - voltage after time  $t \rightarrow \infty$ ,

$U_t$  - voltage after time  $t$ ,

$RC$  - time constant.

Some important implications as to the apparatus' working parameters. It is known that the exposition time period necessary for the reading error of 1 % equals  $t = 4.6 RC$ . Then condition (38) must be fulfilled:

$$4.6 RC = \frac{l}{v} \quad (38)$$

where:  $l$  - width of the beam equal to the height of the collimation slot,

$v$  - passage speed of the system source-counter.

For the constructed apparatus  $v = 2 \times 10^{-3} \text{ ms}^{-1}$ ,  $l = 6 \times 10^{-3} \text{ m}$ ,  $RC = 1 \text{ s}$ , so the condition is fulfilled.

It should be noticed, however, that the passage speed  $v$  must be chosen to satisfy two contradicting demands, i.e.

- 1) the accuracy of moisture content measurements increases proportionally to the root of counted impulses and this, in turn, is proportional to the time of exposure and to the column radius
- 2) the dynamic character of the studied process and the lack of univocality of the studied moisture contents in individual column intersections makes the time of exposure limited.

Thickness of the soil layer (column radius) is 0.05 m which is the value minimalizing the measuring error. Figure 33 shows some examples of the results of measurements for the vertical infiltration of water into light loamy soil. An evolution of the soil profiles in time may be seen.

## 22. REFLEKTOMETRYCZNY MIERNIK WILGOTNOŚCI GLEBY

Opracowano reflektometryczny miernik wilgotności gleb, którego działanie oparte jest na związku pomiędzy stałą dielektryczną gleby a jej wilgotnością. Zastosowano metodę reflektometryczną, gdzie stałą dielektryczną wylicza się w oparciu o pomiar prędkości propagacji (rozchodzenia się) impulsu elektromagnetycznego w glebie. Miernik umożliwia bezpośredni odczyt wilgotności objętościowej gleby w pełnym zakresie uwilgotnień, na wielu głębokościach jej profilu jednocześnie oraz nie wymaga indywidualnej (dla poszczególnych gatunków gleb) kalibracji, jeśli dopuszcza się kilkuprocentowy względny błąd pomiaru. Zmiany temperatury, zasolenia i gęstości gleby nie wpływają istotnie na wynik pomiaru wilgotności. Trwale instalowane w glebie czujniki nie zaburzają swoją obecnością procesu przepływu wody w glebie. Miernik może być również stosowany do pomiarów wilgotności takich ciał kapilarno-porowatych, jak: ziarno, szyszki chmielowe, liście tytoniu, siano, mąka, artykuły piekarnicze, drewno, masa formierska, podłoża traktów komunikacyjnych, fundamenty budynków i innych.

Praktycznie, dla celów reflektometrycznego pomiaru wilgotności gleby, zależność pomiędzy prędkością propagacji impulsu elektromagnetycznego w glebie a wartością jej efektywnej względnej stałej dielektrycznej może być uproszczona do postaci:

$$V = \frac{c}{\sqrt{K(\theta)}} \quad (39)$$

gdzie: V - prędkość impulsu elektromagnetycznego w glebie,  
 c - prędkość impulsu elektromagnetycznego w próżni (prędkość światła),

$K(\theta)$  - efektywna względna stała dielektryczna gleby.

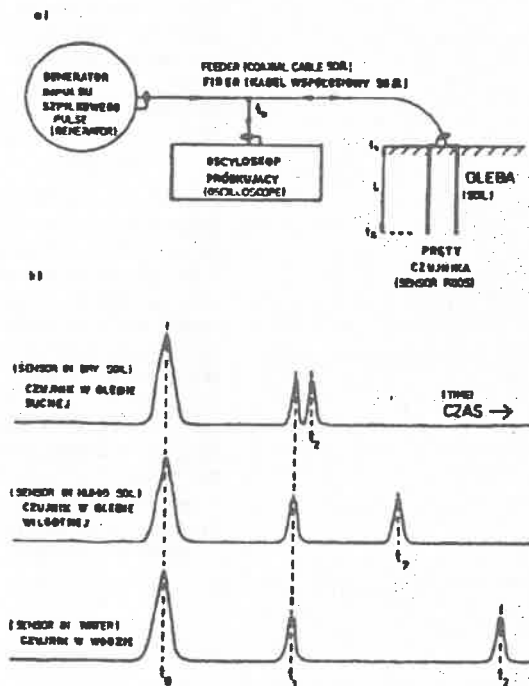
Mierzac V można policzyć K, a następnie wyznaczyć skorelowaną z nią wilgotność gleby  $\theta$ .

Zasadę reflektometrycznego pomiaru wilgotności gleby ilustruje rysunek 34. Do gleby wprowadza się czujnik wykonany w formie dwóch równoległych metalowych prętów. Jeden z końców czujnika łączy się za pośrednictwem linii transmisyjnej (np. przewodu współosiowego), zwanej dalej fiderem, z generatorem impulsu elektromagnetycznego. Wywołany impulsem z generatora skok napięcia powoduje rozwinięcie się impulsu elektromagnetycznego, który biegnie fiderem w kierunku zainstalowanego w glebie czujnika, osiąga w chwili  $t_1$  jego początek i biegnie dalej, w glebie, ku jego końcowi, do którego dociera w chwili  $t_2$ . Ponieważ w miejscu połączenia fidera z czujnikiem występuje skok impedancji (impedancja fidera różni się od impedancji czujnika), część energii impulsu zostaje w momencie  $t_1$  odbita i wraca w kierunku generatora impulsu. Pozostałość biegnie dalej, w glebie, dociera w momencie  $t_2$  do końca czujnika, odbija się (z powodu skoku impedancji na końcu czujnika) jeszcze raz i wraca w kierunku generatora, jak poprzednio. Mierzac czas  $t = t_1 - t_2$  dzielący momenty odbić impulsu od początku i od końca czujnika oraz znając jego długość L wylicza się prędkość propagacji V impulsu w glebie, a następnie, zgodnie z podaną wyżej formułą, jej stałą dielektryczną K i ostatecznie wyznacza się skorelowaną z nią wilgotność gleby  $\theta_v$ . Rysunek 34b ilustruje reflektogram widziany na ekranie oscyloskopu, przyłączonego do fidera w rozgałęzieniu. Impuls inicjalny dociera do rozgałęzienia w chwili  $t_0$ , biegnie dalej i podlega wspomnianym odbiciom, widocznym na ekranie w chwilach  $t_1$  i  $t_2$ .

Rysunek 55 ilustruje zależność względnej stałej dielektrycznej K od wilgotności objętościowej  $\theta_v$  dla pięciu różnych gleb mineralnych, uzyskaną z zastosowaniem opisanego miernika. W górnej części rysunku pokazano uziarnienie gleb, zawartość substancji organicznej oraz rozrzut gęstości poszczególnych próbek. Wyniki wskazują, że kalibracja aparatu

w stosunku do każdej z gleb oddzielnie nie jest potrzebna, jeśli dopuszcza się błąd pomiaru wilgotności wynoszący kilka procent wartości rzeczywistej.

Na rysunku 36 pokazano różne sposoby instalacji czujników w profilu gleby. Czujniki mogą być instalowane z powierzchni i wtedy sięgają różnych głębokości dzięki zróżnicowanej długości lub mogą być zamocowane na końcach sięgających różnych głębokości plastikowych rur. Przeglądu rozkładu wilgotności w profilu gleby dokonuje się poprzez kolejne przełączanie poszczególnych czujników do odczytnika lub bezobsługowo, jeśli zespół czujników jest równolegle połączony w węzle odcinkami kabla o tak zróżnicowanych długościach, by reflektogramy poszczególnych czujników były rozdzielone w czasie.



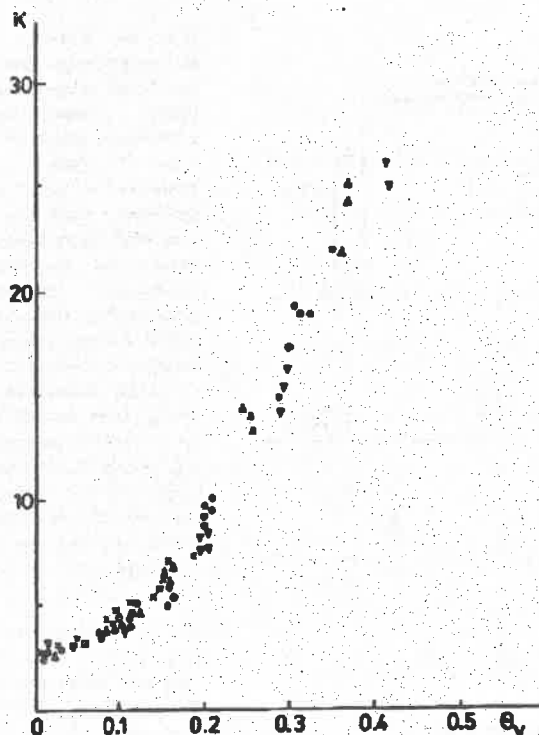
soil moisture content): a) the basic arrangement of the reflectometer: a needle analyzing pulse runs along the feeder to the sensor and then along the sensor through the soil undergoing reflections from both sensor's ends at the instants  $t_1$  and  $t_2$  - by measuring the time separating these two instants the velocity of the pulse may be determined; b) the shape of the pulse and its reflection from the arrangement impedance discontinuities as it is seen on a sampling oscilloscope screen

Rys. 34. Zasada reflektometrycznego pomiaru prędkości propagacji impulsu elektromagnetycznego w glebie (wilgotności gleby): a) podstawowy układ reflektometru: szpilkowy układ analizujący biegnie fiderem do czujnika, a następnie czujnikiem przez glebę, ulegając odbiciom od jego początku i końca w momentach  $t_1$  i  $t_2$  - mierząc dzielący te momenty czas można policzyć prędkość propagacji impulsu; b) obraz impulsu i jego odbicie w miejscach nieciągłości impedancji układu widziany na ekranie oscyloskopu próbkującego

Fig. 34. Principle of the measurement of electromagnetic pulse propagation velocity in the soil (of

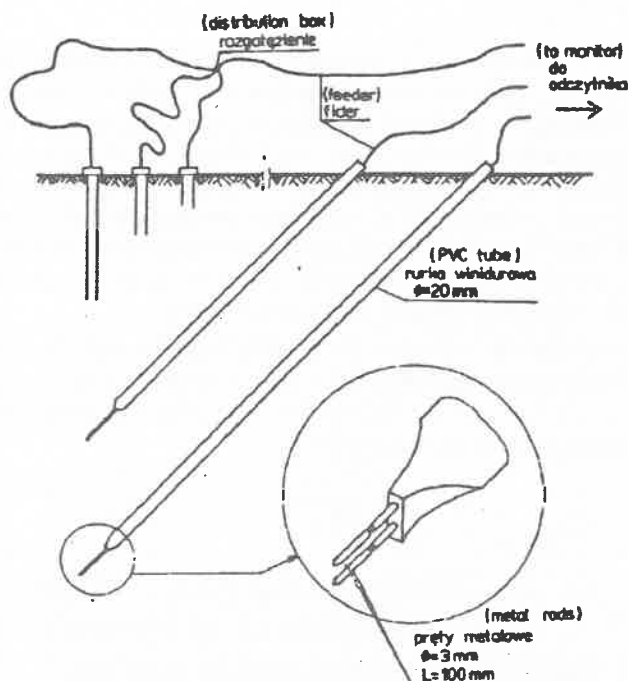
|   | PIASEK<br>(sand)<br>$10 > \rho > 0$ | PYL<br>(silt)<br>$0.1 > \rho > 0.02$ | IL<br>(clay)<br>$0.02 > \rho$ | HUMUS<br>(humus)<br>% |
|---|-------------------------------------|--------------------------------------|-------------------------------|-----------------------|
| ● | 8                                   | 34                                   | 56                            | 0.42                  |
| ○ | 2                                   | 63                                   | 35                            | 0.84                  |
| ▼ | 0                                   | 57                                   | 43                            | 1.30                  |
| △ | 40                                  | 54                                   | 6                             | 3.30                  |
| x | 86                                  | 11                                   | 3                             | 0                     |

$$1 < f < 1.7 \text{ g/cm}^3$$



Rys. 35. Zależność efektywnej względnej stałej dielektrycznej gleby  $K$  od jej wilgotności objętościowej  $\theta_v$  dla kilku typowych gatunków gleb mineralnych; widać, że gatunek gleby, jej gęstość  $\rho$ , jak też zawartość substancji organicznej w glebie nie wywierają istotnego wpływu na jej przebieg, co zwalnia z konieczności indywidualnego cechowania aparatury dla każdej z gleb

Fig. 35. The relation between the effective relative soil dielectric constant  $K$  and its volumetric moisture content  $\theta_v$ , for some typical kinds of soils; it may be seen that the kind of the soil, its density  $\rho$ , or the organic substances content does not change its course, which means that there is no need for individual calibration of the apparatus for each of the studied soils



Rys. 36. Zasada konstrukcji i instalowania reflektometrycznych czujników do pomiaru wilgotności gleby; czujniki o zróżnicowanej długości sięgają różnych głębokości profilu z powierzchni gleby lub mają jednakową długość i są wtedy zamocowane na końcach plastikowych rur, wprowadzanych na różne głębokości poprzez ukośne otwory pilotujące

Fig. 36 The principle of installation and design of the reflectometric moisture sensors; the sensors of differentiated lengths reach various depths of the soil profile or are of the same length and then they are placed at the end of plastic pipes introduced into different depths through specially drilled pilot holes

#### BIBLIOGRAFIA (REFERENCES)

1. Malicki M. A., Sklerucha W.M.: A manually controlled TDR soil moisture meter with 300 ps rise-time needle pulse. Irrigation Science 1989, 10, 2 (in press).

## 22. A REFLECTOMETRIC METER OF SOIL MOISTURE CONTENT

A reflectometric meter of soil moisture content that functions on the basis of the relation between the soil dielectric constant and soil moisture content has been designed. A reflectometric method applied uses the measurements of the speed of propagation to calculate the dielectric

moisture within its full range on many soil profile's depths without the necessity for individual (for each particular soil) calibration of the apparatus. The influence of the variation in temperature, salinity, and soil density on the measurement is negligible. The procedure of sensor installation does not disturb the soil structure, and their presence does not disturb water movement in the soil. The meter can be used for the measurements of the moisture content of various capillary-porous materials such as: grain, hop cones, tobacco leaves, flour, bakery products, wood, sand-mix, road foundations, walls foundations, and many others.

In practice and for the sake of the reflectometric measurement of soil moisture the equation expressing the relation between the speed of electromagnetic pulse in soil and the values of its effective dielectric constant can be simplified to the following form:

$$V = \frac{c}{\sqrt{K(\theta)}} \quad (39)$$

where:  $V$  - the velocity of the pulse propagation in the soil,  
 $c$  - the velocity of the pulse in vacuum (the speed of light),  
 $K(\theta)$  - relative effective dielectric constant of the soil.

It is possible to calculate  $K$  by measuring  $V$  and than to determine soil moisture  $\theta$  which is correlated with it.

The principle of the reflectometric measurement of the soil moisture content has been illustrated in Figure 34a. A sector of the transmission line, called a sensor, made in the shape of two parallel rod electrodes, is introduced into the soil. One end of the sensor is then connected by means of another transmission line (coaxial line), called a feeder, with a generator of electric voltage pulse. The voltage rush caused by the pulse introduced into the feeder causes the development of the electromegnetic pulse which runs along the feeder towards the sensor, reaches the beginning of the sensor at the instant  $t_1$  and continues running through the soil till it reaches the sensor's open end at the instant  $t_2$ . As there appears an electric impedance discontinuity at the junction where the feeder is connected to the sensor (the feeder's impedance is different from the sensor's impedance), a part of the pulse energy is reflected at  $t_1$  and travels back towards the pulse generator. The rest of it keeps running further, and after it has reached the end of the sensor it is reflected at  $t_2$  because of a similar

reached the end of the sensor it is reflected at  $t_2$  because of a similar impedance discontinuity at the sensor-soil interface, and also returns to the pulse generator. Measuring the time interval  $t = t_1 - t_2$ , separating the instants of the pulse reflection from the beginning and from the end of the sensor, and by knowing the length  $L$  of the sensor, it is possible to calculate the velocity, and then according to the equation above its dielectric constant  $K$ , and finally, correlated with it soil moisture  $\theta$ .

Figure 34 shows the picture of the pulse together with its reflection as it is seen on an oscilloscope screen connected to the feeder. The initial pulse reaches the "Y" embranchment that connects the oscilloscope and the feeder at the instant  $t_0$ , runs further on, and undergoes the reflections described above, that may be observed on the screen at  $t_1$  and  $t_2$ .

Figure 35 illustrates the relation between the effective relative dielectric constant  $K$  and the volumetric moisture content  $\theta$  for the five chosen mineral soils that was estimated by means of the meter. The upper part of the Figure shows soil porosity, organic matter content, and density distribution of the individual samples. The results show that the calibration of the apparatus individually for each soil is not necessary if we allow for a measuring error of few percent of the actual value.

Figure 36 shows various ways of installing the sensors in the soil profile. They can be installed on the soil surface and then they reach various depths of the soil thanks to their differentiated lengths, or else they can be placed at the ends of plastic pipes that reach differentiated depths. The review of soil moisture contents in the soil profile is done by connecting separate sensors to the reading device, or automatically, if the set of sensors is parallelly connected into a knot with sections of a cable with lengths differentiated enough to have reflectograms of individual sensors dispersed in time.

### 23. WYZNACZANIE WILGOTNOŚCI TRWAŁEGO WIEDNIĘCIA NA PODSTAWIE POWIERZCHNI WŁAŚCIWEJ GLEB

Z podstawowej charakterystyki fizycznej opisującej warunki wodne gleby, tzw. krzywej retencji lub krzywej  $pF$  można oznaczyć zawartość wody utrzymywanej w glebie z daną siłą (przy danej wartości  $pF$ ), a także określić ważne w praktyce rolniczej wielkości takie jak ilość wody dostępnej roślinom, wilgotność trwałego wiednięcia, procentową zawartość różnej wielkości porów w glebie.

Wyznaczanie pełnej charakterystyki wodnej każdej gleby wiąże się z odpowiednią aparaturą i długotrwałym pomiarem. Interesujące są metody otrzymywania krzywej retencji na podstawie znajomości parametrów fazy stałej gleby. Wykorzystuje się w ten sposób już posiadane wyniki i znacznie skraca czas uzyskania pełnej charakterystyki fizycznej badanej gleby.

Zawadzki, Michałowska i Stawiński pokazali możliwość bezpośrednio oznaczania punktu trwałego wędnięcia roślin odpowiadającego wartości pF 4,2 z pomiaru powierzchni właściwej gleb metodą adsorpcji pary wodnej [3].

Zawadzki i Michałowska porównali też z powierzchnią właściwą wilgotności odpowiadające wartościom pF 1,5; pF 2,0 (połowa pojemność wodna), pF 2,5; pF 3,0 (tzw. dolna granica wody trudno dostępnej roślinom) oraz zawartość wody dostępnej roślinom (różnica pomiędzy wilgotnością przy pF 2,0 i pF 4,2) [2].

Zdaniem autorów najbardziej odpowiednią metodą pomiaru powierzchni właściwej w przypadku badania wodnych właściwości gleb jest metoda adsorpcji pary wodnej w oparciu o pojedynczy pomiar [1]. Do analizy wykorzystano suszarkę próżniową.

Wykorzystano tę metodę do oznaczania powierzchni właściwej gleb mineralnych oraz oznaczono wilgotności tych gleb przy różnych wartościach pF. Otrzymane wyniki przedstawiono w formie wykresów /rys. 37/, a dla liniowej zależności powierzchni właściwej i wilgotności trwałego wędnięcia (pF 4,2) znaleziono funkcję:

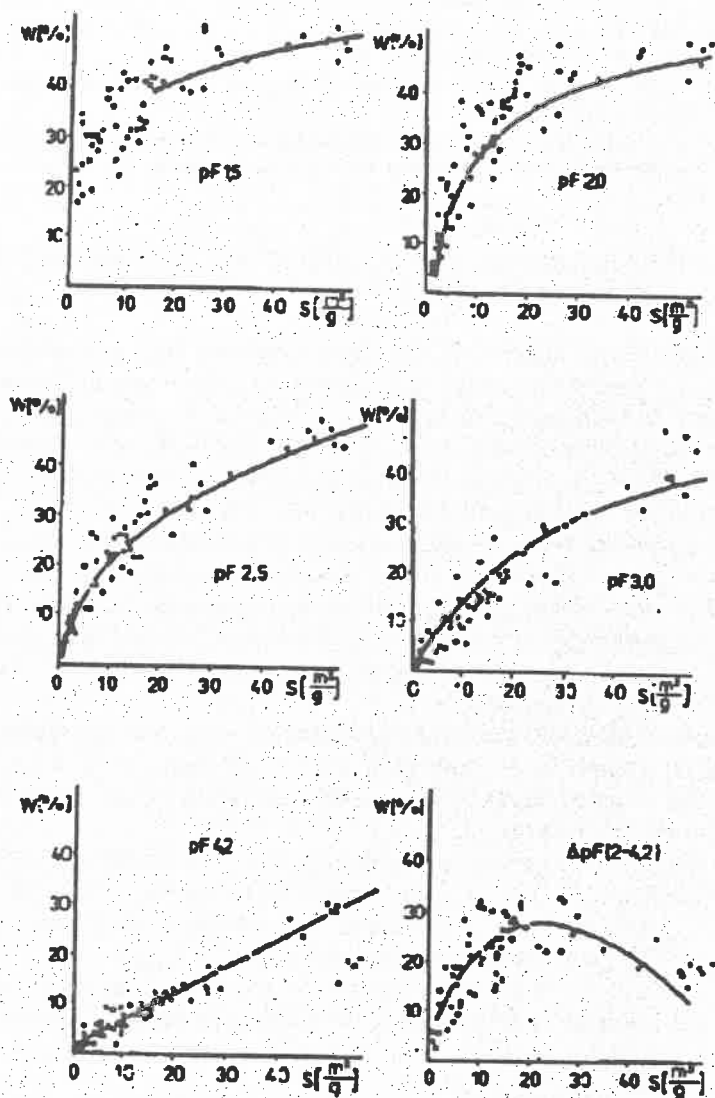
$$W = 0.528 S + 1.37 \quad (40)$$

gdzie :W - wilgotność trwałego wędnięcia (względem objętości),

S - powierzchnia właściwa ( $m^2/g$ ).

Powyższa zależność szczególnie dobrze nadaje się dla gleb mineralnych. Zbadano ponad 100 gleb o zawartości substancji organicznej od 0,06 do 12,69 % i z porównania wyników doświadczalnych i teoretycznych uzyskano wysoki współczynnik korelacji nie mniejszy od 0,97.

Ze względu na dużą prostotę i szybkość wyznaczania powierzchni właściwej, jak też niewielki koszt analizy celowe jest stosowanie tej metody do określania warunków wodnych gleb, szczególnie w badaniach seryjnych. Dodatkową zaletą takich oznaczeń jest też to, że próbki użyte do określania powierzchni właściwej są niewielkie i mogą być w formie nienaruszonych agregatów lub modelowane.



Rys. 37. Zależność powierzchni właściwej i wilgotności przy różnych wartościach pF

Fig. 37. Soil specific surface area and moisture relationships at different pF levels

## BIBLIOGRAFIA (REFERENCES)

1. Dechnik I., Stawiński J.: Determination of the total surface area of soils on the basis of one measurement. *Pol. J. Soil Sci.* 1970, III, 2, 1-15.
2. Zawadzki S., Michałowska K.: The relationship between pF values and soil surface area. *Pol. J. Soil Sci.* 1974, VII, 1, 47-51.
3. Zawadzki S., Michałowska K., Stawiński J.: The application of surface area measurements of soils for determination of the content of water unavailable for plants. *Pol. J. Soil Sci.* 1974, IV, 2, 89-92.

### 23. DETERMINATION OF THE MOISTURE OF FINAL WILTING ON THE BASIS OF SOIL SPECIFIC SURFACE AREA

It is possible to determine the water contents kept in the soil with a given force (at a given level of pF), as well as such important values as the amount of water available to plants, the moisture of final wilting, and the percentage contents of pores of different sizes in this soil on the basis of the basic physical soil characteristics describing water conditions in the soil such as the curve of retention or the pF curve.

In order to work out a complete water characteristics of a given soil we must have proper measuring apparatus and plan long-term measurements. The methods of plotting the retention curve on the basis of the known parameters of the soil solid phase are very interesting. It shortens the time period necessary for working out complete physical characteristics of the soil considerably.

Zawadzki, Michałowska and Stawiński showed the possibilities of direct determination of the point of final wilting of plants at pF 4.2 on the basis of the measurements of soil specific surface area by means of the steam adsorption method [3].

Zawadzki i Michałowska compared moisture levels at pF 1.5; 2.0 (field water capacity), 2.5; 3.0 (so-called lower limit of water unavailable for plants) with the specific soil surface and the contents of water available for plants (the difference of moisture at pF 2.0 and pF 4.2) [2].

According to these authors the best method of measuring the soil specific surface area when soil water properties are being investigated is the use of steam adsorption in a single measurement [1]. A vacuum drier was used for the measurements.

The method was used for determining the soil specific surface area and its moisture contents. The results were presented as graphs /Fig. 37/

and for the linear relation between the specific soil surface area and the final wilting (pF 4.2) the function (40) was found:

$$W = 0.528 S + 1.37 \quad (40)$$

where: W - moisture of final wilting (in relation to volume),

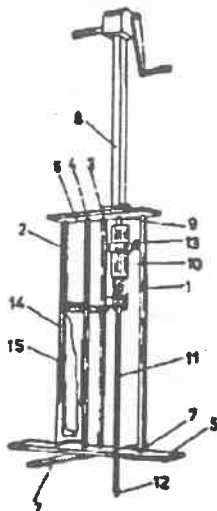
S - soil specific surface ( $m^2/g$ ).

The above function describes mineral soils especially well. Over 100 soils with the organic contents from 0.06 to 12.69 % were studied and theoretical and practical results were compared. A very high coefficient of correlation not smaller than 0.97 was observed.

As the method is very quick and simple, as well as inexpensive, it is well suited for the determination of soil specific surface and soil water conditions, especially in case of serial measurements. The fact that soil samples used are small and can be in the form of undisturbed soil aggregates or modelled, is additional advantage.

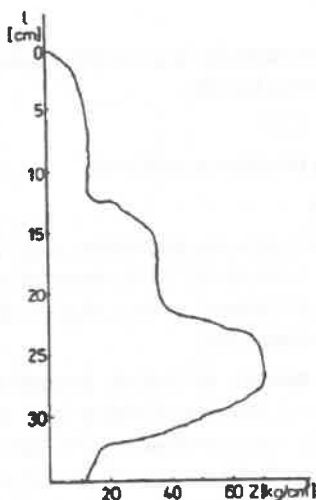
## 24. REJESTRUJĄCY PENETROMETR GLEBOWY

Rejestrujący penetrometr glebowy jest sondą sprężynową z napędem ręcznym /rys. 38/, która zapewnia ciągły zapis rozkładu zwięzłości w profilu glebowym. Szybkość zapisu i łatwość obsługi pozwalają na wykonanie 200 oznaczeń zwięzłości gleby w ciągu 8 godzin pracy. Przykład rozkładu zwięzłości w profilu glebowym przedstawiono na rysunku 39.



Rys. 38. Widok aksometryczny zwięzłościomierza: 1, 2, 3, 4 - pręty; 5, 6 - płaska belka; 7 - obrotowe płaskowniki (składane); 8 - śrubowy mechanizm napędowy; 9 - popychacz; 10 - czujnik; 11 - wgłębnik; 12 - stożek wgłębnika; 13 - rolki prowadzące; 14 - tarcza rejestratora; 15 - uchwyty trzymające papier

Fig. 38. An axonometric picture of the penetrometer: 1, 2, 3, 4 - rods; 5, 6 - a flat shaft; 7 - folding flat bars; 8 - screw drive; 9 - push rod; 10 - sensor; 11 - penetrator; 12 - penetrator's cone; 13 - guiding rollers; 14 - recording disk; 15 - paper holders



Rys. 39. Przykładowy przebieg  
zwięzłości w profilu glebowym:  
l - głębokość; Z - zwięzłość

Fig. 39. An example of the soil compaction  
in the soil profile: l - depth;  
Z - compaction level

#### BIBLIOGRAFIA (REFERENCES)

1. Walczak R., Orłowski R., Pukos A.: A manual spring-penetrometer of soil with a recorder. Pol. J. Soil Sci. 1973, VI, 2, 87-94.
2. Gliński J., Walczak R.: Urządzenie do badania zwięzłości gleby i gruntu. Nr P-159649, 1976.

### 24. RECORDING SOIL PENETROMETER

A recording soil penetrometer is a spring probe with a manual drive /Fig. 38/ which allows for a continuous recording of the distribution of soil compaction levels. As the apparatus is easy to operate and quick-working, it is possible to make 200 determinations in the 8-hour work-day. Figure 39 shows an example of the soil compaction levels in the soil profile.

### 25. URZĄDZENIE DO WYMUSZANIA STRUMIENIA W BADANIACH RUCHU WODY W GLEBIE

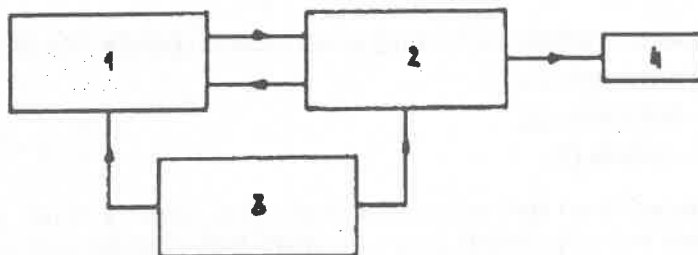
Opracowano programowane urządzenie do kontrolowania warunków brzegowych w badaniach przepływu wody w glebie, które umożliwia regulację dowolnej funkcji prędkości strumienia wody w czasie. Urządzenie służy do symulacji przebiegu zjawisk rzeczywistych oraz do weryfikacji modeli matematycznych [1, 2, 3].

Urządzenie składa się z trzech podstawowych bloków /rys. 40/:

- bloku sterowania (1),
- bloku dozowania (2),
- bloku zasilania (3).

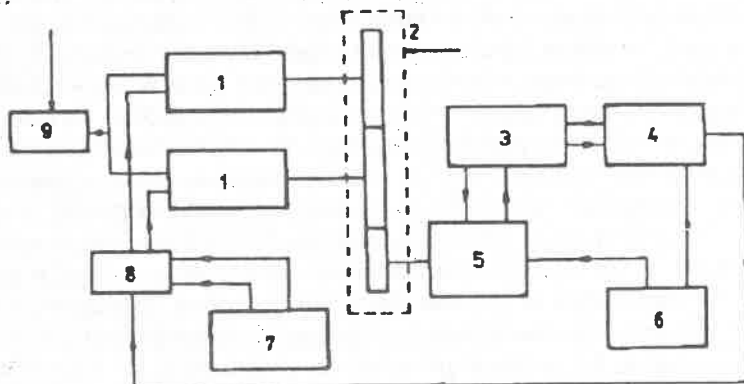
W skład bloku sterowania wchodzi: mikrokomputer ZX 81, sterownik i silnik krokowy napędzający cały układ. Blok dozowania zbudowany jest z dwóch podajników sprzężonych zespołem przekładni z silnikiem, dwóch zaworów elektromagnetycznych i zbiornika wyrównawczego. W skład bloku zasilania wchodzi zasilacze zasilające mikrokomputer, silnik i zawory /rys. 41/.

Zastosowanie mikrokomputera jako urządzenia sterującego umożliwia wykorzystanie tego zestawu do badania wszystkich procesów związanych z ruchem wody w glebie. Umożliwia on programowe wprowadzanie dowolnej zależności funkcyjnej prędkości zmian strumienia wody w czasie. Oprócz tego z klawiatury mikrokomputera można zadawać czas, po którym mają przełączać się zawory elektromagnetyczne oraz kierunek i prędkość kątową obrotu silnika krokowego. Z silnikiem poprzez układ przekładni sprzężone są podajniki - w taki sposób, że gdy jeden podajnik podaje wodę do próbki, drugi w tym samym czasie pobiera wodę ze zbiornika wyrównawczego. Program obsługi urządzenia jest tak zorganizowany, że gdy w podajniku zadającym wodę tłok zbliża się do końca, mikrokomputer przełącza kierunek obrotów silnika oraz zawory elektromagnetyczne. Tak więc ten podajnik, który wodę podawał do próbki teraz ją pobiera ze zbiornika, a ten który pobierał wodę, podaje. W ten sposób czas trwania doświadczenia nie jest ograniczony objętością podajnika i może być ono prowadzone dowolnie długo. Fakt, że istnieje możliwość dowolnego sterowania zaworami elektromagnetycznymi poprzez mikrokomputer, umożliwia zadawanie warunków brzegowych zarówno pierwszego rodzaju, tzn. na potencjały, jak też warunków brzegowych drugiego rodzaju, tzn. na gradienty potencjałów. Urządzenie to współpracując z urządzeniem gammaskopowym do określania profili wilgotności pracującym w Instytucie Agrofizyki tworzy zestaw umożliwiający prowadzenie różnorodnych badań w zakresie transportu wody w glebie.



Rys. 40. Schemat blokowy programowanego urządzenia do wymuszania strumienia wody: 1 - blok sterowania; 2 - blok dozowania; 3 - blok zasilania; 4 - element porowaty do równomiernego podawania wody

Fig. 40. Block scheme of programmed device for water motion forcing: 1 - controlling block; 2 - dosing block; 3 - feeding block; 4 - porous element equilizing water flow



Rys. 41. Schemat programowanego urządzenia do wymuszania strumienia wody: 1 - pompy; 2 - układ przekładni; 3 - sterownik mocy; 4 - ZX 81; 5 - silnik krokowy; 6 - zasilanie; 7 - zbiornik; 8 - zawory; 9 - układ kontaktu z glebą

Fig. 41. Detailed scheme of device: 1 - pumps; 2 - gear system; 3 - power control; 4 - ZX 81; 5 - stride motor; 6 - power supply; 7 - container; 8 - valves; 9 - soil-water contacting system

#### BIBLIOGRAFIA (REFERENCES)

1. Dirksen C.: Determination of soil water diffusivity by sorptivity measurements. Soil Sci. Amer. 1975, 39.
2. Dirksen C.: Flux-controlled sorptivity measurements to determine soil hydraulic property functions. Sci. Soc. Am. J. 1979, 43.
3. Walczak R., Sobczuk H., Sławiński C.: Materiały konferencji "Fizyka wody glebowej", Stara Leśna 1975.

## 25. A DEVICE FOR FORCING WATER FLOW IN THE STUDIES ON SOIL WATER MOTION

A programmed device for controlling boundry conditions during the studies of water transportation in the soil was worked out. The device enables the application of a desirable rate of water flow in a given time. The device can be used either for the simulation of natural phenomena or for the verification of mathematical models [1, 2, 3].

The device consists of three blocks /Fig. 41/:

- a controlling block (1),
- a dosing block (2),
- a feeding block (3).

The controlling block consists of a microcomputer ZX 81, a controller, and a stepping engine that is the driving force for the whole system. The dosing block consists of two conveyors coupled by a system of gears with the engine, two electromagnetic valves and an equilizing container. The feeding block contains power packs for the computer, engine and valves /Fig. 41/.

The use of the microcomputer as a controlling device enables its use for any processes connected with the water movement in the soil. It enables a programmed introduction of any functional relation of the flow rate in time. The computer keyboard enables setting the time for the electromagnetic valves' switch, together with the changes in the direction and angular velocity of the stepping engine. The dosers are connected with the engine by means of a system of gears. The coupling is such that when one doser pours water into the sample the other picks water from the equilizing container at the same time. The controller is set in such a way that when in one dosing device the piston reaches the limit position, microcomputer changes the direction of the engine rotations and the position of the electromagnetic valves. The doser that was pouring water into the sample, will now pick water from container, and the one that was picking water up from the container will now pour it into the sample. The time of the experiment is then not limited in any way by the capacity of the doser. The fact it is possible to control electromagnetic valves positions without any limitations by the microcomputer allows for the creation of boundry conditions of the 1st kind, i. e. water potentials, and of the 2nd kind, i. e. for the gradients of potentials. The device collaborates with the gammascopic device for determination of moisture profiles that is used at the Institute of Agrophysics in Lublin. The two devices make versetile studies on water transportation in the soil possible.

## 26. APARAT DO OZNACZANIA WSPÓŁCZYNNIKA PRZEWODNICTWA WODNEGO GLEBY W STREFIE NASYCONEJ

Aparatura /rys. 42/ umożliwia jednoczesny pomiar przepuszczalności 30 próbek glebowych. Ciśnienie hydrostatyczne może być ustalane indywidualnie dla każdej z próbek, co ma istotne znaczenie przy pomiarze dla gleb o zróżnicowanej przepuszczalności. Próbkę glebową pobiera się pierścieniem Kopecky'ego (5) i umieszcza w szczelnym cylindrze. Próbką glebową jest przed rozpoczęciem pomiaru nasycana wodą od dołu drogą podsiąku kapilarnego w celu odpowietrzenia. Podsiąg wywołuje się podnosząc naczynie (6), a następnie ustawiając poziom wody. Przepływ wody wywołany jest różnicą ciśnień hydrostatycznych w zbiorniku zasilającym (2) i naczyniu odpływowym (6). Kierunek ruchu wody w badanej próbce glebowej zgodny jest z kierunkiem siły grawitacji, żeby odwzorować naturalne przemieszczanie się cząstek gleby pod wpływem skumulowanego oddziaływania sił grawitacji i przepływu. Gumowy cylinder połączony jest ze zbiornikiem zasilającym za pomocą lewaru wodnego. Wskaźnikami poziomów w naczyniach (2) i (6) są manometry wodne (7) i (8). Różnica ich wskazań jest miarą ciśnienia wymuszającego przepływ. Przepływ oblicza się na podstawie czasu napełniania biurety (9). Stabilność poziomu wody w zbiorniku zasilającym zapewniają:

- regulowany zawór wejściowy wody (1),
- regulator poziomu wody (3).

Nadmiar wody ze zbiornika zasilającego (2) spływa do zbiornika odpływowego (10). Ze względu na skończoną pojemność zbiornika i długi czas pomiaru zachodzi konieczność jego okresowego opróżniania, które jest realizowane za pomocą pompy wodnej (11) oraz systemu czujników poziomu wody.

Przepuszczalność wodną gleby  $K$  oblicza się za pomocą wzoru:

$$K = \frac{QL}{hA} \quad (41)$$

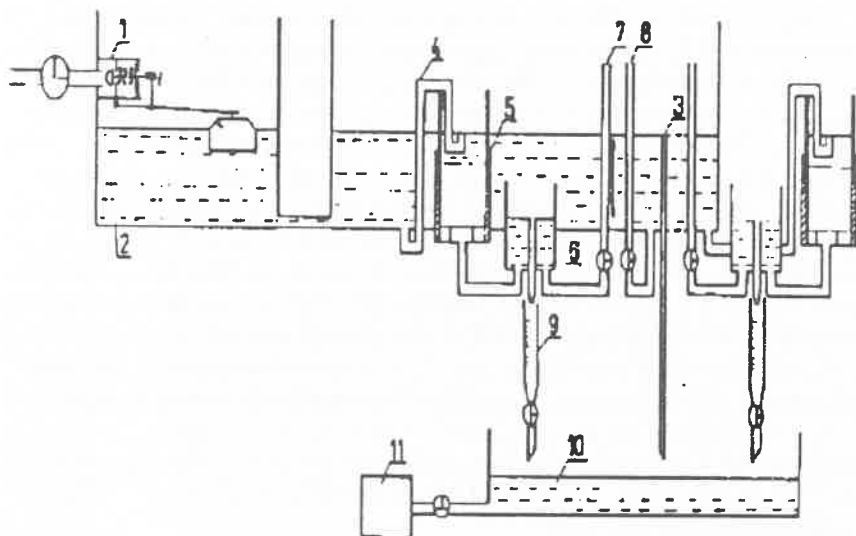
gdzie:  $K$  - współczynnik przepuszczalności wodnej badanej gleby ( $\text{cm min}^{-1}$ ),

$Q$  - przepływ ( $\text{cm}^3 \text{ min}^{-1}$ ),

$L$  - wysokość próbki glebowej (cm),

$h$  - ciśnienie hydrostatyczne wymuszające przepływ wody (cm),

$A$  - przekrój poprzeczny próbki ( $\text{cm}^2$ ).



Rys. 42. Aparat do oznaczania współczynnika przewodnictwa wodnego w glebie nasyconej:  
 1 - regulowany zawór doprowadzania wody; 2 - zbiornik zasilający; 3 - regulator maksymalnego poziomu wody w zbiorniku zasilającym; 4 - lewar; 5 - naczynie pomiarowe z próbką glebową; 6 - naczynie odpływowe ze stałym poziomem wody; 7 - manometr do pomiaru poziomu wody w naczyniu 6; 8 - manometr do pomiaru poziomu wody w zbiorniku 2; 9 - biureta pomiarowa; 10 - zbiornik odpływowy; 11 - system opróżniania zbiornika 10

Fig. 42. Device for measuring the index of water conductivity in the soil saturated zone:  
 1 - regulated water input valve; 2 - supplying container; 3 - regulator of maximal water level in supplying container; 4 - siphon; 5 - measuring vessel with soil sample; 6 - out-flow container; 7 and 8 - manometers; 9 - measuring burette; 10 - out-flow container; 11 - exhausting system

## BIBLIOGRAFIA (REFERENCES)

1. Walczak R., Malicki M., Czachor H., Usowicz B.: Opis aparatury i sposób oznaczania współczynnika przewodnictwa wodnego gleby w strefie nasyconej. *Prace Komisji Nauk o Wych PTGleb.* 1985, Nr 89, I Komisja Fizyki Gleby I/21, 31-34.

## 26. DEVICE FOR MEASURING THE COEFFICIENT OF WATER CONDUCTIVITY IN THE SOIL SATURATED REGION

The apparatus /Fig. 42/ enables a simultaneous measurement of permeability of 30 soil samples. Hydrostatic pressure may be estimated for each of the samples individually, which is important in case of samples with differentiated permeability. The sample is picked by means of Kopecky's ring (5) and placed in tight cylinder. The sample is saturated with water by means of capillary rise in order to get rid of air before measurements. Capillary rise is caused by lifting the container and establishing water surface. Water flow is caused by the difference in hydrostatic pressures in the supplying container (2) and out-flow container (6). The direction of the water flow in the system agrees with the direction of gravitation forces in order to reflect natural movement of soil particles under the influence of cumulated forces of gravitation and flow. A rubber cylinder is connected with the supplying container by means of a water lever. Water manometers (7) and (8) indicate the levels of water in the (2) and (6) tanks. The flow is estimated on the basis of the time period necessary for filling up a burette (9). The stability of the water level in the supplying container is ensured by:

- a regulated input valve (1),
- a regulator of water surface (3).

The excess water from the supplying container (2) flows down into the out-flow container (10). Because of a finite capacity of the container and long period of measurement it is necessary to empty this container periodically and this is done by means of water pump (11) and a system of water level sensors.

Soil water permeability  $K$  is calculated from the following formula:

$$K = \frac{QL}{\pi A} \quad (41)$$

where:  $K$  - the coefficient of water permeability of the studied soil sample ( $\text{cm min}^{-1}$ ),

$Q$  - water flow ( $\text{cm}^3 \text{min}^{-1}$ ),

- L - the soil sample height (cm),
- h - hydrostatic pressure forcing water flow (cm),
- A - the surface of the cross section of the sample (cm<sup>2</sup>).

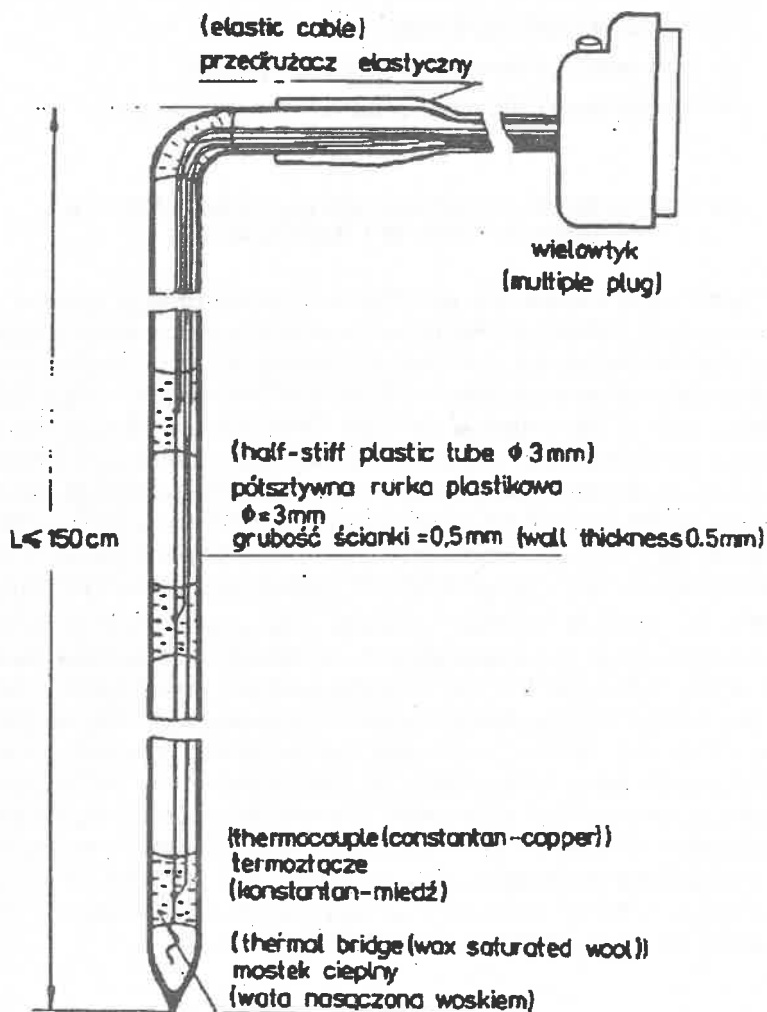
## 27. TERMOMETRYCZNY SYSTEM DO POMIARÓW POLA TEMPERATURY W PROFILU GLEBY

Opracowano i wykonano prototyp termoelektrycznego systemu termoelektrycznego do obserwacji pola temperatury w glebie, który umożliwia ciągły pomiar temperatury na kilku (do dziesięciu) wybranych głębokościach jednocześnie w zakresie -20° C do +50° C z dokładnością  $\pm 0,3^{\circ}\text{C}$ . System instaluje się w glebie na stałe. Odczytywana temperatura jest średnią z określonej ilości powtórzeń równej ilości próbników w systemie. Dostosowane do specyfiki pomiaru cechy systemu powodują, że jego instalacja nie narusza struktury gleby, zaś zainstalowane w glebie próbki nie zaburzają swą obecnością procesu przepływu ciepła w glebie. System może współpracować z urządzeniami do automatycznej akwizycji danych.

W skład systemu wchodzi dowolna ilość identycznych próbników termoelektrycznych (1) zawierających do dziesięciu czujników (termozłącz) każdy. Szczegóły budowy próbki ilustruje rysunek 43. Na rysunku 44 pokazano szkic kompletnego systemu termoelektrycznego w glebie. W jego skład wchodzi: trzy próbki (pomiar w trzech powtórzeniach), interfejs uśredniający i linia przesyłowa (kabel zakończony wielowtykiem). Do odczytu temperatury służy przenośny odczytnik, do którego dołącza się wielowtyk. Odczytnik jest wyposażony w przełącznik umożliwiający wybór poszczególnych głębokości, których dotyczą pomiary. Dla ochrony przed gryzoniami wszystkie przewody łączące prowadzone są pod ziemią. Ich części naziemne są chronione metalową osłoną.

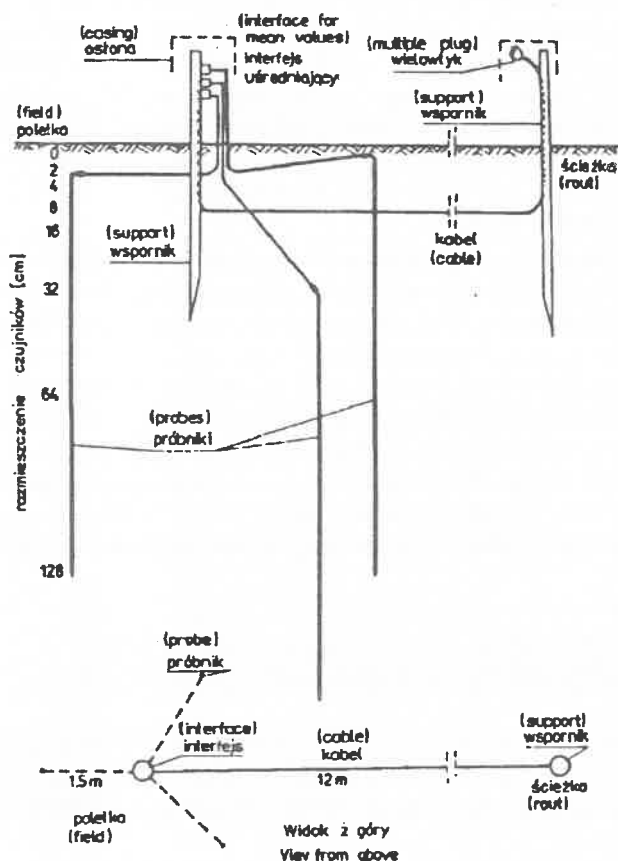
### BIBLIOGRAFIA (REFERENCES)

1. Malicki M.A., Mazurek W.: Thermoelectrical thermometer for remote recording of the temperature in the soil profile. Zesz. Probl. Post. Nauk Roln. 1982, 281, 139-145.



Rys. 43. Szczegóły budowy próbnika termoelektrycznego termometru glebowego wchodzącego w skład systemu

Fig. 43. Details of the thermoelectric probe construction



Rys. 44. Budowa systemu termoelektrycznego i sposób jego instalacji w glebie

Fig. 44. The design of the thermoelectric system and the way of its installation in the soil

## 27. THERMOMETRIC SYSTEM FOR MEASUREMENTS OF TEMPERATURE DISTRIBUTION IN THE SOIL PROFILE

A prototype of a thermometric system for the observations of temperature distribution in the soil has been designed and constructed. The system enables a continuous measurement of temperatures in several (up to 10)

chosen depths simultaneously in the temperature range from  $-20^{\circ}\text{C}$  to  $+50^{\circ}\text{C}$  and with the accuracy of  $\pm 0.3^{\circ}\text{C}$ . The system is permanently installed in the soil. The temperature read-out is the mean value of a certain number of repetitions of an equal number of sensors in the system. Physical properties of the system allow for its installation without disturbing soil structure, and the sensors installed in the soil do not disturb heat flow in the soil by their presence. The system can collaborate with the devices for the automatic acquisition of data.

A unlimited number of identical thermoelectric probes (1) containing up to ten sensors thermoconnections each is incorporated into the system. Figure 43 illustrates some details of the probe's design. Figure 44 shows a complete thermoelectric system installed in the soil. It consists of: three probes (measurements in three repetitions), interface taking mean values, and a transmitting cable (a cable with a multiple plug). A movable reader enables temperature read-out when connected with the transmitting cable. The reader allows for the choice of the depth from which the measurement is taken by means of a special switch. All the wiring is placed underground to protect the system from rodents. The above-ground parts are covered by a metal cover.

## 28. MIERNIK POTENCJAŁU REDOKS I POTENCJALNEJ INTENSYWNOŚCI DYFUZJI TLENU (ODR) W GLEBIE

Dynamika procesów redoks jest oceniana na podstawie potencjometrycznego pomiaru potencjału redoks, tzn. elektrodowego potencjału elektrycznego, który samorzutnie wykształca się na zanurzonej w wilgotnej glebie platynie.

Potencjalna intensywność dyfuzji tlenu w glebie, ODR (Oxygen Diffusion Rate), jest oceniana na podstawie amperometrycznego pomiaru prądu elektrodowej reakcji redukcji cząsteczkowego tlenu, przebiegającej w roztworze glebowym na powierzchni umieszczonej w glebie elektrody platynowej i wywołanej przyłożonym do tej elektrody, ujemnym względem gleby, potencjałem elektrycznym 400 mV.

Omawiany miernik pracuje w obydwu wspomnianych trybach z zastosowaniem tego samego quasidektrometrycznego wzmacniacza operacyjnego i zespołu standardowych elektrod, zawierających do 10 elektrod platynowych służących jako elektrody pomiarowe, nasyconą elektrodę

kalomelową jako elektrodę porównawczą oraz - wyłącznie w trybie pomiaru ODR - pręt z dowolnego przewodnika prądu jako anodę zamykającą, wraz z platynowymi katodami, obwód pomiarowy w glebie.

W trybie pomiaru potencjału redoks mierzona jest siła elektromotoryczna ogniwa elektrochemicznego złożonego z roztworu glebowego i dwóch elektrod: pomiarowej z platyny (Pt) oraz porównawczej - nasyconej elektrody kalomelowej (NEK).

Zasadę pomiaru potencjału redoks ilustruje rysunek 45a. Szereg elektrochemiczny:  $Pt | \text{roztwór glebowy} | NEK$  tworzy ogniwo elektrochemiczne typu redoks. Siłę elektromotoryczną tego ogniwa mierzy się elektrometrycznie, tzn. bez czerpania z niego prądu elektrycznego, by nie zaburzać pomiaru skutkami elektrochemicznej polaryzacji. Praktycznie możliwy jest jedynie pomiar quasialektrometryczny, który realizuje się stosując woltomierz o możliwie dużej oporności wewnętrznej, symbolizowanej na rysunku szeregowym opornikiem  $R_{\infty}$ .

Rysunek 45b ilustruje zasadę działania miernika w trybie pomiaru potencjału redoks. Wzmacniacz operacyjny o oporności wejściowej rzędu  $10^{12}$  omów pracuje w układzie wtórnika napięciowego. Dzięki ujemnemu sprzężeniu zwrotnemu (połączeniu wyjścia, wy, wzmacniacza z jego odwracającym fazę ujemnym wejściem, -we), układ dąży do wyrównania potencjałów obydwu wejść, -we, +we, poprzez samoregulację napięcia wyjściowego (symbolizowaną wpisanym przerywaną linią w kontur wzmacniacza potencjometrem) aż do wyzerowania ich różnicy. Z powyższego wynika, że w stanie równowagi potencjał elektrody występujący na dodatnim wejściu, +we, wzmacniacza jest powtórzony na jego wyjściu, wy, i może być zmierzony jako napięcie odniesione względem zera zasilania (masy układu). Układ w stanie równowagi nie pobiera znaczącego prądu z ogniwa redoks. Żaden znaczący prąd nie płynie w tych warunkach przez glebę, zaś proporcjonalny do mierzonego potencjału prąd, który napędza woltomierz, mV, jest wtedy dostarczany przez jedną z baterii zasilacza, B<sub>1</sub> albo B<sub>2</sub>, i płynie przez ten woltomierz w jednym z dwóch możliwych kierunków, jak sugerują na rysunku 45b strzałki.

By określić potencjalną intensywność dyfuzji tlenu w glebie, ODR, należy wytworzyć warunki, w których w rozważanym punkcie koncentracja tlenu w roztworze glebowym byłaby zerowa. Potencjalna intensywność dyfuzji tlenu, wywołana maksymalnym w takich warunkach gradientem koncentracji, może być wtedy określona drogą pomiaru gęstości strumie-

nia jego dyfuzyjnego przepływu ku temy punktow. Jako anihilator rozpuszczonego w roztworze glebowym tlenu cząsteczkowego stosuje się "punktową" elektrodę platynową spolaryzowaną ujemnie w stosunku do roztworu napięciem 400 mV (650 mV względem NEK). By zwiększyć reprezentatywność pomiaru, w praktyce stosuje się wiele (dziesięć lub więcej) katod jednocześnie.

Metoda pomiaru jest zapożyczona z techniki analizy polarograficznej. Pomiar ODR omawianym miernikiem jest oparty na rozwiązaniu metodycznym [1] uwzględniającym odstępstwa warunków elektrochemicznych w glebie od warunków występujących w klasycznym naczynku polarograficznym. Zasadę pomiaru ilustruje rysunek 46a. System pomiarowy zawiera dwa obwody elektryczne: obwód prądowy służący do pomiaru prądu elektrodowej reakcji redukcji tlenu i obwód napięciowy, omawiany wcześniej, służący do pomiaru potencjału katody. Obydwa obwody zamykają się poprzez glebę. Obwód prądowy zamyka się poprzez glebę przez metalowy pręt stanowiący anodę oraz wspomnianą wcześniej platynową katodę. W skład obwodu prądowego wchodzi szeregowo połączone: anoda, gleba, katoda, mikroamperomierz, potencjometr i zasilacz. Obwód napięciowy zamyka się przez szeregowo połączone: źródło napięcia wzorcowego 650 mV, elektrodę porównawczą NEK, glebę, katodę i woltomierz.

Potencjometr, P, ustawia się tak, by wyzerować wskazania woltomierza, mV, co jest równoznaczne z wymuszeniem potencjału katody Pt na poziomie -650 mV względem NEK. Ponieważ potencjał absolutny NEK wynosi +250 mV (w średniej temperaturze 10°C), to na granicy faz: Pt|roztwór glebowy występuje ujemne względem roztworu glebowego napięcie elektryczne równe 400 mV, które jest zbyt małe, by powodować elektrolizę wody. Pod wpływem tego napięcia zachodzi na katodzie Pt elektrodowa reakcja redukcji składników roztworu, głównie jonów dodatnich oraz cząsteczkowego tlenu. W naturalnych warunkach w glebie reakcja redukcji tlenu przeważa tak znacznie, że w aspekcie pomiaru jej intensywności można uznać ją za jedyną przyczynę przepływu prądu w obwodzie pomiarowym, pomijając przyczynek od pozostałych.

Najbardziej prawdopodobny, z wielu proponowanych, mechanizm redukcji cząsteczkowego tlenu na platynie w roztworze wodnym jest następujący:

w środowisku kwaśnym:



w środowisku obojętnym lub zasadowym:



Ponieważ reduktorem (donatorem elektronów) jest tu zasilana z obwodu pomiarowego katoda Pt, w obwodzie prądowym płynie zaznaczony strzałkami prąd elektryczny,  $J$ , proporcjonalny do intensywności reakcji redukcji tlenu. Jego nośnikami w glebie są, zależnie od kwasowości roztworu glebowego, dyfundujący ku katodzie Pt tlen cząsteczkowy oraz jony wodoru lub woda, zaś ku anodzie - woda lub jony hydroksylowe. Jakość nośników i kierunek ich dyfuzji dla przypadku środowiska obojętnego zaznaczono na rysunku 46a.

Związek pomiędzy natężeniem prądu redukcji a intensywnością potencjalnej dyfuzji tlenu, ODR, jest następujący:

$$\text{ODR} = \frac{J}{S} k \left[ \frac{\text{g}}{\text{m}^2 \text{sek}} \right] \quad (44)$$

gdzie:  $J$  - natężenie prądu redukcji [A],

$S$  - powierzchnia elektrody [ $\text{m}^2$ ],

$k$  - równoważnik elektrochemiczny, wyrażający masę substancji wydzielonej drogą elektrolizy przy przepływie ładunku 1 C, równy dla tlenu  $8,29 \text{ E}^{-5} [\text{g/C}]$ .

Wychodząc z podstaw polarografii zakłada się, że wydajność omawianej reakcji jest dostatecznie duża, by tlen cząsteczkowy mógł być wyczerpywany z otoczenia elektrody szybciej niż uzupełniany dyfuzyjnie. Natężenie prądu tej reakcji jest wtedy ograniczone jedynie intensywnością dyfuzyjnego dopływu tlenu cząsteczkowego poprzez glebę ku elektrodzie, jest więc miarą potencjalnej intensywności dyfuzji tlenu w glebie.

Rysunek 46b ilustruje zasadę działania miernika w trybie pomiaru ODR. Miernik jest w swej istocie potencjostatem, który utrzymuje potencjał elektrody pomiarowej na ustalonym poziomie niezależnie od elektrycznych warunków występujących w systemie i jednocześnie umożliwia pomiar natężenia prądu reakcji włączonym szeregowo w obwód tej elektrody amperomierzem.

Wzmacniacz operacyjny pracuje w układzie wtórnika napięciowego, jak opisano wyżej. Pomiedzy dodatnie wejście, +we, wzmacniacza a NEK

włączone jest szeregowo źródło napięcia wzorcowego 650 mV, ujemnym biegunem ku wejściu wzmacniacza. Dzięki ujemnemu sprzężeniu zwrotnemu zachodzi samoregulacja napięcia wyjściowego wzmacniacza (symbolizowana wpisanym przerywaną linią w kontur wzmacniacza potencjometrem) prowadząca do wyrównania potencjałów obydwu jego wejść, + we i -we. Ponieważ katoda jest dołączona do -we, jej napięcie względem gleby musi być w każdych warunkach równe sumie napięcia wzorcowego i napięcia NEK, jak wspomniano wcześniej. Kierunek przepływu prądu redukcji tlenu, J, jest zaznaczony strzałkami. W obwodzie kontroli potencjału katody żaden znaczący prąd nie płynie.

Ponieważ potencjał redoks zależy w złożony sposób od składu roztworu glebowego, jego kwasowości (pH) i koncentracji poszczególnych tworzących pary redoks składników, interpretacja jego pomiarów jest ograniczona do kategorii jakościowych i opiera się na badaniach empirycznych.

Metoda amperometrycznego pomiaru ODR jest kontrowersyjna. O jej niedoskonałości stanowią głównie:

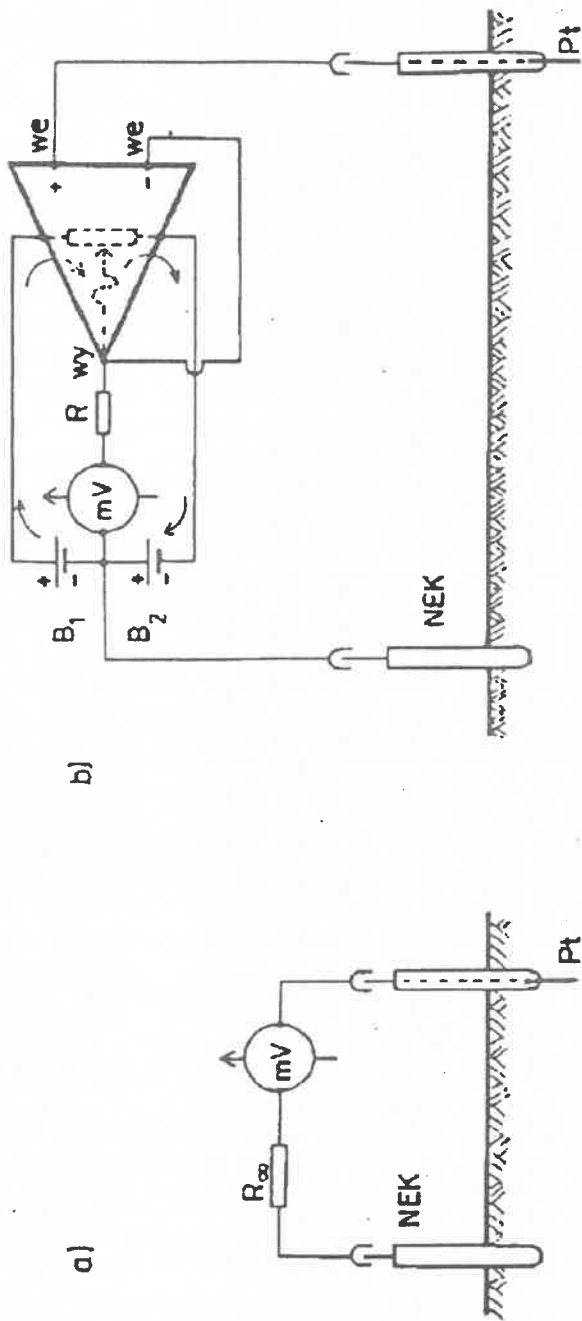
- 1) brak polarograficznego plateau amperometrycznej charakterystyki redukcji cząsteczkowego tlenu na umieszczonej w glebie platynie,
- 2) złożoność efektu "zatrutowania" katody Pt jonami hydroksylowymi nie pozwalająca na jego ilościowe uwzględnienie,
- 3) niejasny udział dyfuzyjnego strumienia wody wydzielającej się podczas redukcji tlenu, który - drogą unoszenia - może zwiększać lub zmniejszać (zależnie od kwasowości gleby) dyfuzyjny dopływ tlenu do katody Pt,
- 4) nieuniknione podczas instalacji katod Pt zagęszczanie gleby, które zmniejsza w sposób niekontrolowany jej dyfuzyjność tlenową.

Wymienione wady ograniczają stosowalność metody i klasyfikują ją w grupie metod pseudoilościowych. Zakres interpretowalności pomiarów ODR sprowadza się zatem do kategorii jakościowych.

Należy zaznaczyć, że dyskutowana metoda amperometrycznego pomiaru ODR, chociaż kontrowersyjna co do poprawności, nie ma jak dotąd alternatywy w polu.

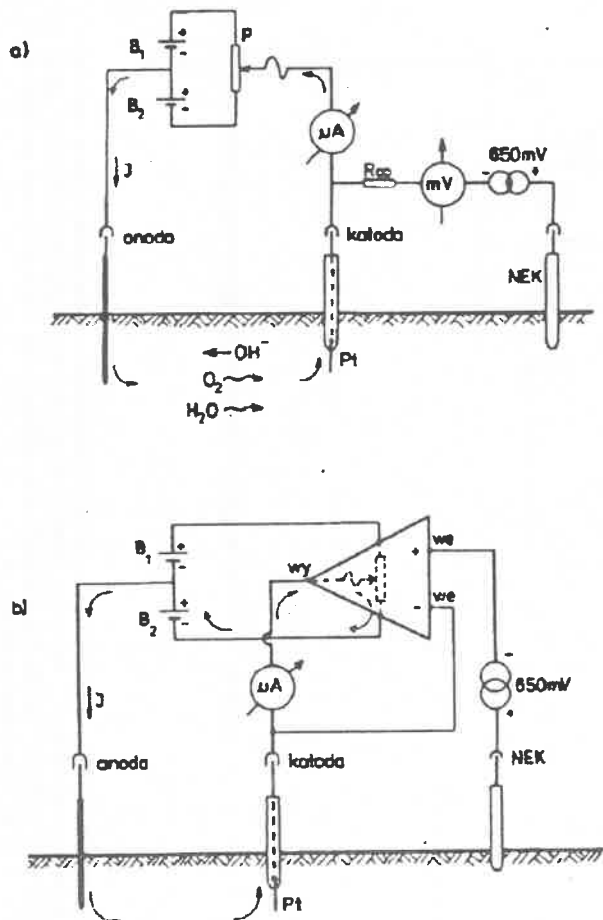
#### BIBLIOGRAFIA (REFERENCES)

1. Malicki M., Walczak R.: A gauge of the redox potential and the oxygen diffusion rate in the soil with an automatic regulation of cathode potential. Zesz. Probl. Post. Nauk Roln. 1983, 220, 447-451.



Rys. 45. Pomiar potencjału redoks w glebie: a) zasada pomiaru: szereg elektrochemiczny  $Pt|gleba|NEK$  stanowi ogniwo elektrochemiczne typu redoks, którego SEM jest mierzona quasielektrometrycznie; b) zasada działania miernika w trybie pomiaru potencjału redoks: wzmacniacz operacyjny o oporności wyjściowej rzędu  $10^{12}$  omów pracuje jako bufor izolujący badane ogniwo od obciążenia miernikiem napięcia, mV

Fig. 45. Measurement of redox potential in the soil: a) principle of the measurement: an electrochemical series  $Pt|soil|NEK$  is an electrochemical cell of the redox type, the electromotive force is measured quasielectrometrically; b) principle of the meter functioning for the redox potential measurement: an operational amplifier with the input resistance of order of  $10^{12}$  ohm works as a buffer isolating the studied cell from the loading by the voltage meter, mV



Rys. 46. Pomiar ODR w glebie: a) zasada pomiaru: cząsteczkowy tlen jest wyczerpywany z roztworu glebowego z otoczenia katody Pt z wydajnością ograniczoną jego dyfuzyjnym dopływem; anihilatorem tlenu jest reakcja jego redukcji na Pt, zachodząca pod wpływem określonego elektrycznego potencjału katody, kontrolowanego woltmierzem, mV; b) zasada działania miernika w trybie pomiaru ODR: miernik jest potencjostatem mierzącym prąd redukcji tlenu przy potencjale katody stabilizowanym na poziomie -400 mV względem gleby

Fig. 46. ODR measurement in the soil: a) principle of the measurement: molecular oxygen is exhausted from the soil solution in the vicinity of the Pt cathode with the efficiency limited by its diffusive inflow; the oxygen annihilator is the reaction of oxygen reduction on Pt taking place under a standard electric potential of the cathode controlled by means of a voltmeter, mV; b) principle of the meter function for the ODR measurements: the meter is a potentiostat measuring the current of the oxygen reduction under the cathode potential stabilize at the level of -400 mV as referred to the soil

## 28. METER OF REDOX POTENTIAL AND POTENTIAL INTENSITY OF OXYGEN DIFFUSION (ODR) IN THE SOIL

The dynamics of redox processes is usually estimated on the basis of the potentiometric measurements of redox potential, i.e. electric electrode potential that is spontaneously formed on platinum immersed in wet soil.

The potential rate of oxygen diffusion in the soil, ODR (Oxygen Diffusion Rate), is estimated on the basis of the amperometric measurements of the electric current flowing due to the electrode reaction on the molecular oxygen reduction that takes place in the soil solution on the surface of the platinum electrode placed in the soil, and resulting from the electric potential of 400 mV applied to this electrode negative in relation to the soil.

The meter described below measures both values and uses the same quasielectrometric operational amplifier as well as a set of standard electrodes consisting of up to 10 platinum electrodes functioning as measuring electrodes, one saturated calomel electrode functioning as a reference electrode, and exclusively for the ODR measurements, of a rod made of any conductor that functions as an anode that closes the circuit of electric current measurement together with the platinum cathodes.

When measuring the redox potential the electromotive force of an electrochemical cell is being estimated. The cell consists of the soil solution and two electrodes: a measuring platinum electrode (Pt), and a reference, saturated calomel one (NEK).

The principle of the redox potential measurements has been illustrated in Figure 45. The electrochemical series: Pt|soil solution|NEK, forms an electrochemical cell of the redox type. The electromotive force of this cell is measured electrometrically that is without drawing electric current out of it in order not to disturb the measurements by the effects of electrochemical polarization. In practice, only a quasielectrometric measurements is possible by means of applying a high input resistance voltmeter, as it is symbolized in the Figure by a serial resistor  $R_{\infty}$ .

Figure 45b illustrates the principle of functioning of the meter for the measurements of redox potential. An operational amplifier with the input resistance of the order of  $10^{12}$  ohms works in the voltage follower mode. Thanks to the negative feedback (connection between the amplifier's

output, out, with its negative input, -in, that reverses the phase) the whole system tends towards the levelling of the potentials of both inputs, i.e. +in, -in, by means of self-regulation of the output voltage (symbolized as a potentiometer drawn with a dashed line on the outlines of the amplifier) till the difference between them is equal to zero. From the above description it follows that at the state of balance the potential of the electrode appearing on the positive input of the amplifier, +in, is then followed by the output, out, and can be measured as the voltage referred to the system ground. Because of the already mentioned high input resistance of the amplifier, the whole system, when in the state of balance, does not take any considerable amounts of electric current from the redox cell. Any substantial current does not flow through the soil in this case, whereas the current, which is proportional to the measured potential driving the voltameter, mV, is delivered by one of the supply batteries B<sub>1</sub> or B<sub>2</sub>, and flows through this voltameter in one of the two possible directions, as it is indicated by the arrows in Figure 45b.

To estimate the potential rate of oxygen diffusion in the soil, ODR, it is necessary to create conditions at which oxygen concentration in the soil solution at the considered site are equal to zero. The potential rate of diffusion caused by the gradient of oxygen concentration (maximal in such conditions) may be then estimated by measuring the density of diffusive oxygen flow towards this site. A platinum "point" electrode which is negatively polarized in relation to the solution by 400 mV (650 mV in relation to NEK) is used as the annihilator of the molecular oxygen dissolved in the soil solution. To make the results more reliable many (ten or more) cathodes are used simultaneously in practice.

ODR in the soil is estimated amperometrically by means of a method adapted from polarography. The ODR measurement by the meter is based on the method [1] that makes into account differences between the electrochemical conditions in the soil and the conditions in the polarographic container. It is illustrated in Figure 46a. The measuring system consists of two electric circuits: a current circuit that serves for the measurements of the electric current due to electrochemical reaction of oxygen reduction, and a voltage circuit (discussed above) which serves for the measurement of the cathode potential. Both circuits are closed by the soil. The current circuit is closed by the soil through a metal rod, i.e. anode, and a platinum cathode mentioned above. The current circuit consists of an

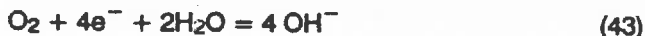
anode, soil, cathode, microamperometer, potentiometer, and a supply unit. The voltage circuit consists of: the source of the voltage standard 650 mV a reference electrode, NEK, soil, cathode, and a voltmeter.

The potentiometer, P, is set in such a position that the reading if voltmeter is equal to zero, which means that the potential of the cathode, Pt, is -650 mV in relation NEK. As the absolute potential of NEK is +250 mV (at the ambient temperature of 10°C) the electric voltage at the Pt|soil solution interface is negative in relation to the soil solution, and its 400 mV value is too low to cause the electrolysis of the water. Electrode reaction of the soil solution components reduction takes place under the influence of this voltage and it concerns mainly positive ions, and molecular oxygen. In the normal soil conditions the reaction of oxygen reduction is so prominent that we may neglect other reasons for the electric current to flow through the measuring circuit, and measure this reaction rate in this way.

The most probable, from among many proposed, mechanism of the molecular oxygen reduction on the platinum in water solution is as follows: in acid environment:



in alkaline environment:



The cathode Pt is a reductor (electron donor) as it is fed from the measuring circuit. An electric current J (marked with arrows) that is proportional to the rate of oxygen reduction, flows in the current circuit. Its carriers, depending on the soil solution, are the following: molecular oxygen, hydrogen ions or water diffusing towards the cathode, as well as water or hydroxyl ions diffusing towards the anode. The kind of these carriers and their direction of diffusion is illustrated in Figure 46a for the conditions of inert environment.

The relation between the reduction current magnitude and the rate of oxygen diffusion, ODR, is the following:

$$\text{ODR} = \frac{J}{S} k \left[ \frac{\text{g}}{\text{m}^2 \text{sek}} \right] \quad (44)$$

where: J - reduction current [A],

S - surface of the electrode [ $\text{m}^2$ ],

$k$  - electrochemical equivalent expressing mass of the substance released by means of electrolysis after the flow of 1 C charge  $k$  for oxygen equals  $8.29 \text{ E}^{-5} \text{ [g/C]}$ .

On the basis of polarography it is assumed that the efficiency of the reaction discussed above is high enough to exhaust molecular oxygen in the vicinity of the electrode faster than it may be supplied by the diffusion. The only limitation of the reaction current is then the intensity of the diffusive inflow of molecular oxygen through the soil toward the electrode. Hence, this current is the measure of the rate of oxygen diffusion in the soil.

Figure 46b illustrates the principle of the meter functioning for the ODR measurements. The meter is, in fact, a potentiostat that maintains the potential of the measuring electrode on a certain level, independently of the electric conditions that appear in the system, and at the same time enables the measurement of the reaction current by means of an amperometer that is connected in series within the electrode's circuit.

The operational amplifier works in the voltage follower mode as it was described above. The source of the standard voltage of 650 mV is placed between the positive input of the amplifier, +in, and NEK, and its negative pole is directed towards this very input of the amplifier. Thanks to the negative feedback a self-regulation of the output voltage of the amplifier occurs (this is symbolized as a potentiometer drawn with dashed line on the outlines of the amplifier). This self-regulation leads to the levelling of the voltages of its both inputs, +in and -in. As the cathode is connected to the -in its voltage, as referred to the soil, is always equal to the sum of the voltage of the standard and the NEK voltage, as it was already mentioned above. The direction of the oxygen reduction current,  $J$ , is marked with arrows. There is no substantial electric current flowing in the circuit of the cathode potential control.

As the redox potential depends on the composition of the soil solution, its acidity, and concentration of elements which form redox pairs, the interpretation of the redox potential measurements is limited to qualitative categories and is based on empirical studies.

The method discussed here is controversial. Here are some of its main drawbacks:

- 1) the lack of the polarographic plateau of the amperometric characteristics of the molecular oxygen reduction on the platinum placed in the soil,

- 2) unclear role of the water flux that is generated during oxygen reduction: the flux may decrease or increase (depending on the soil acidity) the diffusive inflow of oxygen to the Pt cathode by means of its convection,
- 3) complexity of the effect of the platinum cathode "poisoning" by hydroxyl ions that cannot be quantitatively accounted for,
- 4) compaction of the soil that can't be avoided during the Pt cathode installation that decreases the soil diffusivity in the way that can't be controlled.

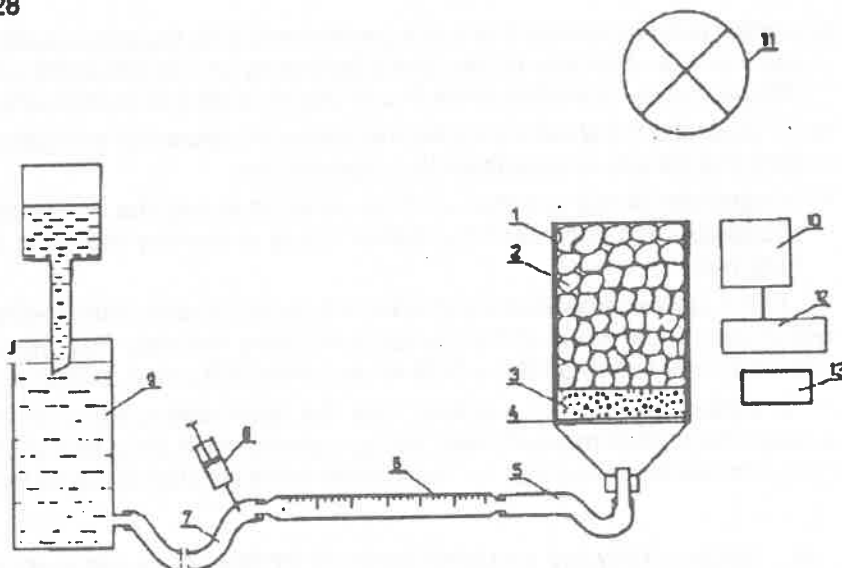
All the above mentioned drawbacks limit the application of the method and place it in the group of the pseudoquantitative methods. That means that the interpretation of all the ODR measurements is rather qualitative.

It should be noticed, however, that the discussed method of the amperometric ODR measurement, though controversial as to its correctness, has no alternative that can be applied in the field conditons so far.

## 29. LABORATORYJNE STANOWISKO DO POMIARU EWAPORACJI Z POWIERZCHNI GLEBY

Stanowisko jest przystosowane do pomiaru wielkości parowania wody z gleby o naruszonej, jak i nienaruszonej strukturze, wilgotności w zakresie pF 0 do pF 2 [1]. Stanowisko /rys. 47/ składa się ze szklanej kolumny glebowej (1) o kształcie walca, średnicy 80 mm i wysokości 340 mm, w której znajduje się warstwa gleby (2) i 50 mm warstwa bardzo drobnego lessu (3). Warstwa lessu (3) podtrzymywana jest od dołu płytką perforowaną (4) przykrytą od góry szyfonem. Kolumna glebowa (1) jest zamknięta od dołu korkiem z przepustem i połączona rurką elastyczną (5), poziomą pipetą (6), a następnie poprzez rurkę (7) z naczyniem do ustalania poziomu zwierciadła wody (9). W górnej części rurki (7) umieszczona jest strzykawka (8), która wspólnie z pipetą (6) tworzy miernik przepływu wody w systemie. W skład aparatury ponadto wchodzi: solarymetr (10), rejestrator (12), pomiennik podczerwieni (11) oraz termohydrograf (13).

Próbkę glebową nasycy się wodą, ustalając poziom wody na górnej powierzchni lessu, a następnie poprzez zmianę położenia naczynia (9) osiąga się żadaną wartość potencjału wody w próbce glebowej. Parowanie wylicza się z pomiaru prędkości ruchu pęcherzyka powietrza w pipiecie (6) wstrzykiwanego do obiegu wody poprzez rurkę (7).



Rys. 47. Schemat aparatury do pomiaru parowania wody z gleby: 1 - szklana kolumna; 2 - warstwa gleby; 3 - warstwa lessu; 4 - płyta perforowana z szyfonem; 5 - przewód plastikowy; 6 - rurka kalibrowana; 7 - przewód plastikowy; 8 - strzykawka; 9 - naczynie do ustalania poziomu zwierciadła wody; 10 - solarymetr; 11 - promiennik; 12 - rejestrator; 13 - termohydrograf

Fig. 47. Design of the apparatus for measuring water evaporation from the soil sample: 1 - a glass column; 2 - soil layer; 3 - loess layer; 4 - a perforated plate with chiffon; 5 - a plastic pipe; 6 - a calibrated pipe; 7 - a plastic pipe; 8 - a syringe; 9 - a container for establishing a desirable water surface level; 10 - solarimeter; 11 - radiator; 12 - recorder; 13 - thermohydrograph

#### BIBLIOGRAFIA (REFERENCES)

1. Witkowska-Walczak B., Walczak R.: Equipment for the measurement of the value of index of water evaporation from soil surface under laboratory conditions. Zesz. Probl. Post. Nauk Roln, 1987, 346, 141-144.

### 29. LABORATORY STAND FOR MEASURING EVAPORATION FROM THE SOIL SURFACE

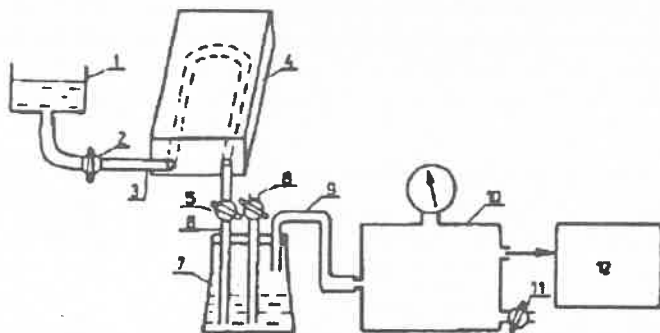
The stand can be used for measuring water evaporation from the soil surface when the soil structure is disturbed and undisturbed, and its moisture contents ranges from pF 0 to pF 2 [1]. The stand /Fig. 47/ consists

of a glass soil column (1) in the shape of a cylinder with the diameter of 80 mm and the height of 340 mm. There is a layer of soil (2) and a 50 mm layer of very fine loess (3) in the column. The layer of loess is supported from the bottom by a perforated plate (4) covered on the top with chiffon. The soil column (1) is closed by means of a stopper with a valve, and connected with a horizontal pipette (6) by means of an elastic pipe (5), and next through a pipe (7) with a container (9) for the determination of the water level. In the top part of the pipe (7) there is a syringe (8) which together with the pipette constitutes the water flow meter in the system. Other parts of the system are: recorder (12), solarimeter (10), infrared radiator (11), and thermohydrograph (13).

The soil sample is saturated with water so that the water surface is on the upper loess surface, and by changing the position of the container (9) a desirable value of the water potential is achieved. Evaporation is calculated from the measurements of the speed of water bubble in the pipette (6) injected into the water circuit by the pipe (7).

### 30. PŁYTA GIPSOWA DO WYZNACZANIA KRZYWEJ RETENCJI WODNEJ GLEBY

Płyta /rys. 48/ różni się istotnie od powszechnie stosowanych sposobem zasilania wodą [1]. Perforowana plastikowa rurka ułożona w meander otoczona jest sztyftem i gipsem. Takie rozwiązanie umożliwia skuteczniejsze odpowietrzanie systemu dzięki łatwemu przepłukiwaniu rurki niezależnie od usytuowania (poziomowania) płyty.



Rys. 48. Przykład zastosowania płyty w zestawie do wyznaczenia krzywej retencji wodnej gleby: 1 - zbiornik z wodą; 2, 5 - kran; 3, 6 - przewody elastyczne; 4 - płyta; 7 - zbiornik pośredni; 8 - przewód z kranem do usuwania wody; 9 - wąż ciśnieniowy; 10 - zbiornik ciśnieniowy z manometrem; 11 - zawór bezpieczeństwa; 12 - automatyczny układ wytwarzania podciśnienia

Fig. 48. Plate application for water retention curve estimation: 1 - water container; 2, 5 - faucets; 3, 6 - elastic tubes; 4 - plate; 7 - intermediate container; 8 - tube with faucet for water removal; 9 - pressure tube; 10 - pressure container with manometer; 11 - safety valve; 12 - automatic suction system

## BIBLIOGRAFIA (REFERENCES)

1. Walczak R., Witkowska-Walczak B., Dolniński A., Usowicz B.: Aparatura do oznaczania charakterystyk potencjał wody glebowej - wilgotność z automatycznym układem wytwarzania podciśnienia. *Prace Komisji Naukowych PTGleb.* 1985, 89, I Komisja Fizyki Gleby, V21, 24-30.

### 30. GYPSUM PLATE FOR DETERMINING THE SOIL WATER RETENTION CURVE

The plate /Fig. 48/ differs significantly from the commonly used ones in its water supply system [1]. A perforated tube positioned in the form of a meander is surrounded by chifform and gypsum. This design makes degassing of the system easier and more effective as the tube is easy to rinse no matter how the plate is situated.

### 31. METODA STABILIZACJI ROZKŁADU AGREGATOWEGO I ZAGĘSZCZENIA GLEB

Wyniki badań hydrofizycznych właściwości gleb są poprawne tylko wtedy, gdy procedura pomiaru nie wpływa na ich wartość. Z obserwacji wynika, że podczas działania wody na próbki glebowe największym zmianom ulega ich zagęszczenie i rozkład agregatowy. Dlatego też zaproponowano metodę stabilizacji wyżej wymienionych charakterystyk opartą na poddawaniu próbek działaniu wody w kolejnych cyklach: nawilżanie-osuszanie [1, 2].

Stabilizacja fizycznych właściwości próbek glebowych według tej metody polega na cyklicznym nawilżaniu wodą materiału glebowego do stanu maksymalnego nasycenia kapilarnego, a następnie suszeniu go w temperaturze 40-50°C do stanu powietrznie suchego w suszarce z wymianą powietrza.

Stwierdzono, że postępowanie takie prowadzi do ustabilizowania właściwości fizycznych gleb, tj. zagęszczenia, porowatości i rozkładu agregatowego po przeprowadzeniu 6-8 cykli nawilżanie-osuszanie zarówno dla materiału glebowego o naruszonej, jak i nienaruszonej strukturze.

## BIBLIOGRAFIA (REFERENCES)

1. Walczak R., Witkowska-Walczak B.: Effect of wetting-drying cycles on the aggregation of soil. *Roczn. Gleb.* 1981, XXXII, 3, 37-44.
2. Witkowska-Walczak B.: Influence des changements d'humidité des sols sur leur distribution de taille des agregats. *Zesz. Probl. Post. Nauk Roln.* 1986, 312, 473-481.

### 31. METHOD OF STABILIZATION OF THE AGGREGATE DISTRIBUTION AND COMPACTION

The results of hydrophysical properties of soil are correct only when the measuring procedure used does not influence them. Observations have proved that when soil samples are under the influence of water their compaction and aggregate distribution undergoes the greatest changes. That is why a method of stabilizing these two characteristics has been worked out. The method consists in subjecting the samples to the influence of water in consecutive cycles of wetting and drying [1, 2].

The stabilization of the soil samples properties consists in wetting the soil material until maximum saturation of capillars is reached and then drying it in the temperature of 40-50°C till it is air-dry in drier with air exchange.

It has been estimated that this procedure leads to the stabilization of soil physical properties, i.e. compaction, porosity and aggregate distribution, after performing 6-8 cycles of drying-wetting both in the case of disturbed and undisturbed soil material.

### 32. ANALITYCZNA METODA OKREŚLANIA WODOODPORNOŚCI AGREGATÓW GLEBOWYCH

Analityczna metoda badania wodoodporności agregatów glebowych polega na określeniu trwałości poszczególnych frakcji agregatów glebowych i wyznaczeniu procentowego udziału agregatów o różnych średnicach równoważnych powstałych z rozpadu agregatów próbki wyjściowej [1].

Próbkę powietrznie suchej gleby o ciężarze 1 kg przesiewa się przez zestaw sit o średnicy oczek 10; 7; 5; 3; 1; 0,5 i 0,25 mm. Następnie odważa się po 25 g agregatów każdej z odsianych frakcji, a przygotowaną naważkę przesiewa się na mokro przez 12 minut stosując zmodyfikowaną wersję aparatu Bakszejewa [2]. Pozostałe na sitach agregaty splukuje się na sączki i suszy przez 6 godzin w temperaturze 105°C, po czym pozostawia się je w warunkach laboratoryjnych przez 10-12 godzin, by uzyskały stan powietrznej suchości i wyznacza się ich masę.

W wyniku tak przeprowadzonej analizy otrzymuje się dane dotyczące:

- wodoodporności agregatów wyjściowych,
- rozkładu agregatowego powstałego w wyniku rozpadu wyjściowej próbki analizowanej frakcji.

Opisana metoda dostarcza szczegółowych danych, z których można otrzymać inne, sumaryczne dane umożliwiające porównanie z wynikami uzyskiwanymi metodami sitowymi, np. Bakszejewa. Wyniki uzyskiwane przy stosowaniu metody analitycznej zapisywane są w sposób przedstawiony w tabeli [4].

Pierwsza liczba odpowiada ilości wodoodporności agregatów badanej frakcji (%), np.  $M_{10-7/10-7}$ , pozostałe - ilości produktu rozpadu agregatów wyjściowej średnicy (%), np.  $M_{10-7/5-3}$  - ilość agregatów o średnicy 5-3 mm powstałych w wyniku rozpadu agregatów o średnicy 10-7 mm,  $M_{3-1/1-0,5}$  - ilość agregatów o średnicy 1-0,5 mm powstałych w wyniku rozpadu agregatów o średnicy 3-1 mm. Uzyskiwane wyniki umożliwiają otrzymanie sumarycznego rozkładu agregatowego po działaniu wody na kompleksową próbkę gleby, odpowiadającego rozkładowi agregatowemu uzyskiwanemu przy stosowaniu metod klasycznych. Aby je otrzymać, należy wyliczyć na podstawie wyników przedstawionych w tabeli 4 dla każdej wartości  $M$  w wierszu iloraz postaci:

$$x_i = \frac{S_i \cdot M_{in}}{100} \quad (45)$$

gdzie:  $i$  - średnica badanych wyjściowych agregatów [mm],

$S_i$  - ilość agregatów badanej frakcji w naturalnej próbce glebowej na sucho [%],

$M_{in}$  - ilość agregatów różnych frakcji ( $n$ ) powstałych w wyniku działania wody na agregaty frakcji wyjściowej ( $i$ ) [%],

a uzyskane wyniki należy zapisać w wierszach i następnie zsumować kolumnami w sposób, jaki przedstawiono w tabeli 5, przy czym do ostatniej kolumny należy dodać wartość  $S_{<0,25}$ . Uzyskane sumy obrazują procentowy udział agregatów różnych wymiarów po przesianiu gleby w wodzie, tj. jej rozkład agregatowy.

## BIBLIOGRAFIA (REFERENCES)

1. Walczak R., Witkowska B.: Określanie wodoodporności różnych frakcji agregatów glebowych. Roczn. Gleb. 1974, 25, 2, 275-282.
2. Walczak R., Witkowska-Walczak B.: Metody badania i sposoby opisywania agregacji gleby. Problemy Agrofizyki 1976, 19, 5-52.
3. Walczak R., Witkowska-Walczak B.: Obliczanie składu agregatowego gleby po przesianiu w wodzie na podstawie wyników uzyskiwanych z analitycznej metody badania wodoodporności agregatów glebowych. Prace Komisji Naukowych PTGleb. 1981, I Komisja Fizyki Gleby, 1/20, 31-38.1.

Tabela 4. Skład agregatowy powietrznie suchej gleby, ilość wodoodpornych agregatów badanych frakcji oraz produktów rozpadu pod wpływem działania wody (%)

Table 4. The aggregate composition of the air dry soil, the number of water-resistant aggregates in the studied fractions and the products of disintegration under the influence of water (%)

| Frakcja agregatów /mm/ i/n/ | 10-7                   | 7-5                   | 5-3                   | 3-1                   | 1-0.5                    | 0.5-0.25                       | < 0.25                         |
|-----------------------------|------------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|--------------------------|--------------------------------|--------------------------------|
| Ilość agregatów (%)         | S <sub>10-7</sub>      | S <sub>7-5</sub>      | S <sub>5-3</sub>      | S <sub>3-1</sub>      | S <sub>1-0.5</sub>       | S <sub>0.5-0.25</sub>          | S <sub>&lt;0.25</sub>          |
| Frakcja agregatów /mm/      | 10-7                   | 7-5                   | 5-3                   | 3-1                   | 1-0.5                    | 0.5-0.25                       | <0.25                          |
| 10-7                        | M <sub>10-7/10-7</sub> | M <sub>10-7/7-5</sub> | M <sub>10-7/5-3</sub> | M <sub>10-7/3-1</sub> | M <sub>10-7/1-0.5</sub>  | M <sub>10-7/0.5-0.25</sub>     | M <sub>10-7/&lt;0.25</sub>     |
| 7-5                         |                        | M <sub>7-5/7-5</sub>  | M <sub>7-5/5-3</sub>  | M <sub>7-5/3-1</sub>  | M <sub>7-5/1-0.5</sub>   | M <sub>7-5/0.5-0.25</sub>      | M <sub>7-5/&lt;0.25</sub>      |
| 5-3                         |                        |                       | M <sub>5-3/5-3</sub>  | M <sub>5-3/3-1</sub>  | M <sub>5-3/1-0.5</sub>   | M <sub>5-3/0.5-0.25</sub>      | M <sub>5-3/&lt;0.25</sub>      |
| 3-1                         |                        |                       |                       | M <sub>3-1/3-1</sub>  | M <sub>3-1/1-0.5</sub>   | M <sub>3-1/0.5-0.25</sub>      | M <sub>3-1/&lt;0.25</sub>      |
| 1-0.5                       |                        |                       |                       |                       | M <sub>1-0.5/1-0.5</sub> | M <sub>1-0.5/0.5-0.25</sub>    | M <sub>1-0.5/&lt;0.25</sub>    |
| 0.5-0.25                    |                        |                       |                       |                       |                          | M <sub>0.5-0.25/0.5-0.25</sub> | M <sub>0.5-0.25/&lt;0.25</sub> |

**Tabela 5. Sposób przeliczenia wyników analitycznej metody badania wodoodporności agregatów glebowych na wyniki otrzymywane metodami kompleksowymi**  
**Table 5. The method of recounting the results of analytical method of studying water-resistance of soil aggregates onto the results of complex methods**

|                                                                | n=10-7       | n=7-5        | n=5-3        | n=3-1        | n=1-0.5       | n=0.5-0.25       | n<0.25                |
|----------------------------------------------------------------|--------------|--------------|--------------|--------------|---------------|------------------|-----------------------|
| $X_{10-7} = \frac{S_{10-7} \cdot M_{10-7/n}}{100}$             | $X_{10-7/n}$ | $X_{10-7/n}$ | $X_{10-7/n}$ | $X_{10-7/n}$ | $X_{10-7/n}$  | $X_{10-7/n}$     | $X_{10-7/n}$          |
| $X_{7-5} = \frac{S_{10-7} \cdot M_{7-5/n}}{100}$               |              | $X_{7-5/n}$  | $X_{7-5/n}$  | $X_{7-5/n}$  | $X_{7-5/n}$   | $X_{7-5/n}$      | $X_{7-5/n}$           |
| $X_{5-3} = \frac{S_{5-3} \cdot M_{5-3/n}}{100}$                |              |              | $X_{5-3/n}$  | $X_{5-3/n}$  | $X_{5-3/n}$   | $X_{5-3/n}$      | $X_{5-3/n}$           |
| $X_{3-1} = \frac{S_{3-1} \cdot M_{3-1/n}}{100}$                |              |              |              | $X_{3-1/n}$  | $X_{3-1/n}$   | $X_{3-1/n}$      | $X_{3-1/n}$           |
| $X_{1-0.5} = \frac{S_{1-0.5} \cdot M_{1-0.5/n}}{100}$          |              |              |              |              | $X_{1-0.5/n}$ | $X_{1-0.5/n}$    | $X_{1-0.5/n}$         |
| $X_{0.5-0.25} = \frac{S_{0.5-0.25} \cdot M_{0.5-0.25/n}}{100}$ |              |              |              |              |               | $X_{0.5-0.25/n}$ | $X_{0.5-0.25/n}$      |
|                                                                |              |              |              |              |               |                  | $S_{<0.25}$           |
| $\sum_{10-7}^{<0.25} X_{1/n}$                                  | $X_{10-7/n}$ | $X_{7/n}$    | $X_{5/n}$    | $X_{3/n}$    | $X_{1/n}$     | $X_{1/n}$        | $X_{1/n} + S_{<0.25}$ |

## 32. ANALYTICAL METHOD OF DETERMINING WATER RESISTANCE OF SOIL AGGREGATES

The analytical method of studying the water resistance of soil aggregates consists in determining the stability of individual soil aggregate fractions and in the percentage determination of the contents of aggregates with different diameters balancing the ones that come into existence when the initial sample desintegrates [1].

A sample of an air-dry soil with the weight of 1 kg is sieved through several sieves with holes with the following diameters: 10, 7, 5, 3, 1, 0.5, and 0.25 mm. Then, 25 g of aggregates from each of the sieved fraction are weighted and the weighted amount is wet sieved for 12 minutes by means of a modified Baksheev's apparatus [2]. The aggregates that remain on the sieves are rinsed onto the filters and they are dried for 6 hours at the temperature of 105°C. Then, they are left in the laboratory

conditions for 10-12 hours till they become air-dry, and after that their mass is determined.

The analysis of results supplies data on:

- the water resistance of the initial aggregates,
- desintegration of aggregates as the result of the desintegration of the initial sample of the studied fraction.

The method described above enables getting detailed data, that, in turn, allow for getting some global data that may be compared with the results of sieve methods, such as for example Baksheev's method. The results may be presented in the way shown in Table 4.

The first number represents the number of water resistant aggregates of the studied fraction (in %), e.g.  $M_{10-7/10-7}$ , the remaining ones - the amount of products of the desintegration of the aggregates with the initial diameter (in %), e.g.  $M_{10-7/5-3}$  - the amount of aggregates with the diameter 5-3 mm that resulted from the desintegration of the aggregates with the diameter 10-7 mm;  $M_{3-1/1-0.5}$  - the amount of aggregates with the diameter 1-0.5 mm that resulted from the desintegration of the aggregates with the diameter 3-1 mm. The results obtained in this way allow for determining the global aggregate decomposition of the soil under the influence of the water action on the complex soil sample, and this aggregate decomposition equals the decomposition achieved by means of classical methods. In order to arrive at these results one must calculate the quotient for each value of  $M$  in the line on the basis of the data in Table 4 according to the following equation:

$$x_i = \frac{S_i \cdot M_{i/n}}{100} \quad (45)$$

where:  $i$  - diameter of the studied initial aggregates [mm],

$S_i$  - number of aggregates of the studied fraction in the natural soil sample when dry [%],

$M_{i/n}$  - number of aggregates of different fractions ( $n$ ) that resulted from the water influence on the initial fraction aggregates ( $i$ ) [%].

The results should be put in lines and added in columns as it is shown in Table 5. The value of  $S_{<0.25}$  should be added to the last column. The obtained sums represent the percentage contents of aggregates with different sizes in the soil sieved in water, i.e. after soil aggregate desintegration.

### 33. KONCEPT ZINTEGROWANEGO WSKAŹNIKA AGREGACJI GLEBY

Przetwarzanie informacji jest oparte o składniki ilościowe z uwzględnieniem liczbowych przekształceń składników jakościowych. Szczególnie istotne w interpretacji są parametry ilościowe, które umożliwiają obiektywną, opartą na rachunku, interpretację jakościową. Agregacja jest pojęciem jakościowym i jako takie nieużytecznym w przetwarzaniu informacji. Jej parametry, jak: rozkład agregatometryczny, wskaźnik wodoodporności agregatów i inne [1], nie odzwierciedlają bezpośrednio, tzn. jedną liczbą, jej jakościowego przyczynku do oceny gleby.

Dla uczynienia agregacji składnikiem w procesie przetwarzania informacji, tzn. dla jej zamiany z pojęcia jakościowego w ilościowe, zaproponowano zintegrowany wskaźnik agregacji, który sumując przyczynki poszczególnych frakcji agregatów bezpośrednio odzwierciedlałby przyczynę agregacji. Zintegrowany wskaźnik agregacji:

$$A = \sum_f \left[ \left( P_{j,k} \right)_f \cdot \left( Q_{j,k} \right)_f \right] \quad (46)$$

jest zdefiniowany jako suma iloczynów procentowej zawartości  $(P_{j,k})_f$  wyróżnionych frakcji agregatów  $f$  zdefiniowanych skrajnymi średnicami równoważnymi  $j$  i  $k$  agregatów tworzących i wag liczbowych  $(Q_{j,k})_f$  przypisanych tym frakcjom arbitralnie, proporcjonalnie do ważkości przyczynków tych frakcji w ocenie gleby.

Wartości wag zależą od natury rozważanego zagadnienia. Kryteria ich doboru są inne przy uwzględnianiu agregacji w ocenie przewietrzania gleby niż w ocenie jej właściwości wodnych i jeszcze inne niż w ocenie żyzności gleby.

W tabeli 6 pokazano przykład doboru wag do liczenia zintegrowanego wskaźnika agregacji, uwzględnianego jako jedno z kryteriów oceny żyzności gleby. Wartości wag przypisanych poszczególnym frakcjom agregatów glebowych dobrano arbitralnie, proporcjonalnie do ich ważkości w plonowaniu [1].

Wartość zintegrowanego wskaźnika agregacji  $A$  może się zmieniać od 0 do 1000. Jakość gleby ocenianej w kategoriach jej żyzności jest tym większa, im większy jest zintegrowany wskaźnik agregacji.

Istotną w aspekcie użyteczności w przetwarzaniu informacji cechą zintegrowanego wskaźnika agregacji jest integralny charakter innych, pochodnych parametrów gleby, które można z niego, jak z wielkości wyjściowej, dowolnie wywodzić. Przykładem takiego parametru pochodnego jest proponowany [1] zintegrowany wskaźnik wodoodporności. Zintegrowany wskaźnik wodoodporności:

$$W = \frac{A_m}{A_s} \quad (47)$$

jest zdefiniowany jako iloraz zintegrowanych wskaźników agregacji  $A_m$  i  $A_s$  liczonych na podstawie zmodyfikowanej sitowej analizy agregatometrycznej "na mokro" [2] i klasycznej "na sucho" [3].

Wartość zintegrowanego wskaźnika wodoodporności  $W$  może się zmieniać od 0 do  $+\infty$ . Jakość gleby ocenianej w kategoriach jej żyzności jest tym wyższa, im większy jest zintegrowany wskaźnik wodoodporności. Wartości  $W < 1$  są oznaką małej wodoodporności jakościowo ważkich, scharakteryzowanych dużą wartością przypisanych im wag, frakcji agregatów. W przypadku (teoretycznym) gleby o doskonale stabilnym rozkładzie agregatometrycznym  $W = 1$ . Praktycznie im bardziej odporne są na działanie wody agregaty budujące glebę, tym bliższa jedności jest wartość wskaźnika  $W$ . Wartości  $W > 1$  są oznaką wzrostu, pod wpływem działania wody, zawartości ważkich frakcji agregatów, które mogą pochodzić z rozpadu mniej ważkich frakcji dużych agregatów, jak też z konsolidacji mniej ważkich frakcji agregatów małych.

Dyskutowane tutaj wskaźniki zintegrowane są w odróżnieniu od stosowanych wskaźników agregacji i wodoodporności wielkościami dynamicznymi i nie odzwierciedlają odporności struktury gleby na rozmycie. W przypadku gleb o strukturze podatnej na rozmycie zawsze ubywa pod działaniem wody mniej ważkich frakcji dużych agregatów, a przybywa małych, które mogą być bardziej ważne. Wynikowe wartości wskaźników zintegrowanych mogą mimo rozmycia struktury gleby pozostać praktycznie niezmienione.

Należy zaznaczyć, że pokazany tu koncept przekształcania pojęć jakościowych w ilościowe dotyczy wszystkich jakościowych cech gleby.

Tabela 6  
Table 6

| f | j,k<br>[mm]   | $(Q_{j,k})_f$ |
|---|---------------|---------------|
| 1 | $+\infty, 10$ | 0             |
| 2 | 10, 7         | 1             |
| 3 | 7, 5          | 3             |
| 4 | 5, 3          | 8             |
| 5 | 3, 1          | 10            |
| 6 | 1, 0.5        | 5             |
| 7 | 0.5, 0.25     | 3             |
| 8 | 0.25, 0       | 0             |

#### BIBLIOGRAFIA (REFERENCES)

1. Dobrzański B., Witkowska B., Walczak R.: Soil aggregation and water stability index. Polish J. Soil Sci. 1975, vol. VIII, 1, 3-8.
2. Walczak R., Witkowska B.: Określanie wodoodporności różnych frakcji agregatów glebowych. Roczn. Gleb. 1974, XXXV, 2, 275-282.
3. Walczak R., Witkowska B.: Metody badania i sposoby opisywania agregacji gleby. Problemy Agrofizyki 1976, 19, 5-52.

### 33. CONCEPT OF AN INTEGRATED INDEX OF SOIL AGGREGATION

Data processing is based on quantitative elements with attention paid to the numerical transformation of qualitative elements. Quantitative elements are especially important in the objective interpretation if they allow for an objective qualitative interpretation based on calculations. Aggregation is a qualitative phenomenon, and as such it is useless in data processing. Its parameters, such as: aggregametric distribution, water resistance index of aggregates, and others [1], do not directly characterize, i.e. by means of one number, qualitative properties of the soil.

To make aggregation an element of data processing, i.e. to change it from a qualitative phenomenon into a quantitative phenomenon, an integrated index of aggregation has been proposed. The index would sum up individual fractions of aggregation and in this way it would reflect the contribution of aggregation. The integrated index of aggregation is as follows:

$$A = \sum_f \left[ (P_{j,k})_f \cdot (Q_{j,k})_f \right] \quad (46)$$

It is defined as the sum of products of the percentage contents  $(P_{j,k})_f$  of individual aggregates' fractions  $f$  considered. The fractions are defined by means of the limiting diameters  $j$  and  $k$  of aggregates that belong to this fraction and their weights  $(Q_{j,k})_f$  prescribed to them arbitrarily and proportionally to the importance of contributions of these fractions in the soil evaluation.

The values of weights depend on the nature of considered problem. The criteria used are different when we consider soil aeration than when we consider its water properties or its fertility.

An example of choosing the weights for the calculations of the integrated index of aggregation is given in Table 6. It is one of the criteria of the estimation of soil fertility. The weights prescribed to individual fraction are arbitrary and proportional to their contribution to yield [1].

The value of the integrated index of aggregation  $A$  may change from 0 to 1000. The soil quality as far as its fertility goes is the higher the higher the value of the integrated index of aggregation.

It is very important for data processing that it is possible to calculate other parameters of soil properties on the basis of this index treating it as the input value. As an example of such a secondary parameter we may consider an integrated index of water resistance. This index may be calculated from the following equation:

$$W = \frac{A_m}{A_s} \quad (47)$$

It is defined as a quotient of the integrated indices of aggregation  $A_m$  and  $A_s$  calculated on the basis of the modified sieve aggregatometric analysis both in its "wet" and "dry" versions [2, 3].

The values of the integrated index of water resistance can change from 0 to  $+\infty$ . The quality of the soil as far as its fertility is concerned is the higher the higher the integrated index of water resistance. The values  $W < 1$  signal low water resistance of qualitatively important aggregates characterized by high values of weights prescribed to them. In a theoretical example of a soil with a perfectly stable aggregatometric distribution  $W = 1$ . The more water-resistant the aggregates that make the soil up are the closer to 1 its water resistance index  $W$ . The values  $W > 1$  prove the increase of the contents of heavier aggregates that come from the desintegration of

fractions of big aggregates or from the consolidation of lighter fractions of small aggregates under the influence of water.

The integrated indices discussed here are, unlike the commonly used indices of aggregation and water resistance, dynamic values and do not reflect the resistance of the soil structure to the washing out. In the case of soil that are prone to washing out lighter fractions of big aggregates decrease in number and the number of small aggregates increases. These small aggregates may be even heavier than the big ones. The resulting values of the integrated indices can remain practically unchanged despite the wash out.

It should be stressed here that the concept of transforming qualitative concepts into quantitative ones can be applied to all qualitative features of the soil.

### 34. METODA WYLICZANIA ROZSTAWU DRENÓW DLA GLEB O UWARSTWIONYM PROFILU

Algorytm przeznaczony jest do wyliczania rozstawu drenów dla uwarstwionych profili glebowych. Może być stosowany również dla gleb o profilu jednorodnym.

Równanie Toksöza i Kirkhama [3, 4] do wyliczania rozstawu drenów dla gleb uwarstwionych i jednorodnych można zapisać:

$$\frac{H}{a} \left( \frac{K_1}{H} - 1 \right) = \frac{2s}{a} (E + \Sigma F - \Sigma FG) \quad (48)$$

w którym  $E$ ,  $F = F_m$  i  $G = G_m$  są podane jako

$$E = \frac{1}{\pi} \ln \frac{1}{\sin [(\pi/2)(2r/a)(a/2s)]} \quad (49)$$

$$F = \frac{1}{\pi} \frac{1}{m} \left( -1 + \coth \frac{m\pi a}{s} \right) \left[ \cos \left( m\pi \frac{2r}{a} \cdot \frac{a}{2s} \right) - \cos m\pi \right] \quad (50)$$

$$G = \frac{\exp(2m\pi a/2s)}{\sinh(2m\pi a/2s)} \cdot \frac{1}{\frac{K_1}{K_2} \coth 2m\pi \left( \frac{h}{a} \frac{a}{2s} - \frac{a}{2s} \right) + \coth \frac{2m\pi a}{2s}} \quad (51)$$

$a \Sigma$  jest znakiem sumowania dla  $m = 1, 2, 3, \dots$  (z odpowiednią ilością wyrazów szeregu do wyliczania jej granicy z założoną dokładnością).

Znaczenie symboli i schemat obszaru przepływu przedstawiono na rysunku 49.

Równania (48)-(51) pokazują trudność rozwiązania równania (48) dla rozstawu drenów  $2s$ , gdyż wielkość  $2s$  występuje w formie uwikłanej w prawej części wyrażeń dla  $E$ ,  $F$  i  $G$ . Występowanie  $2s$  w sumowaniu  $F$  i  $FG$  jest przyczyną, że nie można podać wyrażenia na tę wielkość w skróconej formie.

Można próbować jednakże, drogą iteracji, rozwiązać równanie (48) dla rozstawu drenów  $2s$ . By to osiągnąć, niezbędna jest analiza funkcji  $F$  i  $G$  (oznaczonych także jako  $F_m$  i  $G_m$ ). Jako pierwszą rozpatrywano funkcję  $G$ .

Dla każdej wartości  $m$  (i dla każdego zbioru wartości  $K_1/K_2$ ,  $h/a$ ,  $a/2s$ ) funkcja  $G_m$  jest dodatnia i dodatkowo funkcja  $G_m^*$  definiowana jako

$$G_m^* = \frac{\exp(2m\pi a/2s)}{\sinh(2m\pi a/2s)} \cdot \frac{1}{\coth(2m\pi a/2s)} \quad (52)$$

jest zawsze większa niż  $G_m$ , ( $G_m < G_m^*$ ).

Funkcja  $G_m^*$  może być również zapisana jako

$$G_m^* = \frac{\exp(2m\pi a/2s)}{\sinh(2m\pi a/2s)} \cdot \frac{\sinh(2m\pi a/2s)}{\cosh(2m\pi a/2s)} \quad (53)$$

lub jako

$$G_m^* = \frac{\exp(2m\pi a/2s)}{\cosh(2m\pi a/2s)} \quad (54)$$

co znaczy, że  $0 < G_m^* < 2$  dla każdej wartości  $m$ . Wynika stąd, że funkcja  $G_m$  może przyjmować wartości tylko w zakresie od 0 do 2.

Przebadane zostaną teraz funkcje  $F$  i  $FG$ . Ponieważ  $G$  przyjmuje wartości pomiędzy 0 a 2, funkcja  $FG$  jest mniejsza niż funkcja  $2F$  dla każdej wartości  $m$ . Kolejne wyrazy nieskończonego szeregu  $\Sigma F$  zmieniają znak i częściowo sumy tych serii nie są zbieżne monotonicznie. Używając tzw. testu porównania można pokazać, że szereg  $\Sigma F$  jest bezwzględnie zbieżny. Test porównania implikuje, że dla danego szeregu  $w_1 + w_2 \dots$ , można znaleźć zbieżny szereg  $b_1 + b_2 \dots$  z nieujemnymi rzeczywistymi wyrazami, tak, że

$$|w_m| \leq b_m \quad \text{for } m = 1, 2, \dots \quad (55)$$

i wtedy dany szereg jest bezwzględnie zbieżny.

Dla porównania z szeregiem  $\Sigma F_m$  zaproponowano szereg  $\Sigma b_m$ , z  $b_m$  definiowanym jako

$$b_m = \frac{2}{\pi} [\coth(m\pi a/s) - 1] \quad (56)$$

Ponieważ w równaniu (50) wyrażenie

$$\cos[m\pi(2r/a) \cdot (a/2s)] - \cos(m\pi) \quad (57)$$

może przyjmować wartości tylko w przedziale od -2 do +2, można zauważyć, że

$$|F_m| \leq b_m \quad \text{for } m = 1, 2, \dots \quad (58)$$

Teraz należy pokazać, że szereg  $\Sigma b_m$ ,  $m = 1, 2, \dots$ , jest bezwzględnie zbieżny. Jest to przypadek, kiedy wyrażenie

$$\left| \frac{b_{m+1}}{b_m} \right|, \quad m = 1, 2, \dots \quad (59)$$

jest zbieżne z granicą  $L$  i  $L$  jest mniejsze od 1. Można sprawdzić poprzez definicję funkcji hiperbolicznych i wyliczenia, że dla  $b_m$  określonego w równaniu (56) granica ta wynosi

$$L = \left| \frac{b_{m+1}}{b_m} \right| = \frac{1}{\exp(2\pi a/s)} \quad (60)$$

co dla wszystkich wartości  $2a/s$  jest mniejsze niż 1 ( $a \neq 0$ ).

Szereg  $\Sigma b_m$  może być użyty do szacowania błędu obcięcia  $\delta_m$  z góry, gdy sumowanie  $\Sigma F$  jest przerywane po skończonej liczbie członów ( $m = M$ ), a nie prowadzone do nieskończonej ich liczby ( $m = \infty$ ). Wielkość  $\delta_m$  jest definiowana jako

$$\delta_m = \frac{\sum_{m=M, M+1, \dots}^{\infty} F_m}{\sum_{m=1, 2, \dots}^{\infty} F_m} \quad (61)$$

Określenie  $\delta_m$  może być uzyskane, kiedy zamiast dyskretnej funkcji  $b_m$ , równanie (56), rozważana jest ciągła funkcja  $b_x$  dana jako

$$b_x = \frac{2}{\pi} [\coth(\pi a x/s) - 1] \quad (62)$$

Zamiast równania (61) można zatem napisać (ponieważ  $b_x$  jest monotonicznie malejącą)

$$\delta_x = \frac{\int_x^{\infty} b_x dx}{\int_1^{\infty} b_x dx} \quad (62)$$

Jeśli  $\delta_x$  może być określona jako funkcja  $x$ , jej wartość może być użyta jako określenie  $\delta_m$  w równaniu (61). Następnie wartość  $\delta_m$  może być użyta do określenia minimalnej wartości  $m$  (lub  $M$ ), dla której jest mniejsze niż pewna przyjęta liczba  $\epsilon$  określająca dokładność obliczeń. Ponieważ można wykazać, że

$$\int \frac{2}{\pi} [\coth(\pi ax/s) - 1] dx = \frac{2}{\pi} \left[ \frac{\ln \sinh(\pi ax/s)}{\pi a/s} - x \right] \quad (63)$$

znaleziono, że spełniona jest następująca nierówność dla  $M$ :

$$M > -s/2\pi a \ln \{1 - [1 - \exp(-2\pi a/s)]^\epsilon\} \quad (64)$$

$M$  wyliczone z tej nierówności może być użyte do rozwiązania równania (48) dla rozstawu drenów  $2s$  (lub dla połowy rozstawu drenów  $s$ ) drogą iteracji dla każdego żądanego stopnia dokładności  $\epsilon$ . Obecnie przedyskutowany zostanie algorytm obliczeń.

Przed szczegółowym omówieniem algorytmu pokazana zostanie ogólna procedura. Problemem jest znalezienie  $2s$  z równania (48) dla danych wartości innych parametrów, a mianowicie  $H$ ,  $a$ ,  $K_1$ ,  $R$ ,  $r$ ,  $K_2$  i  $h$ . Dla zwykle spotykanych warunków oczekuje się, że prawdziwa wartość dla  $2s$  będzie leżeć między 2 a 200 m, lub  $s$  między 1 m ( $s_{\min}$ ) i 100 m ( $s_{\max}$ ). Wartość początkowa ( $s_1$ ) może być otrzymana z nomogramów Toksøza-Kirkhama, jeśli są dostępne, a następnie obliczana jest początkowa wartość  $H$  ( $H_1$ ) dla określonych wartości  $a$ ,  $K_1$ ,  $R$ ,  $r$ ,  $K_2$ ,  $h$ . Wartość  $H_1$  porównywana jest z  $H$  i wylicza się wartość bezwzględną  $(H - H_1)/H$ . Jeśli jest ona zbyt duża (pożądane są odchylenia większe od 1) należy zdecydować, że pierwsza wartość ( $s_1$ ) nie była zbyt dokładna. Jeśli natomiast  $H$  jest mniejsze niż  $H_1$ , następna wartość dla  $s$  ( $s_2$ ) jest wyliczana jako

$$s_2 = (s_{\min} + s_1)/2 \quad (65)$$

Jeśli jednakże znaleziono, że  $H$  jest większe od  $H_1$ , następna wartość dla  $s$  ( $s_2$ ) wynosić będzie

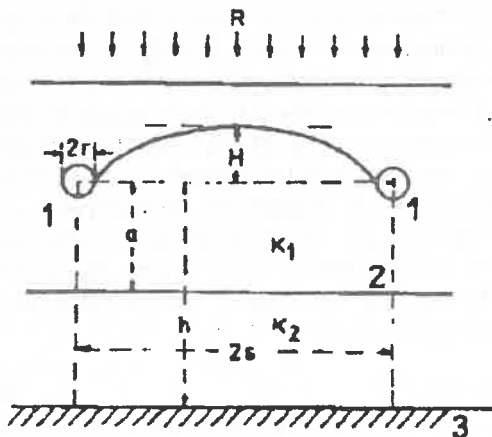
$$s_2 = (s_1 + s_{\max})/2 \quad (66)$$

Z drugiej wartości dla  $s$  ( $s_2$ ), nowa wartość  $H$  ( $H_2$ ) jest wyliczana i  $H_2$  jest porównywane z  $H$ . Proces ten prowadzony jest aż do zmniejszenia

różnicy  $s_{\max} - s_{\min}$  do zadanej wartości. Odpowiednie wartości z nomogramów [4] i wyliczone przy użyciu przedstawionego algorytmu są bardzo podobne, jednak wyliczone zgodnie z algorytmem są bardziej dokładne.

Przedstawiony algorytm służy do wyliczania rozstawu drenów w glebie złożonej z dwóch warstw leżących na nieprzepuszczalnym podłożu w warunkach ustalonego przepływu i oparty jest na równaniach opisanych przez Tokszoja i Kirkhama [3, 4], którzy również opracowali nomogramy do określania rozstawu drenów.

Algorytm udokładnia użycie wcześniejszych nomogramów i umożliwia wyliczenie rozstawu drenów z zadaniem stopniem dokładności. Użycie przedstawionego schematu blokowego umożliwia łatwe zaprogramowanie komputera. Prosty program przygotowany w języku BASIC jest dostępny u autora-seniora. Może być on używany przy zastosowaniu komputera osobistego. Dla każdego zbioru parametrów rozstawu drenów może zostać wyliczony dla czterech znaczących rozkładów w czasie 1 minuty, nawet przy użyciu komputera osobistego.



Rys. 49. Schematyczny diagram obszaru przepływu w uwarstwionej drenowanej glebie: R - dopływ wody (opady); H - wysokość zwierciadła wody; h - odległość drenów od warstwy nieprzepuszczalnej; 1 - dren cylindryczny (2r - średnica); 2 - granica pomiędzy warstwami; 3 - warstwa nieprzepuszczalna;  $K_1$  - przewodnictwo hydrauliczne górnej warstwy;  $K_2$  - przewodnictwo hydrauliczne dolnej warstwy

Fig. 49. Schematic representation of the flow region in layered drained soil: R - recharge rate; H - height of water table; h - drain distance from impervious layer; 1 - tile drain (2r - diameter); 2 - boundary between layers; 3 - impervious layer;  $K_1$  - hydraulic conductivity of the upper layer;  $K_2$  - hydraulic conductivity of the lower layer

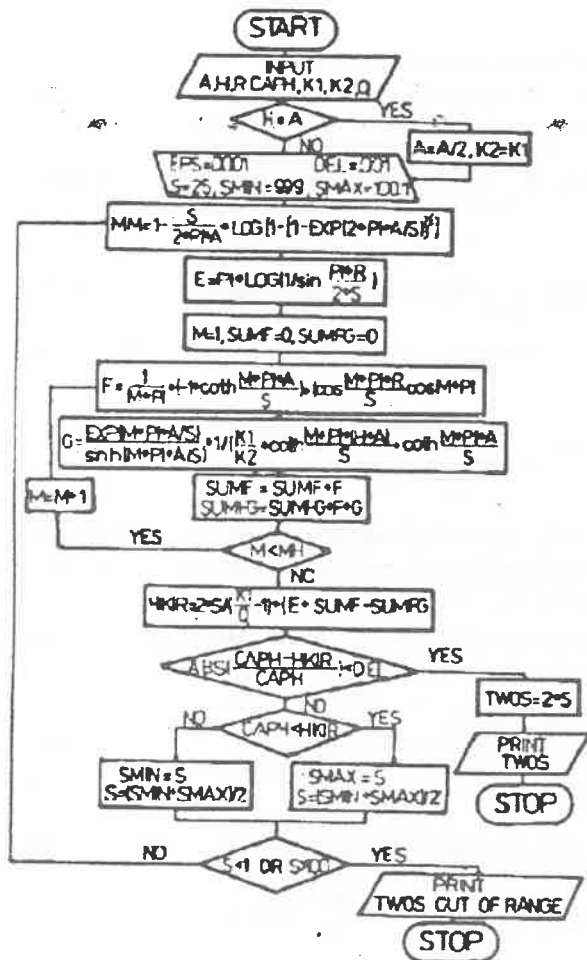


Fig. 50. Schematic diagram of the proposed algorithm:  $A = a$  z równ. 48 (rys. 48);  $CAPH = H$  z równ. 48 (rys. 48);  $DEL$  = arbitralnie dobrana liczba ( $= 0,001$ ) oznaczająca maksymalny dozwolony względny błąd  $H$ ;  $E$  = funkcja definiowana równ. 48;  $EPS$  = arbitralnie dobrana liczba ( $= 0,0001$ ) oznaczająca maksymalną dozwoloną wartość  $\delta x$ , jak zdefiniowano w równ. 81;  $F$  = funkcja zdefiniowana równ. 50;  $G$  = funkcja zdefiniowana równ. 51;  $H$  = wielkość  $h$  (rys. 48);  $HGR$  = aproksymacja  $H$  w procesie iteracji;  $K1$  = przewodnictwo hydrauliczne górnej warstwy (rys. 48);  $K2$  - przewodnictwo wodne dolnej warstwy (rys. 48);  $LOG$  = logarytm naturalny;  $M$  = wskaźnik sumowania (1,2,...);  $MM$  = maksymalna wartość  $M$  wyliczona z równ. 84;  $P1 = \Pi$  ( $= 3,1415...$ );  $Q$  = prędkość dopływu  $R$  (rys. 48);  $R$  = wielkość  $r$  (rys. 48);  $S$  = połowa rozstawu drenów  $2s$  (rys. 48);  $SMAX$  = maksymalna dozwolona wartość  $s$  w przebiegu iteracji (początkowo  $s_{max} = 100,1$ );  $SMIN$  = minimalna dozwolona wartość  $s$  w przebiegu iteracji (początkowo  $s_{min} = 0,999$ );  $SUMF = \sum F$  z równ. 48;  $SUMFG = \sum FG$  z równ. 48;  $TWOS$  = rozstaw drenów  $2s$  (rys. 48).

Fig. 50. Flow chart for the proposed algorithm:  $A = a$  of Eq. 48 (Fig. 48);  $CAPH = H$  of Eq. 48 (Fig. 48);  $DEL$  = arbitrarily set number ( $= 0.001$ ) denoting the maximum

allowed relative error of  $H$ ;  $E$  = function defined by Eq. 49;  $EPS$  = arbitrarily set number ( $= 0.0001$ ) denoting the maximum allowed value of  $\delta x$ , as defined by Eq. 81;  $F$  = function defined by Eq. 50;  $G$  = function defined by Eq. 51;  $H$  = the quantity  $h$  (Fig. 48);  $HGR$  = approximation of  $H$  in the iteration process;  $K2$  = hydraulic conductivity of the upper layer (Fig. 89);  $K2$  - hydraulic conductivity of the lower layer (Fig. 48);  $LOG$  = natural logarithm;  $M$  = summation index (1,2,...);  $MM$  = maximum value of  $M$ , as calculated from Eq. 84;  $P1 = \Pi$  ( $= 3.1415...$ );  $Q$  = the recharge rate  $R$  (Fig. 48);  $R$  = the quantity  $r$  (Fig. 48);  $S$  = half of the drain spacing  $2s$  (Fig. 48);  $SMAX$  = maximum allowed value of  $s$  in the course of the iteration (initially  $s_{max} = 100.1$ );  $SMIN$  = minimum allowed value of  $s$  in the course of the iteration (initially  $s_{min} = 0.999$ );  $SUMF = \sum F$  of Eq. 48;  $SUMFG = \sum FG$  of Eq. 48;  $TWOS$  = the drain spacing  $2s$  (Fig. 48).

## BIBLIOGRAFIA (REFERENCES)

1. Singh A. K., Walczak R. T., van der Ploeg R. R.: Ein verleich und eine Bewertung von Dranformeln für die Dranzdistanz von geschichteten Grund und Stauwasserboden. Z. Pflanzenernähr. Bodenk. 1989, 152, 45-50.
2. Ploeg R. R., Walczak R. T., Kirkham D.: Ein Algorithmus für die Berechnung der Drandistanz von Grundwasserboden. Mitt. Dtsch. Bodenk. Ges. 1987, 55/1, 221-226.
3. Toksöz S., Kirkham D.: Steady drainage of layered soils. I. Theory. J. Irrig. Drain. Div. Am. Soc. Civ. Eng. 1971a, 97(IR1), 1-18.
4. Toksöz S., Kirkham D.: Steady drainage of layered soils. II. Nomographs. J. Irrig. Drain. Div. Am. Soc. Civ. Eng. 1971b, 97(IR1), 19-37.
5. Walczak R. T., Ploeg van der R. R., Kirkham D.: An algorithm for calculation of drain spacings for layered soils. Soil Sci. Soc. Am. J. 1988, 52, 336-340.

### 34. METHOD FOR CALCULATION OF DRAIN SPACING FOR LAYERED SOILS

An algorithm is presented with which the tile drain spacing for layered soils can be calculated. The algorithm also works for homogeneous soils, as a special case of layered soils.

The equations of Toksöz and Kirkham [3, 4] for calculation of drain spacing for layered and homogeneous soils can read:

$$\frac{H}{a} \left( \frac{K_1}{H} - 1 \right) = \frac{2s}{a} (E + \Sigma F - \Sigma FG) \quad (48)$$

in which  $E, F = F_m, G = G_m$  are given by

$$E = \frac{1}{\pi} \ln \frac{1}{\sin [(\pi/2)(2r/a)(a/2s)]} \quad (49)$$

$$F = \frac{1}{\pi} \frac{1}{m} \left( -1 + \coth \frac{m\pi a}{s} \right) \left[ \cos \left( m\pi \frac{2r}{a} \cdot \frac{a}{2s} \right) - \cos m\pi \right] \quad (50)$$

and

$$G = \frac{\exp(2m\pi a/2s)}{\sinh(2m\pi a/2s)} \cdot \frac{1}{\frac{K_1}{K_2} \coth 2m\pi \left( \frac{h}{a} \frac{a}{2s} - \frac{a}{2s} \right) + \coth \frac{2m\pi a}{2s}} \quad (51)$$

and (with enough terms to be taken for the series to converge to a desired accuracy)  $\Sigma$  is the summation sign ( $m = 1, 2, 3, \dots$ ). The meaning of the symbols and a schematic representation of the flow region is given in Figure 49.

Equations (48)-(51) show why it is difficult to solve Eq. (48) for drain spacing  $2s$ ; the quantity  $2s$  appears implicitly on the right-hand side of the expressions for  $E$ ,  $F$ , and  $G$ . The appearance of  $2s$  in the summation of  $F$  and  $FG$  is the reason that no closed-form expression for  $2s$  has been derived.

It can be tried, however, in an iterative way, to solve Eq. (48) for drain spacing  $2s$ . To accomplish this, an analysis of the function  $F$  and  $G$  (in this paper also denoted by  $F_m$  and  $G_m$ ) is necessary. The function  $G$  will be considered first.

For each value of  $m$  (and for any set of values of  $K_1/K_2$ ,  $h/a$ , and  $a/2s$ ) the function  $G_m$  is positive, and a supplementary function  $G_m^*$  defined as

$$G_m^* = \frac{\exp(2m\pi a/2s)}{\sinh(2m\pi a/2s)} \cdot \frac{1}{\coth(2m\pi a/2s)} \quad (52)$$

always is larger than  $G_m$ , ( $G_m < G_m^*$ ).

The function  $G_m^*$  can also be written as

$$G_m^* = \frac{\exp(2m\pi a/2s)}{\sinh(2m\pi a/2s)} \cdot \frac{\sinh(2m\pi a/2s)}{\cosh(2m\pi a/2s)} \quad (53)$$

or as

$$G_m^* = \frac{\exp(2m\pi a/2s)}{\cosh(2m\pi a/2s)} \quad (54)$$

which means that  $0 < G_m^* < 2$  for any value of  $m$ . This, in turn, implies also that the function  $G_m$  only can take values between 0 and 2.

Now the function  $F$  and  $FG$  are examined. Because  $G$  lies between 0 and 2, the function  $FG$  is smaller than the function  $2F$  for any value of  $m$ . Inspection of  $F$  shows that subsequent members of the infinite series  $\Sigma F$  alternate in monotone fashion. With use of so-called comparison test, however, it can be shown that the series  $\Sigma F$  converges absolutely. The comparison test implies that, if for a given series  $w_1 + w_2 \dots$ , a converging series  $b_1 + b_2 \dots$  with non-negative real terms can be found, such that

$$|w_m| \leq b_m \quad \text{for } m = 1, 2, \dots \quad (55)$$

then the given series is absolutely convergent.

For comparison with the series  $\Sigma F_m$ , the series  $\Sigma b_m$  is proposed, with  $b_m$  defined as

$$b_m = \frac{2}{\pi} [\coth (m\pi a/s) - 1] \quad (56)$$

Because in Eq. (50) the quantity

$$\cos[m\pi(2r/a) \cdot (a/2s)] = \cos(m\pi) \quad (57)$$

can only take values from -2 to +2, it can be seen that

$$|F_m| \leq b_m \quad \text{for } m = 1, 2, \dots \quad (58)$$

It now needs to be shown that the series  $\Sigma b_m$ ,  $m = 1, 2, \dots$  converges absolutely. This is the case when the sequence

$$\left| \frac{b_{m+1}}{b_m} \right|, \quad m = 1, 2, \dots \quad (59)$$

converges with the limit  $L$  and  $L$  is smaller than 1. It may be verified by the definition of hyperbolic functions and algebra that, for  $b_m$  of Eq. (56) this limit is given by

$$L = \left| \frac{b_{m+1}}{b_m} \right| = \frac{1}{\exp(2\pi a/s)} \quad (60)$$

which for all values  $2a/s$  is smaller than 1 ( $a \neq 0$ ).

The series  $\Sigma b_m$  can also be used to estimate the truncation error  $\delta_m$  that is made when the summation  $\Sigma F$  is performed over a finite number of terms ( $m = M$ ) rather than over an infinite number ( $m = \infty$ ). The quantity  $\delta_m$  is defined as

$$\delta_m = \frac{\sum_{m=M, M+1, \dots}^{\infty} F_m}{\sum_{m=1, 2, \dots}^{\infty} F_m} \quad (61)$$

An estimate of  $\delta_m$  can be obtained when, instead of the discrete function  $b_m$  of Eq. (56) the continuous function  $b_x$  given by

$$b_x = \frac{2}{\pi} [\coth(\pi ax/s) - 1] \quad (62)$$

is considered. Instead of Eq. (61), now (because  $b_x$  is monotone decreasing) is written

$$\delta_x = \frac{\int_x^{\infty} b_x dx}{\int_1^{\infty} b_x dx} \quad (62)$$

If  $\delta_x$ , as function of  $x$ , can be evaluated, this value can be used as an estimate for  $\delta_m$  of Eq. (61). In turn, this value of  $\delta_m$  can be used to estimate the minimum value  $m$  (say  $M$ ) for which  $\delta_m$  is smaller than some prescribed number  $\varepsilon$ .

Since it can be shown that

$$\int \frac{2}{\pi} [\coth(\pi ax/s) - 1] dx = \frac{2}{\pi} \left[ \frac{\ln \sinh(\pi ax/s)}{\pi a/s} - x \right] \quad (63)$$

it is found that the following inequality for  $M$  should hold:

$$M > -s/2\pi a \ln \left\{ 1 - [1 - \exp(-2\pi a/s)]^2 \right\} \quad (64)$$

This inequality for  $M$  can be used to solve Eq. (48) for the drain spacing  $2s$  (or for the half drain spacing  $s$ ) in an iterative way for any desired degree of accuracy. The developed algorithm will now be discussed.

Before the algorithm is discussed in detail, an overall view of the procedure is given. The problem is to find  $2s$  from Eq. (48) for given values of the other parameters; namely  $H$ ,  $a$ ,  $K_1$ ,  $R$ ,  $r$ ,  $K_2$ , and  $h$ . For not too-extreme conditions it can be expected that the true value for  $2s$  will lie between 2 and 200 m, or  $s$  between 1 m ( $s_{\min}$ ) and 100 m ( $s_{\max}$ ). A first guess ( $s_1$ ), which may be obtained from a Toksöz-Kirkham nomograph if one is at hand, is made and, a first value of  $H$  (say  $H_1$ ), for the assigned values to  $a$ ,  $K_1$ ,  $R$ ,  $r$ ,  $K_2$ ,  $h$ , and for the guessed value ( $s_1$ ) is calculated. The value of  $H_1$  is compared with  $H$ , and the absolute value of  $(H - H_1)/H$  is calculated. If it is too large (deviates more from 1 than is wanted), it is decided that the first guess ( $s_1$ ) was not good enough. If it is found that  $H$  is smaller than  $H_1$ , the second guess for  $s$  ( $s_2$ ) is calculated as

$$s_2 = (s_{\min} + s_1)/2 \quad (65)$$

If, however, it is found that  $H$  is larger than  $H_1$  the second guess for  $s$  ( $s_2$ ) will be

$$s_2 = (s_1 + s_{\max})/2 \quad (66)$$

With the second guess for  $s$  ( $s_2$ ), a new value for  $H$  ( $H_2$ ) is calculated and  $H_2$  is compared with  $H$ . If necessary, a new guess for  $s$  ( $s_3$ ) is made and so on.

Corresponding values from nomographs [4] and calculated from presented algorithm are very similar, those calculated according to the algorithm can be considered as more accurate.

The algorithm presented is for the calculation of drain spacings for a two-layer soil underlain by a barrier, for steady-state flow conditions, and is based on equations given by Toksöz and Kirkham [3, 4] who also presented some nomographs for approximating drain spacing. The algorithm sharpens the use of earlier nomographs and enables computation of drain spacing to any desired degree of accuracy. With use of the flow chart presented, the algorithm is easily programmed on a digital computer. A simple program, prepared in BASIC, may be acquired from the senior author. It can be run on small desk-top computer. For any set of not too-extreme parameters, the drain spacing is calculable, to four significant figures within 1 min, even on a small desk-top computer.