

244436

WYŻSZA SZKOŁA ROLNICZA W POZNANIU

---

Prof. Dr FELIKS TERLIKOWSKI

# FIZYKA GLEBY

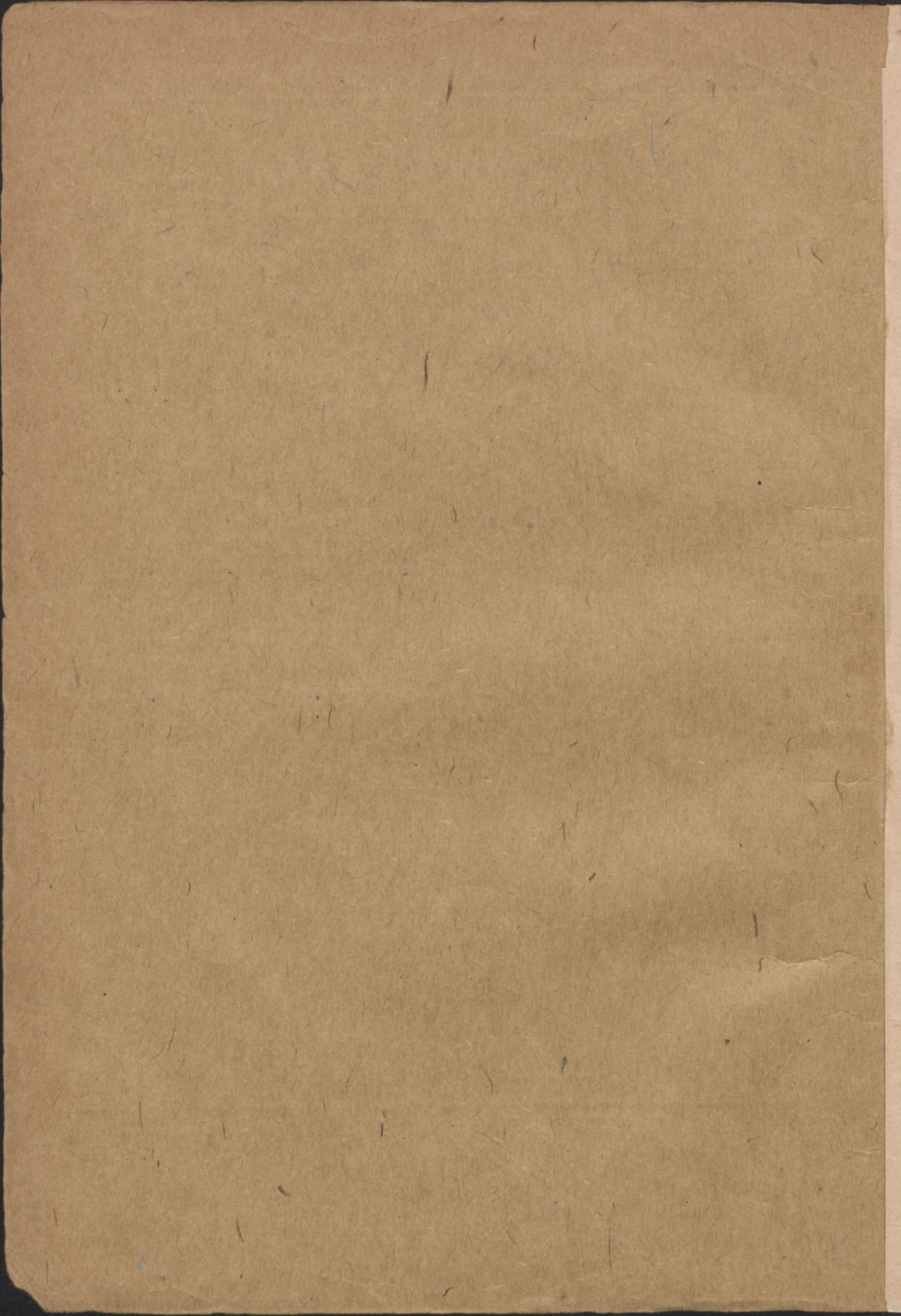
Wydanie drugie uzupełnione

POZNAŃ 1952

---

NAKŁADEM PAŃSTWOWEGO WYDAWNICTWA NAUKOWEGO







E R R A T A

do skryptu prof. Terlikowskiego  
„Gleboznawstwo ogólne - Fizyka gleby”, wyd. II

Str.	Wiersz	Jest	Powinno być
13	2 g	(0.002 mm)	(< 0.002 mm)
16	18 g	0.01	< 0.01
25	9 g	ziemi	gleby
25	11 g	ziemią	glebą
28	2 g	ziemi	gleby
32	1 g	struktury	struktury
35	27 g	8. Uprawa roli.	8. Uprawa roli. 9. Obecność koloidalnych związków Al, Fe, Si.
37	3 d	(enchytreidów	(enchytroidów
40	7 g	powodując	powodują
41	7 g	spłaszczona	spiaszczona
49	8 d	equivalem"	equivalent"
62	11 d	ziemi	gleby
65	17 g	4 cm	40 cm
66	7 g	wynosi 15 = 2	wynosi 15
66	9 g	= 2	= 2 $\delta$
66	10 g	= $\frac{2}{h}$	= $\frac{2\delta}{h}$
71	17 g	t = 17,5	t <sup>o</sup> = 17,5 <sup>o</sup> C
80	2 g	objętości	objętości gleb
83	8 g	dalszych	głębszych
92	7 d	temperatury, optimum	temperatury gleby, optimum
92	6 d	superotymalna	superoptymalna
97	4 g	6 % powierzchni	t <sup>o</sup> powierzchni
99	1 g	chłonięcie wody	ochłodzenie gleby
101	3 d	2-miesięcznym	3-miesięcznym
104	górna tabela 6 rubryka	brak znaków mnożenia między liczbami np.: 0,5 1 23,8 itd.	wstawić znaki mnożenia 0,5 · 1 · 23,8 itd.







WYŻSZA SZKOŁA ROLNICZA W POZNANIU

Prof. Dr FELIKS TERLIKOWSKI

# FIZYKA GLEBY

Wydanie drugie uzupełnione

P O Z N A Ń 1 9 5 2

---

NAKŁADEM PAŃSTWOWEGO WYDAWNICTWA NAUKOWEGO



Wydano za zgodą Rektora Wyższej Szkoły Rolniczej w Poznaniu  
Pismo nr 336/52 z dnia 30 czerwca 1952 r.



244.436

---

Oddano do wykonania 23.VII.1952 r.

K-3-14838

Nakład 500 + 75 egz.

Arkuszy druku 15<sup>1/2</sup>

Papier offsetowy V kl. 70 g

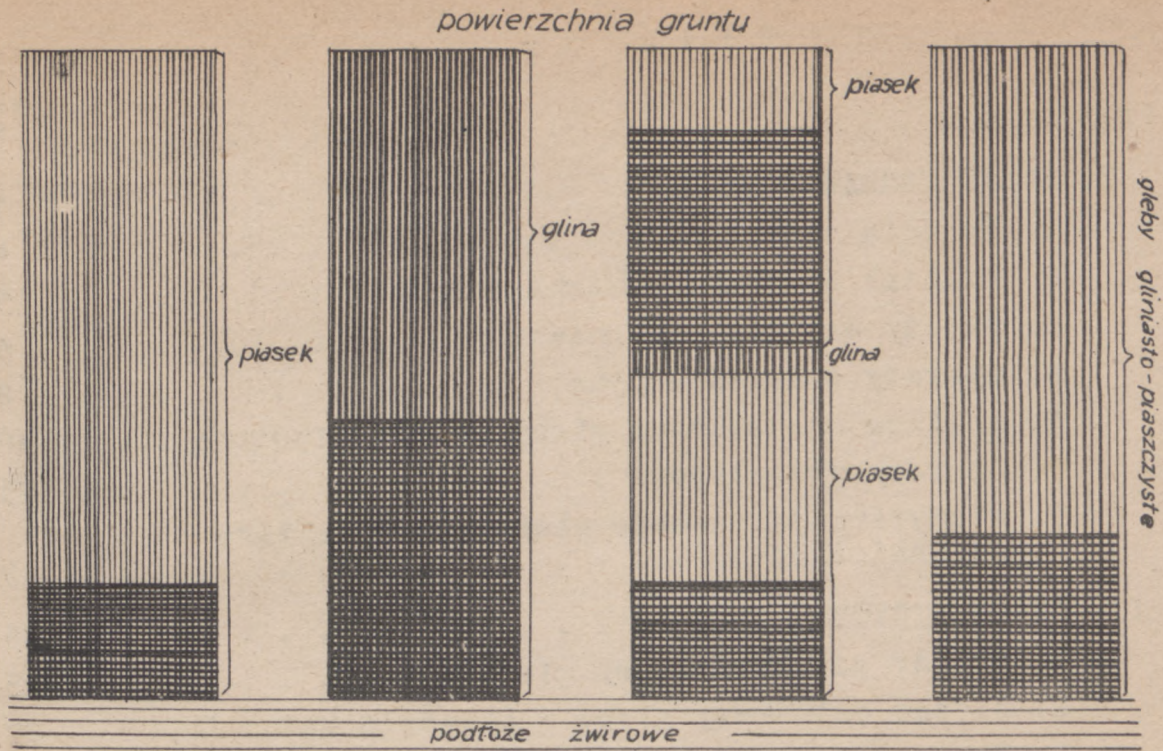
Zamówienie nr 759/52

---

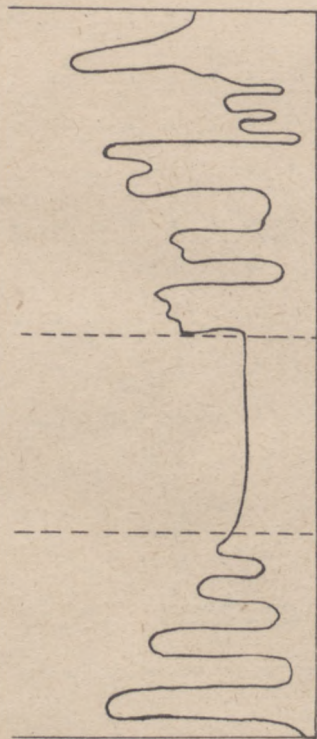
Wykonano w Zakładzie Produkcji Skryptów PWN Oddział w Poznaniu

Okladkę wykonano w Zakładzie Produkcji Skryptów PWN Oddział w Warszawie nr zam. 585





rys. 29



I Obszar wyraźnych wpływów wilgoci atmosferycznej, nieregularne wartości wody

II Obszar, gdzie wilgotność jest mniej więcej w równowadze

III Obszar wpływów wody gruntowej: regularnie zwiększa się wilgotność w miarę przybliżania się do poziomu wody zaskórnej

rys. 30



## Rozdział I

### SKŁAD MECHANICZNY GLEB

#### 1. Pojęcia ogólne

Gleba składa się z cząsteczek, czyli z ziarenek różnych wielkości, a także z gruzełków, które są skupieniami ziarn glebowych.

Składem mechanicznym gleby nazywamy podział jej stałej masy na grupy, czyli frakcje, według wielkości ziarn.

Od składu mechanicznego gleby zależą jej własności fizykalne, chemiczne, biologiczne oraz produktywność gleby.

#### A. Własności fizykalne:

1. stosunek gleby do wody i ciepła,
2. przewodność gleby,
3. przesiąkanie i podsiąkanie gleby,
4. struktura gleby,
5. łatwość bądź trudność uprawy roli.

#### B. Chemiczne własności gleby:

1. zawartość czynnych substancji pokarmowych,
2. zdolność sorpcyjna gleby,
3. zdolność wietrzenia gleby.

#### C. Biologiczne własności gleby:

1. czynności gleb,
2. charakter przebiegu procesów mikrobiologicznych.

D. Produktywność gleby jest wypadkową oddziaływania czynników wymienionych w pkt. A, B i C oraz współdziałania czynników klimatycznych.

Oznaczenie absolutnej wielkości ziarn glebowych daje nam możność poznania szeregu własności fizykalnych i chemicznych



Brak podręczników z Gleboznawstwa odczuwa się szczególnie na wyższych szkołach typu rolniczo-leśnego.

Podręcznik powinien być pomocny studentom wyższych szkół w opanowaniu wiedzy o glebie i dawać podstawy dla praktycznego zastosowania wiedzy do utrzymania i podwyższania żyzności gleb.

Pierwsze wydanie skryptu prof. dr F. Terlikowskiego „Ogólne Gleboznawstwo - Fizyka Gleb” z roku 1949 jest wyczerpane.

Po śmierci prof. dr F. Terlikowskiego wyłoniono komisję z pracowników naukowych Zakładu Gleboznawstwa pod przewodnictwem kierownika Katedry Gleboznawstwa W.S.R. celem przygotowania drugiego wydania skryptu.

Komisja przeprowadziła nieznaczne zmiany i pewne uzupełnienia w niektórych działach według ostatnich prac prof. dr F. Terlikowskiego, a mianowicie „Próchnica a żyzność gleb” oraz „Metodyka badań gleb.”

Skrypt ten jest przeznaczony dla studentów wyższych szkół rolniczych.

Członkowie komisji:

Przewodniczący: kierownik Katedry - z. prof. dr

M. Kwiničhidze

Członkowie komisji: dr M. Hoffmann

dr Br. Reimann

mgr W. Cieśla

mgr A. Kowalkowski

mgr W. Mucha

mgr Zb. Prusinkiewicz

mgr St. Rzęsa

Katedra Gleboznawstwa

W.S.R.

1952 r.



gleby, co uzmysławia następujące schematyczne zestawienie WIEGNERA:

Wysoki stan rozdrobnienia	Stan pośredni rozdrobnienia	Rezdrobnienie nieznaczne
1. znaczna pojemność względem wody	—————→ ←————	niska pojemność względem wody
2. znaczna kohezja	—————→ ←————	niewielka kohezja
3. wysoka zawartość pokarmów	—————→ ←————	nieznaczna zawartość pokarmów
4. dobre chemiczne, złe fizyk. własności	—————→ ←————	złe chemiczne, dobre fizyk. własności
5. gleba nieczynna, zimna		gleba czynna, ciepła
trudna w uprawie, zasobna w pokarmy, słabo wypłukana		pulchna, łatwa w uprawie, znacznie wymyta

## 2. Podział na frakcje mechaniczne

Celem zbadania składu mechanicznego gleby stosujemy analizę mechaniczną, której zadaniem jest rozdzielenie masy glebowej na szereg grup, czyli frakcji, według wielkości cząsteczek.

Przytaczamy terminologię dla poszczególnych frakcji analizy mechanicznej opracowaną przez Polskie Towarzystwo Gleboznawcze (opracowanie prowizoryczne):

<b>Piasek</b>	1 - 0.1 mm
a) piasek gruby	- 1.0 - 0.5 mm
b) piasek średni	- 0.5 - 0.25 "
c) piasek drobny	- 0.25 - 0.1 "
<b>Pył</b>	0.1 - 0.01 mm = (0.02 mm)
a) pył gruby	- 0.1 - 0.05 mm
b) pył drobny	- 0.05 - 0.01 (0.02 mm)



- Części spławialne < 0.01 (0.02) mm  
a) il pyłowy - 0.02 - 0.002 mm  
b) il koloidalny - < 0.002 mm

W dążeniu do podziału gleb na wielkości ziarna o pewnych charakterystycznych własnościach konwencjonalnych przyjęte klasyfikację ATTERBERGA, której podział polega na zasadzie wykazywania pewnych fizykalnych własności przez ziarna różnej wielkości, a mianowicie:

1. kuliste ziarenka o średnicy 2 mm nie wytwarzają kapilarów,
2. ziarenka od 0.2 mm - 0.02 mm leżą na granicy koagulacyjnego działania roztworów soli, wykazują dobrą właskowatość,
3. ziarenka o średnicy od 0.02 mm - 0.002 mm mają wysoką kapilarność, ale wykazują powolne wznieszenie się wody,
4. ziarenka mniejsze od 0.002 mm znajdują się w ruchu BROWNA.

Ogólna terminologia klasyfikacji ATTERBERGA - przyjęta jako międzynarodowa - przedstawia się następująco:

żwir	gruby .....	20 - 6 mm
	drobny .....	6 - 2 mm
piasek	gruby .....	2.0 - 0.6 mm
	średni .....	0.6 - 0.2 "
	drobny .....	0.2 - 0.06 mm
pył	piaskowy .....	0.06 - 0.02 "
	gruby .....	0.02 - 0.006 mm
	drobny .....	0.006 - 0.002 "
glina	cząstki drobniejsze od	0.002 "

### 3. Metody analizy mechanicznej

Najprostszym sposobem rozdzielenia ziarn glebowych według ich wielkości byłaby metoda opierająca się na przesiewaniu



gleby przez szereg umieszczonych jedno nad drugim metalowych sit, o oczkach coraz to drobniejszych, wskutek czego każde sito zatrzymuje ziarenka gleby o średnicy określonej.

Najprymitywniejsza ta metoda jest niedokładna i stosuje się ją tylko przy badaniu gleb kamienistych i żwirowych.

Analizę mechaniczną drobnoziarnistych gleb wykonuje się zasadniczo w aparatach sedymencyjnych albo przepływowych. Za pomocą tych aparatów otrzymuje się wyniki dokładniejsze.

Segregowanie próbki glebowej na frakcje o różnej wielkości ziarn dokonujemy: 1. w aparatach sedymencyjnych na podstawie różnic w szybkości opadania ziarn różnej wielkości w wodzie stojącej albo 2. w aparatach przepływowych za pomocą wody przepływającej ze znaną szybkością.

Szybkość ruchu cząsteczki gleby w wodzie albo szybkość opadania jej będzie zależała od:

1. wielkości cząsteczki,
2. jej formy,
3. ciężaru właściwego.

Aparaty sedymencyjne, których istnieje wiele modyfikacji, opierają się na zasadzie obliczania wielkości cząsteczek z szybkości opadania ich na pewnej znanej przestrzeni.

Zależność pomiędzy szybkością opadania, a promieniem ziarn ujmuje wzór STOKES'a

$$V = \frac{2}{9} \cdot g \cdot r^2 \cdot \frac{d - d_0}{n}, \text{ gdzie}$$

$V = \text{cm/sek}^2$ ,

$g = \text{stała przyspieszenia } 9,81 \text{ cm/sek}^2$ ,

$r = \text{promień cząsteczki w cm}$ ,

$d = \text{ciężar gat. gleby (średnio dla gleb } = 2.65)$ ,

$d_0 = \text{cięż. gat. ośrodka sedymencyjnego (dla wody } d_0 = 1)$ ,

$n = \text{lepkość (dla wody przy } 20^\circ \text{ C } = 0.01)$ .

Używając szklanych cylindrów jako aparatów sedymencyjnych, w których przestrzeń opadania cząsteczek  $H = 20 \text{ cm}$ , otrzymamy opadnięcie cząsteczek w zależności od czasu ich opadania, według następującego zestawienia:



		średnica cząsteczek pozostających w zawieszeniu	
po 16 godzinach	. . . . .	< 0.002 mm	
" 2 "	. . . . .	0.002 - 0.006 mm	<i>dużo</i>
" 15 minutach	. . . . .	0.006 - 0.02 "	<i>znacznie</i>
" 100 sekundach	. . . . .	0.02 - 0.06 "	<i>prócz</i>

Powszechnie używanym aparatem do wykonania tego rodzaju analizy jest aparat ATTERBERGA (rys. 1).

Aparaty sedymentacyjne mają tę przewagę nad aparatami przepływowymi, że umożliwiają zbieranie frakcji drobnych, podczas kiedy aparaty przepływowe mogą rozdzielić tylko cząsteczki o średnicy większej od 0.01 mm (0.02 mm), a nie pozwalają na wyodrębnienie cząstek najdrobniejszych, które dla własności fizykalnych i chemicznych gleby mają decydujące znaczenie. Niedogodnością aparatów sedymentacyjnych jest trudność wykonywania analizy, która w przypadku gleb ciężkich, bogatych w frakcje najdrobniejsze, trwa nieraz dni kilka.

#### 4. Aparaty sedymentacyjne

Do szybkich metod oznaczania składu mechanicznego gleby drogą określenia ciężaru gatunkowego wodnych zawiesin glebowych należy prosta metoda BOUYOUCOUSA. Metoda ta polega na oznaczaniu areometrem ciężaru gatunkowego zawiesin glebowych w cylindrze o znanej wysokości i średnicy. Dyspersję gleby BOUYOUCOS uzyskuje w specjalnym aparacie nazwanym „maszyną dyspersyjną Bouyoucosa” (rys. 3).

W aparacie BOUYOUCOUSA przedstawionym na rys. 2 wysokość słupa wodnej zawiesiny glebowej wynosi 32.5 cm. Obliczenie szybkości opadania i średnicy cząsteczek opadających w pewnym czasie uskutecznia się na podstawie cytowanego wzoru STOKESA.

BOUYOUCOS podaje w tabelce następujące wymiary cząsteczek opadających w określonym czasie w temp. 20° C z wysokości 32.5 cm na podstawie obliczeń z powyższego prawa:



Czas sedymentacyjny	Średnica cząstek glebowych w mm
1 minuta	0.077846
2 minuty	0.055050
5 minut	0.034814
15 "	0.02010
30 "	0.014212
60 "	0.01005
2 godziny	0.0071
3 "	0.0056
4 "	0.00502
5 "	0.0045
10 "	0.00318
15 "	0.00259
20 "	0.00223
48 "	0.00145
96 "	0.001025

Po upływie jednej minuty górna granica cząstek, które mogą znajdować się w zawieszynie, wynosi 0.077846 mm - po upływie 1 godziny znajdować się mogą w zawieszynie cząstki mniejsze od 0.01005 mm średnicy. Mierzac po upływie różnych okresów czasu ciężar gatunkowy zawiesziny glebowej za pomocą areometrów, BOUYOUCOS w ten sposób je kalibruje, że dają one od razu % cząsteczek pozostających w zawieszynie po pewnym czasie, a więc cząsteczek określonych wymiarów. Przez proste zanurzenie skalibrowanego areometru w zawieszynie glebowej i przez odczytywanie w pewnych odstępach czasu wyników (licząc od chwili rozpoczęcia sedymentacji) otrzymuje się procentową zawartość cząsteczek o dowolnych wymiarach. W ten sposób np. odczyt po upływie 15 minut daje nam zawartość procentową cząstek od 0.02010 mm itd. Należy przestrzegać, aby temperatura w czasie sedymentacji nie zmieniała się w cylindrze BOUYOUCOSA. W razie gleb cięższych, do analizy używa się 50 g suchej gleby, dla gleb lżejszych waga próbki wynosi 100 g gleby.



Metoda analizy mechanicznej wg A. CASAGRANDE'a jest dalszym rozwinięciem i ulepszeniem areometrycznej metody BOUYOUCOSA, a modyfikacja metody areometrycznej A. CASAGRANDE'a przez M. PRÓSZYŃSKIEGO ma na celu jeszcze dalsze uproszczenie obliczeń oraz dostosowanie metody areometrycznej do masowych analiz.

PRÓSZYŃSKI biorąc pod uwagę zawartość części spławialnych w poszczególnych utworach glebowych ułożył tablice czasu sedimentacji poszczególnych frakcji cząstek przy znanej temperaturze. Przez odjęcie tzw. odczytu „poprawkowego” od odczytu na areometrze, zanurzonym w zawieszynie glebowej o odpowiedniej początkowej koncentracji, otrzymujemy procentową zawartość w badanej próbce gleby cząstek mniejszych od pewnej wybranej średnicy.

#### 5. Analiza mechaniczna gleby metodą pipetową

Zasada: rozcieńczona (np. 1 %) zawiesina wodna gleby poddana zostaje sedimentacji.

W momencie rozpoczynania analizy wszystkie cząsteczki glebowe o rozmaitych wymiarach rozmieszczone są zupełnie równomiernie w całej cieczy (dokładne wytrząśnięcie zawiesiny). Sedymencję cząsteczek jednakowych wymiarów w dobrze wymieszanej zawieszynie glebowej możemy sobie wyobrazić jako niezależne od siebie opadanie w cieczy słupów złożonych wyłącznie z zawiesiny cząstek danych wymiarów.

Stosownie do prawa STOKESA cząsteczki określonych wymiarów wymagać będą pewnego czasu ( $t$ ), aby przebyć określoną przestrzeń od powierzchni cieczy np. 10 cm. Po upływie przeto tego czasu ( $t$ ) - od momentu wytrząśnięcia zawiesiny glebowej - wszystkie cząsteczki o promieniu większym od  $r$  znajdować się muszą poniżej 10 cm od powierzchni cieczy; tuż powyżej głębokości 10 cm znajdować się mogą tylko cząsteczki o promieniu  $r$  oraz mniejszym od  $r$ , a przy tym w stężeniu takim, w jakim znajdowały się one na początku analizy w całej zawieszynie.



Jeśli przeto w momencie tym pobrać z tej warstwy cieczy (10 cm głębokości) próbkę zawiesiny, np. 10 cm<sup>3</sup> i oznaczyć w niej przez odparowanie ilość suchej substancji, to będzie to równoznaczne z określaniem stężenia (w 10 cm<sup>3</sup>) cząsteczek określonych wymiarów w pierwotnej zawieszynie, a więc będzie to, po przeliczeniu na objętość zawiesiny, przedstawiało ilość cząsteczek określonych wymiarów w badanej próbce glebowej.

Zmieniając odpowiednio czas opadania równomiernie wytrząśniętych zawiesin glebowych i pobierając po upływie tego czasu - zawsze z głębokości 10 cm - próbki zawiesiny, możemy szybko ilościowo określić zawartość poszczególnych frakcyj w badanej glebie.

Pobieranie po upływie określonych czasów znanych objętości zawiesiny z warstwy znajdującej się na głębokości 10 cm ukuteczniamy za pomocą pipet. Stąd nazwa „metoda pipetowa”.

Metodę pipetową stosuje się do oznaczania w glebach ilości drobniejszych cząsteczek, a mianowicie frakcyj o wymiarach mniejszych od 0.02 mm. Istnieje kilka aparatów do analizy metodą pipetową. Poniżej przytaczamy opis i użycie jednego z tych przyrządów.

Aparat KOHNA składa się z statywu z umocowaną na nim skalą oraz ze specjalnej pipety (rys. 5).

Pipeta umocowana jest na suwaku statywu A. Suwak porusza się za pomocą śruby (a) w kierunku pionowym, a z nim porusza się umocowana na nim specjalna pipeta. Obok suwaka przytwierdzona jest skala centymetrowa (b). Każdorazową wysokość ustawienia pipety wskazuje na skali (b) indeks suwaka (c).

Pipeta składa się z następujących części: Właściwa pipeta (d) w górnej części połączona jest kranem dwudrożnym (e). Objętość pipety (d) łącznie z objętością otworu kranu wynosi dokładnie 10 cm<sup>3</sup>. Dolna, ssąca część rurki pipety (d) zaopatrzona jest w kilka otworów poziomo rozmieszczonych na końcu rurki pipety. Dwudrożny kran (e) łączyć może właściwą pipetę (d) z kulkową przestrzenią (f) bądź (drugim otworem)



z rurką wypływową (g). Powyżej przestrzeni kulkowej (f) dolutowana jest rurka aspiratora (h), a jeszcze wyżej lejek kurkowy (i). Analizy przeprowadzamy w cylindrze sedymentacyjnym (k), którego pojemność (do kreski) wynosi  $1000 \text{ cm}^3$ . Średnica cylindra sedymentacyjnego wynosić powinna 6 - 8 cm.

Przeprowadzenie analizy: Przeprowadzenie analizy składa się z dwóch zabiegów:

- I. - przygotowanie próbki gleby do analizy
- II. - wykonanie sedymentacji.

I. Przygotowanie próbki gleby do analizy metodą międzynarodową. Przesianą przez sito 1 mm próbkę gleby, odpowiadającą 10 g absolutnie suchej gleby, wprowadzamy do zlewki na  $600 \text{ cm}^3$ , zwilżamy wodą, po czym celem zniszczenia substancji organicznej traktujemy glebę na łaźni wodnej 6 %  $\text{H}_2\text{O}_2$ . Początkowo reakcja przebiegać może gwałtownie. Należy więc  $\text{H}_2\text{O}_2$  delewać ostrożnie i porcjami. Po rozłożeniu substancji organicznej dodajemy do próbki wody destylowanej (do ca  $200 \text{ cm}^3$ ), gotujemy do objętości ca  $100 \text{ cm}^3$  i studzimy. Jeżeli w glebie występują nieznaczne ilości próchnicy (np. mniej niż 1 % węgla), to postępowanie z wodą utlenioną może być zaniechane.

Celem zwiększenia stopnia dyspersji gleby (rozgrużenia agregatów glebowych) próbkę gleby ze zlewki dokładnie przenosimy do 1 l kolby STOHMANN, dodajemy  $4 \text{ cm}^3 \frac{n}{1} \text{ NaOH}$  na  $500 \text{ cm}^3$  wody lub odpowiednią ilość amoniaku i wytrząsamy na aparacie rotacyjnym w ciągu 1 godz. (40 - 50 obrotów/min.). Próbkę dokładnie przenosimy do zlewki i przesącz na łaźni wodnej zagęszczamy do ca  $100 \text{ cm}^3$  i studzimy.

Celem rozłączenia węglanów dodajemy następnie do zlewki z zawiesiną tyle normalnego HCl, aby zawiesina przybrała bardzo lekki kwaśny odczyn. Po rozłożeniu węglanów zawiesinę sączymy (użycie wirówki może bardzo przyspieszyć tok pracy). Przemycamy <sup>osad</sup> na sączku prawie do zniknięcia reakcji na Cl, a następnie osad spłukujemy do cylindra sedymentacyjnego (k) aparatu KÖHNA. W przesączu kwaśnym od HCl (po usunięciu węglanów) strącamy glin i żelazo w formie wodorotlenków; osad



wodorotlenków tych ważymy i wagę jego doliczamy do % zawartości najdrobniejszych cząstek (0.002 mm). W analizach orientacyjnych zabieg ten może być opuszczony.

II. Wykonanie sedymentacji: Zawiesinę glebową w cylindrze sedymentacyjnym dopełniamy wodą do kreski (1000 cm<sup>3</sup>), wytrząsamy dokładnie i pozostawiamy do osiadania. Uwzględniając temperaturę w czasie osiadania, a także ciężar właściwy badanej gleby, z tablic odczytujemy czas, po jakim należy zbierać cząsteczki określonych wymiarów. Należy pamiętać, aby t<sup>o</sup> w czasie sedymentacji o ile możności pozostawała bez zmian. Po upływie tego czasu z głębokości 10 cm pobieramy aparatem KOHNA próbkę zawiesiny (10 cm<sup>3</sup>), którą odparowujemy w zważonym naczynku wagowym, następnie suszymy w 105<sup>o</sup> i ważymy. (Ssanie pipetą należy tak unormować, aby trwało ono ca 20 sekund. Daje się to łatwo uskutecznić przez zastosowanie aspiratora, złożonego z dwóch dużych butli umieszczonych na różnych poziomach).

Waga próbki daje nam zawartość w 10 cm<sup>3</sup> cząstek określonych wymiarów. Przy stosowaniu do sedymentacji zawiesiny 1 % (10 g gleby w 1000 cm<sup>3</sup> wody) zważone miligramy osadu są jednocześnie procentową zawartością danej frakcji. Po pobraniu pierwszej próbki cylinder dokładnie wstrząsamy i pozostawiamy do sedymentacji celem pobrania po odpowiednim czasie następnej frakcji itd.

Sposób posługiwania się aparatem KOHNA jest następujący: Pipetę (d) zamkniętą kurkiem (e) doprowadzamy do powierzchni cieczy w podstawionym cylindrze (k) z zawiesiną. Na skali (b) odczytujemy wtedy położenie indeksu (c). Na minutę przed upływem czasu pobierania próbki ostrożnie, przez kręcenie śrubą (a), wprowadzamy pipetę (d) na głębokość 10 cm, do czego jest nam pomocna skala (b). Po upływie czasu, w którym należy zbierać próbkę, otwieramy kurek (e) tak, aby miał połączenie z przestrzenią kulkową (f) (kurek lejka musi być wtedy zamknięty) i przez rurkę aspiratora (h) wciągamy (w ciągu ca 20 sekund) do pipety tyle zawiesiny, aby nalało się jej nieco ponad otworem kranu (e). Zamykamy kranem (e) pipetę, tak aby jednocześnie kran dał połączenie z przestrze-



nią kulkową (f) i z rurką odpływową (g). W ten sposób możemy usunąć nadmiar zawiesiny znajdującej się ponad kranem i spłukać wodą tę część pipety przez otwarcie kranu lejka (i), w którym znajduje się woda destylowana. Przez ruch śruby (a) pipetę wysuwamy z cylindra sedimentacyjnego. Podstawiamy następnie pod dolny otwór pipety (d) zważone naczynie wagowe i zlewamy doń zawartość pipety (d), tj.  $10 \text{ cm}^3$  zawiesiny glebowej (licząc z objętością kanału kranu e). Resztki zawiesiny z pipety (d) spłukujemy do tegoż naczynka wagowego wodą z lejka (i). Zawartość naczynka odparowuje się, po czym suszy się w  $105^\circ \text{ C}$  i waży.

Po przedmuchianiu pipety (d) przez rurkę aspiratora (h) jest ona gotowa do dalszego użycia.

Przykład liczbowy:

Ciężar gatunkowy masy glebowej badanej próbki 2.7.

Temperatura sedimentacji  $20^\circ \text{ C}$ .

Zamierzamy określić ilość cząstek o wymiarach:

0.02	-	0.01	mm	średnicy
0.01	-	0.005	"	"
0.005	-	0.002	"	"

Z tablic odczytujemy, że:

przy  $t^\circ 20^\circ$  i c. gat. gleby 2.7 z głębokości 10 cm zbierać należy frakcje:

cząsteczki o 0.02 mm średnicy i poniżej po upływie 4 min.  
27 sek.

cząsteczki o 0.01 mm średnicy i poniżej po upływie 18 min.  
10 sek.

cząsteczki o 0.005 mm średnicy i poniżej po upływie 1 godz.  
13 min.

cząsteczki o 0.002 mm średnicy i poniżej po upływie 7 godz.  
35 min.

Próbka pobrana po upływie 4 min. 27 sek ważyła 0.0845 g  
cząstek o śred. 0.02 mm i poniżej.

Próbka pobrana po upływie 18 min. 10 sek. ważyła 0.0630 g  
-63 % cząstek o śred. 0.01 mm i poniżej

Próbka pobrana po upływie 1 godz. 13 min. ważyła 0.0446 g  
-44,6 % cząstek o śred. 0.005 mm  
i poniżej



Próbka pobrana po upływie 7 godz. 35 min. ważyła 0.0246 g  
-24,6 % cząstek o śred. 0.002 mm  
i poniżej.

Na podstawie tych liczb widzimy, że badana gleba zawierała  
cząstek o średnicy

0.02 - 0.01 . . . . .	84.5 - 63 % = 21.5 %
0.01 - 0.005 . . . . .	63.0 - 44.6 % = 18.4 %
0.005 - 0.002 . . . . .	44.6 - 24.6 % = 20.0 %

Dla określenia zawartości frakcji powyżej 0.02 mm średnicy metoda pipetowa już się nie nadaje z powodu zbyt krótkiego czasu sedimentacji odnośnych frakcji. Grubsze frakcje określamy za pomocą jednej z metod przepływowych (np. KOPECKY) lub sedimentacyjnych (np. ATTERBERG).

### 6. Aparaty przepływowe

Aparaty przepływowe, których typem może być aparat SCHÖNEGO (rys. 4) czy KOPECKY'ego (rys. 6), są znacznie wygodniejsze w pracy i używa się je w przypadku, jeśli nie zależy nam na stwierdzeniu ilości cząsteczek najdrobniejszych.

Przyrząd SCHÖNEGO, składający się z 1 lub 2 naczyń szklanych zwanych „fajkami”, skonstruowany jest na zasadzie, że wpływająca do aparatu woda pod stałym ciśnieniem przepływa przez fajkę ze znaną szybkością, mierzoną na wskaźniku osadzonym na otworze fajki, porywając cząsteczki odpowiedniej wielkości, które wypływają przez otwór we wskaźniku i zbierane są w podstawione naczynia. Należy przeprowadzić pomiary aparatu i tak ustalić ilość przepływającej wody, by przy określonej szybkości były splawiane cząsteczki o pewnych wymiarach. Ilość wody przepływającej w ciągu jednej sekundy:

$$q = \frac{a \cdot (\text{mm}^3)}{t}$$

Szybkość wody przepływającej równa jest

$$v = \frac{q}{\left(\frac{d}{2}\right)^2}$$



skąd 
$$V = \frac{4a \text{ (mm}^3\text{)}}{d^2 \cdot t}$$

Eksperymentalnie znaleźć możemy ilości wody przepływającej a , również możemy wymierzyć średnicę cylindra znając jego objętość w górnej, najszerszej części aparatu. Możemy więc z łatwością z uzyskanych drogą pomiarów danych (a i d) obliczyć każdorazową szybkość wypływającej wody.

Jeśli się okazało, że znaleziona w ten sposób szybkość V wypada mniejsza lub większa od poszukiwanej, wtedy zwiększamy lub zmniejszamy ciśnienie i uzyskujemy nowe wartości dla wielkości a i sprawdzamy, czy odpowiadają one poszukiwanym szybkościom. W ten sposób po kilku próbach jesteśmy w możności znaleźć takie a, by odpowiadało ono poszukiwanej przez nas wielkości V. Ze wzoru, który podaje zależność pomiędzy szybkością a średnicą spławianych ziarn, obliczamy, jakie musimy nadać szybkości wodzie przepływającej, aby spławiły się cząsteczki o pewnych wielkościach.

I tak np. z szybkością mm/sek. odchodzą cząsteczki w mm

0.2	< 0.01
0.5	0.01 - 0.02
2.0	0.02 - 0.05
7.0	0.05 - 0.1
25.0	0.1 - 0.2

SCHÖNE, a za nim także MIKLASZEWSKI, segregowali gleby na następujące frakcje:

I.	frakcja	< 0.01 mm	. . .	części gliniaste
II.	"	0.01 - 0.05 mm	. .	części pyłowe: pył z piasku
III.	"	0.05 - 0.1 "	. .	" miał piaskowy
IV.	"	0.1 - 0.25 "	. .	" piasek drobny
V.	"	0.25 - 0.5 "	. .	części piaskowe: piasek gruby
VI.	"	0.5 - 1 "	. .	żwir drobny
		> 1 "	. .	części żwirowe.



Obecnie w pracowniach posługujemy się przy wykonywaniu analizy mechanicznej tzw. „metodą pipetową”.

Wykonanie analizy mechanicznej gleb silnie próchnicznych poprzedzane być winno zniszczeniem tych substancji w próbce glebowej. ROBINSON proponuje zniszczyć substancje organiczne przez rozmaite odczynniki, jak podbromin sodu, wrzący kwas azotowy i kwas solny. Jednakże stosowane odczynniki mogą rozkładać także badaną materię mineralną. Często stosuje się w celu niszczenia substancji próchnicznych wodę utlenioną: 10 g gleby wprowadzamy do naczynia objętości 600 - 700 cm<sup>3</sup>, dolewamy 20 cm<sup>3</sup> wody utlenionej 6 % i ogrzewamy na łaźni wodnej. Następuje energiczne spalanie substancji organicznej, a po 30 minutach reakcja ustaje. Dodajemy jeszcze 25 cm<sup>3</sup> wody utlenionej; odmywamy starannie za pomocą tryskawki wodą destylowaną cząstki gleby przylegające do ścianek. Po upływie jeszcze 15 - 20 minut prawie zawsze reakcja będzie skończona.

Jakkolwiek analiza mechaniczna gleby obarczona jest wielu błędami (poszczególne cząstki glebowe mają dość różny od siebie ciężar gatunkowy i różny kształt),<sup>to</sup> jednak rezultaty uzyskane tą drogą mają pewne znaczenie. I tak np. można za pomocą metod tych wnioskować o własnościach strukturalnych gleby. Można też za pomocą analizy mechanicznej dzielić gleby w obrębie poszczególnych typów, np. w obrębie bielic piaszczystych lub bielic gliniastych. Możemy także za pomocą tej metody śledzić procesy przemieszczania w profilu glebowym ziarn drobnych w zależności od procesów wypłukiwania gleby etc. Jest jednak rzeczą ważną, aby każdorazowe wyniki kontrolowane były co do wielkości ziarn za pomocą pomiarów mikroskopowych.

Niektórzy autorzy negują wartość analizy mechanicznej. MITSCHERLICH podaje np. następujące zestawienie: spławiając w identyczny sposób z tą samą szybkością proszki z różnych minerałów, otrzymano ziarna o następujących wielkościach:





średnica cząsteczek w mm

ciężar gat.	max.	min.	średnio
kware 2.63	0.01	0.003	0.0066
ortoklaz 2.58	0.01	0.002	0.006
kaolin 2.45	0.008	0.0009	0.003
kreda 2.45	0.005	0.0003	0.001

Widzimy, że w tej samej frakcji znajdować się mogą ziarna kwarcu o średnicy 0.01 mm oraz ziarna kredy o średnicy 0.0003. Są to przypadki krańcowe. Przez kontrolowanie wyników analizy mechanicznej za pomocą bezpośrednich pomiarów pod mikroskopem, braki tej metody znacznie zostają wyrównane.

W każdym bądź razie ostateczny cel analizy mechanicznej, mianowicie scharakteryzowanie gleby co do wielkości składających ją ziarn, o tyle nigdy nie może być osiągnięty, że jest rzeczą niewykonalną rozsegregować glebę na dostateczną ilość frakcji. Zadowolili się musimy pewną określoną ilością zebranych serymentów, z których każdy zawiera ziarno o wymiarach określonych granic. Nie daje to nam poglądu na całokształt stanu rozdrobnienia gleby. Dlatego też zjawili się dążenia do zastąpienia analizy mechanicznej przez takie metody, które by w sposób kompletniejszy dawały odpowiedź o stopniu dyspersji.

Sven ODEN za pomocą specjalnie skonstruowanej wagi (rys. 7) pozwalającej automatycznie rejestrować opadanie cząsteczek glebowych z zawiesiny wodnej na szalkę wagi zanurzonej w zawieszynie, otrzymywał dla różnych gleb tzw. „krzywe kumulacji”, czyli krzywe opadania cząsteczek glebowych (rys. 8). Krzywe te są nader charakterystyczne dla różnych gleb i pozwalają wyrobić sobie pojęcie o całokształcie stanu rozdrobnienia, czyli składu mechanicznego gleby. Główna ujemna strona zwykłej analizy mechanicznej, mianowicie ograniczona ilość frakcji, w tej metodzie jest zupełnie usunięta. Otrzymujemy tutaj krzywą ciągłą kumulacji, czyli opadania cząsteczek glebowych, dlatego też metoda powyższa w badaniach



ścisłych dawać może cenne wyniki. Na podstawie wyników analizy mechanicznej mamy możliwość ustalić i klasyfikować gleby w obrębie typu.

### 7. Klasyfikacja utworów glebowych według składu mechanicznego

W ten sposób np. Polskie Towarzystwo Gleboznawcze ustala następujące grupy mechaniczne utworów glebowych:

#### I. Utwory kamieniste:

utwory zawierające znaczne ilości kamieni.

#### II. Żwiry:

utwory zawierające znaczne ilości żwiru oraz 0 - 20 % cząstek spławialnych.

W zależności od zawartości cząstek spławialnych wyróżniamy wśród żwirów:

1. żwiry słabo gliniaste, zawierające do 10 % cząstek spławialnych
2. żwiry gliniaste, zawierające 10 - 20 % cząstek spławialnych.

#### III. Piaski:

utwory, w których przeważa frakcja piasku, a ilość cząstek spławialnych wynosi od 0 - 20 %.

Wśród piasków wyróżniamy:

- |                                     |  |
|-------------------------------------|--|
| 1. piaski luźne                     | zawierające cząstek spław. mniej niż 5 % |
| 2. piaski słabo gliniaste           | zawierające cząstek spław. od 5 - 10 %   |
| 3. piaski gliniaste                 | zawierające cząstek spław. od 10 - 20 %  |
| a) piaski średnio (lekko) gliniaste | zawierające cząstek spław. od 10 - 15 %  |
| b) piaski mocno gliniaste           | zawierające cząstek spław. od 15 - 20 %  |

#### U w a g a:

W zależności od przewagi pewnej wielkości ziarn wyróżniamy piaski grube, średnie i drobne. Piaski słabo gli-



niaste i piaski gliniaste zawierające ponad 30 % frakcji pyłowej nazywamy piaskami pylastymi.

IV. Utwory pyłowe:

utwory zawierające ponad 50 % części pyłowych i do 50 % części spławialnych.

W zależności od zawartości cząstek spławialnych wyróżniamy wśród utworów pyłowych:

1. utwory pyłowe zwykłe, zawierające do 35 % cząstek spławialnych,
2. utwory pyłowe ilaste, zawierające od 35 - 50 % cząstek spławialnych.

U w a g a:

Utwory pyłowe zawierające ponad 50 % części pyłowych i do 15 % cząstek piaszczystych nazywane bywają często glinkami.

V. Gliny:

utwory przeważnie różnoziarniste.

Wśród glin w zależności od zawartości cząstek spławialnych wyróżniamy następujące odmiany:

1. gliny silnie piaszczyste, zawierające od 20 do 25 % cząst. spław.
2. gliny lekkie zawierające od 25 do 35 % cząst. spław.
3. gliny średnie zawierające od 35 do 50 % cząst. spław.
4. gliny ciężkie zawierające ponad 50 % cząst. spław.

U w a g a:

Przy kartografii w skalach powyżej 1:100 000 pierwsze dwie grupy glin, a mianowicie gliny silnie piaszczyste i gliny lekkie, łączy się w jedną grupę jako gliny lekkie.

U w a g a:

Gliny zawierające ponad 30 % części pyłowych nazywamy glinami pylastymi.



#### IV. Iły:

utwory zawierające ponad 50 % cząstek splewialnych, części pyłowe i ewentualnie nieznaczną domieszkę piasku bądź części szkieletowych.

Iły pylaste są to utwory zawierające znaczne ilości frakcji pyłowej.

Lepiej odmianę gleb można by scharakteryzować na podstawie nie dwóch, a trzech frakcji, np. % gliny, % pyłu i % piasku. W tym wypadku uzyskiwane wyniki jest celowe przedstawiać graficznie, posługując się równoramiennym trójkątem (rys. 9), w którym wartości analizy mechanicznej odkłada się na prostopadłych opuszczonych z odnośnych szczytów trójkąta, mogącego reprezentować 100 % danej frakcji, na bok przeciwny reprezentujący 0 % tejże frakcji.

MITSCHERLICH, w przekonaniu o minimalnych wartościach analizy mechanicznej gleby, szukał innych sposobów jej zastąpienia. Jako podstawę do swoich rozważań przyjmował on, że dane charakteryzujące powierzchnię zbiorową gleby są ważniejsze, niż liczby otrzymane z podziału gleby na kilka frakcji mechanicznych. Wychodził on z założenia, że powierzchnia taka jest wyrazem składu mechanicznego gleby, a jednocześnie wyrazem kształtu cząsteczek glebowych. Powierzchnię zbiorową można mierzyć w różny sposób, np.: albo opierając się na pomiarach ciepła zwilżania gleby, albo w oparciu o pomiary ilości wody higroskopowej, albo w oparciu o zbadane zdolności gleb chłonięcia barwników.

Zwilżanie suchej gleby wodą jest przyczyną wydzielania się ciepła, zwanego „ciepłem zwilżenia”, a zależnego od wielkości powierzchni zwilżonej i od stałych adhezji wody względem cząsteczek gleby. W miarę jak woda zwilża glebę, ilość wydzielania ciepła zmniejsza się, a w momencie zwilżenia wszystkich cząsteczek równą jest zeru. Stąd łatwo wyliczyć ilość wody, która zwilża wszystkie cząsteczki na podstawie wykresów przedstawiających te zależności. Tę ilość wody nazywa MITSCHERLICH „wodą higroskopową”. MITSCHERLICH udowodnił, że różne substancje rozdrobnione, a także i gle-



by, znajdujące się w obecności 10 procentowego  $H_2SO_4$ , chłoną na swej powierzchni tyle wody, ile odpowiada ich „wodzie hygroskopowej”, której ilość jest wielkością proporcjonalną do powierzchni zbiorowej cząstek gleby.

Odnośne doświadczenie przeprowadza się w następujący sposób: 30 - 60 g wysuszonej na powietrzu gleby umieszczamy na płaskiej szalce szklanej i wprowadzamy do eksykatora próżniowego (rys. 10), na dnie którego znajduje się 10 %  $H_2SO_4$ . Po wywakuowaniu powietrza z naczynia pozostawiamy je w stałej temperaturze na kilka dni, ewent. odnawiając w tym czasie 10 %  $H_2SO_4$ .

W czasie trwania doświadczenia gleba przyjmuje taką ilość wody z parującego  $H_2SO_4$ , jaka odpowiada jej „wodzie higroskopowej”. Z tej ilości, która jest wielkością proporcjonalną do całej powierzchni zbiorowej gleby, możemy wyliczyć absolutną wartość tej powierzchni. Jest to możliwe, jeśli przyjmujemy wywody EHRENBERGA, za grubość warstewki wodnej, utworzonej przez „wodę hygroskopową” na powierzchni cząstek glebowych, wynosi 10 drobin wody, czyli że wynosi - około 2.5 milimikronów.

Obliczenia dokonywujemy na podstawie wzoru:

$$F = \frac{W_H}{100} \cdot \frac{1}{0.0000025 \cdot \frac{1}{10}} \text{ cm}^2$$

skąd  $F = W_H \cdot 4 \text{ m}^2$

gdzie  $F$  oznacza powierzchnię absolutną w  $\text{cm}^2$ , a  $W_H$  ilość wody równą znalezionej „wodzie hygroskopowej”. Następująca tabelka podaje wartości  $W$  i  $F$  dla kilku gleb.



Rodzaj gleby	$W_H$ (woda higroskopo- wa)	Powierzchnia zbiorowa ziarn 1 g gleby w m <sup>2</sup>
Drobny piasek trzeciorzędowy	0.034	0.136
Ten sam zmiądzony w moż- dzierzu	0.068	0.272
Węgiel wapnia	1.00	4.00
Gleba piaszczysta	1.06	4.24
Gleba gliniasto-piaszczysta	1.40	5.60
Glinka piaszczysta	2.09	8.36
Glinka	3.00	12.00
Gleba łąkowa I kl.	3.19	12.75
Kaolin	5.40	21.60
Glinka ciężka	6.54	26.16
Gleba torfowa	18.42	73.68
Ciężki il	23.81	95.24

Powierzchnia zbiorowa 1 g gleby równa się (w m<sup>2</sup>) czterokrotnej wielkości „wody higroskopowej”.

Ponieważ cząsteczki próchniczne i gliniaste zagęszczają wodę higroskopową nie tylko na „zewnątrznej” swej powierzchni, ale mają także własność wchłaniania pewnej ilości wody także do wewnątrz warstw, przeto w wypadku gleb tego rodzaju woda higroskopowa nie jest miarą wielkości powierzchni zewnętrznej, a miarą powierzchni całkowitej, tzn. zewnętrznej i wewnętrznej. Aby uzyskać miarę wielkości tylko zewnętrznej powierzchni, trzeba wybrać do zwilżenia cząsteczek glebowych takie płyny, które nie wnikają do wnętrza cząstek glebowych. Są to różne płyny organiczne, np. benzol, przy czym postępowanie jest zbliżone do opisanego z użyciem 10 % H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>, a daje nam liczby proporcjonalne do wielkości zbiorowej powierzchni zewnętrznej. Przez różnicę liczb wyrażających powierzchnię całkowitą otrzymujemy wielkość powierzchni wewnętrznej. Próby określenia powierzchni zewnętrznej cząsteczek glebowych za pomocą ilości zaadsorbowanych przez nie roztworów barwników, na razie są w dziedzinie po-



szukiwać i nie dają w chwili obecnej wartości zadowalających.

Jednym z zadań gleboznawstwa jest poznanie stosunku, jaki zachodzi między roślinnością a glebą. W znacznym stopniu rozumiemy przez to wpływ własności fizykalnych gleby na rozwój roślin oraz wpływ roślin na kształtowanie się własności fizykalnych gleby.

Przewiewność, przepuszczalność gleby, jej temperatura i obrót ciepła, parowanie wilgoci, podsiąkanie i krążenie roztworów glebowych, spoistość etc. oto szereg własności fizykalnych, które w wysokim stopniu wywierają wpływ na rozwój roślin i które w bardzo znacznej mierze są przez rozwój i charakter roślinności zmieniane.

Ogół takich cech fizykalnych jak ich własności wodne, powietrzne i termiczne gleby nazywamy „klimatem glebowym”. „Klimat glebowy” jest w przeważającej ilości obserwacji czynnikiem wyznaczającym produktywność gleby, jej efekt biologiczny. Stąd wypływa doniosłe znaczenie poznania tego czynnika „klimatu glebowego”, co sprowadza się do poznania szeregu cech prostszych fizykalnych gleby.

Poznanie fizykalnych własności gleby rozpocząć należy od zaznajomienia się ze stałymi fizycznymi gleby, jak: ciężar gatunkowy, przewodnictwo cieplne itd. składników gleby oraz jej masy.



## Rozdział II

### STAŁE FIZYCZNE GLEB

#### 1. Ciężar gatunkowy masy glebowej

Ciężar gatunkowy suchej masy glebowej oznaczany bywa przez ważenie w piknometrze (rys. 16).

1. sam piknometr ( $g$ ),
2. piknometr napełniony wygotowaną wodą destylowaną do kreski waży  $q$ , wtedy  $q - g = d$  (pojemność piknometru),
3. piknometr z pewną ilością suchej <sup>gleby</sup> ziemi ( $r$ ), wówczas  $r - g = z$  (waga gleby),
4. piknometr z ziemią i napełniony wodą do kreski ( $g_1$ ), wtedy  $g - g_1 = v$  (objętość zajmowana przez glebę); wtedy

$$\frac{z}{v} = e \text{ (ciężar gatunkowy masy glebowej).}$$

Ciężar gatunkowy (właściwy) masy glebowej oznaczamy także przy pomocy dokładnie skalibrowanej kolbki miarowej o znanej objętości (np. 20 cm<sup>3</sup>) oraz przy użyciu specjalnej automatycznej biurety, stąd nazwa „metoda biuretowa” (rys. 15).

Wykonanie: w kolbce miarowej (H) o znanej objętości (20 cm<sup>3</sup>) ważymy pewną ilość masy glebowej ( $g$ ), a następnie dolewamy do kolbki (do kreski) z dokładnie skalibrowanej (na 0.02 cm<sup>3</sup>) biurety płynu zwilżającego glebę (alkohol metylowy lub olejek terpentynowy - płyny te nie powodują pęcznienia gleby). W ten sposób uzyskujemy objętość ( $v$ ) zajęta przez zważoną w kolbce miarowej masę glebową.

$$d = \frac{g}{v}$$

$d$  = ciężar gatunkowy masy glebowej,

$g$  = waga masy glebowej,

$v$  = objętość zważonej masy glebowej.



Opis przyrządów do oznaczania ciężaru gatunkowego masy glebowej „metodą biuretową” (rys. 15).

A - rezerwuar na alkohol metylowy lub olejek terpentynowy.

B - skalibrowana na  $8 \text{ cm}^3$  część biurety z podziałką  $0.02 \text{ cm}^3$ ; objętość części biurety B i C wynosi razem  $20 \text{ cm}^3$ . Zero biurety znajduje się u jej dołu.

H - kolbka miarowa objętości  $20 \text{ cm}^3$ .

W podobny sposób oznaczamy także ciężar gatunkowy składników glebowych. Ciężar gatunkowy masy glebowej jest zależny z jednej strony od wchodzących w skład minerałów, z drugiej - od ilości zawartej w glebie próchnicy.

Ciężary gatunkowe składników glebowych podaje następująca tabelka:

Tabela 1

Piasek kwarcowy	2.64 - 2.75
" wapienny	2.47 - 2.81
kaolin	2.36 - 2.59
humus	1.23 - 1.51
ortoklaz	2.54 - 2.57
muskowit	2.76 - 3.00
biotyt	2.70 - 3.10
augity i amfibole	2.90 - 3.40
limonit	3.50 - 3.95

Jak widzimy, ciężar gatunkowy poszczególnych składników glebowych jest dość różny: najwyższy - u tych składników, które zawierają żelazo, najniższy - znalezione dla próchnicy. Poza tym c. gat. tego samego składnika, oznaczony przez różnych autorów, ulega pewnym wahaniom spowodowanym różnorodnością badanych materiałów. Wynika z tego, że ciężary gatunkowe mas glebowych różnych gleb, będących mieszaniną różnych składników wahać się będą w dość szerokich granicach. Uznysławia to następujące zestawienie:



Ciężar gatunkowy różnych mas glebowych:

Gleby torfowej	2.03
Próchnicznego piasku	2.45
Gleby piaszczystej	2.65
Glinki piaszczystej	2.64
Ciężkiego iłu	2.70

Zauważmy, że obecność substancji próchnicznej w glebie obniża w znacznym stopniu jej ciężar gatunkowy.

Ciężar gatunkowy gleb żelazistych albo też gleb drobnoziarnistych jest zwykle wyższy od ciężaru gatunkowego gleb ubogich w żelazo.

Oznaczenie ciężaru gatunkowego jest konieczne przy obliczaniu przestrzeni zajętych przez części stałe gleby w celu oznaczenia ilości przestworów wolnych istniejących w glebie, co stanowi o jej cechach wodnych i powietrznych.

2. Ciężar gatunkowy gleby w układzie naturalnym

Prócz ciężaru gatunkowego suchej masy glebowej oznaczenie ciężaru gatunkowego gleby w jej układzie naturalnym rzuca nam światło na ważne właściwości danej gleby.

Ciężar gatunkowy gleby w naturalnej jej strukturze możemy oznaczyć ważąc pewną objętość gleby. Iloraz z ciężaru próbki gleby przez objętość będzie szukany ciężarem gatunkowym. Będzie on oczywiście zawsze niższy od ciężaru gatunkowego masy glebowej, dlatego że nie cała objętość ważonej gleby w strukturze naturalnej wypełniona jest przez części stałe masy glebowej, podczas kiedy ciężar gatunkowy suchej masy proszku glebowego jest właściwie ciężarem 1 cm<sup>3</sup> masy glebowej absolutnie ubitej i pozbawionej jakichkolwiek przestworów.

Ciężar gatunkowy gleby w jej układzie naturalnym możemy oznaczać w sposób podany przez KOPECKY'ego albo TRNKĘ. KOPECKY pobiera próbkę ziemi w układzie naturalnym wbijając w glebę za pomocą specjalnego aparatu (rys. 11) pierścienie o znanej



pojemności, zwykle  $70 \text{ cm}^3$  lub  $200 \text{ cm}^3$ . Susząc i ważąc w ten sposób otrzymaną próbkę <sup>deformy</sup> ziemi i dzieląc jej wagę przez 70 bądź 200 otrzymuje się poszukiwany wynik. Ponieważ przy wtlaczaniu pierścieni do gleby może zajść niewielkie zniekształcenie naturalnego układu cząstek glebowych, rezultaty mogą być obciążone pewnymi błędami. Dlatego też TRNK proponuje zaniechać pobieranie próbek glebowych za pomocą takich przyrządów, a zaleca określenie objętości i ciężaru bryłek, na które gleba się rozpada przy kopaniu lub orce. Bryłki takie suszy się ostrożnie, zanurza w parafinie i następnie oznacza za pomocą specjalnego aparatu objętość wody wypartej przez takie cienko oparafinowane bryłki. Liczby uzyskane w ten sposób za pomocą jednej z powyższych metod wahają się w granicach 1.3 - 1.6.

### 3. Obliczenie przestworów wolnych

Niezależnie od znajomości ciężaru gatunkowego gleby ważne jest przeprowadzić obliczenia objętości przestworów wolnych, które w glebie o strukturze naturalnej są wypełnione przez powietrze lub wodę.

Przyjmijmy, że do zbadania przestrzeni wolnych gleby użyliśmy mniejszego pierścienia KOPECKY'ego o objętości  $70 \text{ cm}^3$ , oraz że ciężar masy gatunkowej gleby wynosi według oznaczeń w piknometrze 2.65. Po wysuszeniu do stałej wagi ciężar części stałych glebowych, zawartych w objętości pierścienia, wynosił 97.48 g. Dzieląc tę liczbę przez 2.65 znajdujemy objętość zajętą przez części stałe gleby, równą  $36.7 \text{ cm}^3$ , co wynosi 52.43 %, to znaczy, że objętość przestrzeni wolnych zajętych przez wodę i powietrze równała się 47.57 %. Jeśli w  $70 \text{ cm}^3$  ważonej gleby znaleźliśmy zawartość wody równą 9.37 g i przyjmując, że cała ilość wody była w stanie płynnym - to przestrzenie wodne wynosiły 13.38 %, a przestrzenie zajęte przez powietrze różnicę  $47.57 - 13.38$ , a więc 34.19 %.

Obliczenie to możemy przeprowadzić w sposób inny, posługując się znajomością ciężaru gatunkowego gleby w stanie na-



turalnym. Jeśli sucha masa w  $70 \text{ cm}^3$  gleby o strukturze naturalnej wynosiła jak poprzednie  $97.48 \text{ g}$  to  $\frac{97.48}{70} = 1.391$  da nam ciężar gatunkowy gleby w strukturze naturalnej, której ciężar gatunkowy masy glebowej wynosi  $2.65$ . Wtedy  $1 \text{ cm}^3$  w braku jakiegokolwiek przestworów ważyłby  $2.65 \text{ g}$ , w rzeczywistości zaś waży  $1.391$ ; różnica  $2.65 - 1.391 = 1.259$  odpowiada przestrzeniom wolnym przy wadze  $1 \text{ cm}^3 = 2.65$ . Procentowe przestrzenie wypełnione przez masę glebową wyniosą

$$\frac{1.259}{2.65} \cdot 100 = 47.5 \%$$

Obliczenia ilości przestrzeni wolnych mają wartość jedynie dla określonego momentu statycznego gleby: z tego względu nadają się one szczególnie do badania wpływu, jaki wywierają np. różne maszyny rolnicze na stan strukturalny gleby, nigdy zaś nie przedstawiają wartości stałych, na dłuższe okresy czasu; struktura bowiem gleby ulega ciągłym zmianom.

Dla orientacji stosunków zachodzących w warunkach naturalnych przytaczamy tabelkę 2, podając ilość przestrzeni wolnych na różnych głębokościach profilu glebowego.

Tabela 2

Głębokość	Ilość przestrzeni wolnych		
	1 profil	2 profil	3 profil
do 10 cm	56.2 %	57.8 %	50.6 %
20 - 30 cm	51.7	50.2	45.9
40 - 50 "	42.1	43.0	40.4
60 - 70 "	41.4	43.0	38.2
80 - 90 "	41.4	41.8	37.3

Dość znaczne zmniejszenie ilości przestrzeni wolnych w miarę posuwania się w głąb gleby tłumaczy się większym ubiciem warstw dolnych pod ciężarem zalegających na nich wyższych warstw gleby. Poza tym większa porowatość górnych warstw, a zwłaszcza warstw zawierających związki próchniczne, jest uwarunkowana obecnością w tych warstwach czynników wzru-



szających glebę, jakimi są drobne zwierzęta zamieszkujące w warstwie próchnicznej, działalność systemu korzeniowego roślin, obficie rozwiniętego w wierzchnich warstwach, wymiana gazowa uwarunkowana rozwojem w wierzchniej warstwie znacznych ilości drobnoustrojów, a wreszcie praca narzędzi uprawy roli.

Ileść przestrzeni wolnych w glebie jest niezależna od wielkości ziarn, co wynika z następującego rozumowania: przy założeniu, że wszystkie ziarnka glebowe mają postać kulistą, możemy sobie wyobrazić, że ilość przestrzeni wolnych równa będzie różnicy objętości sześcianu i wpisanych w niego kul (rys. 12).

Przy promieniu kuli  $r = 1$ , objętość przestrzeni wypełnionej przez części stałe ziarna równa się  $\frac{4}{3}\pi$ . Przy zmniejszaniu promienia kulek do  $r_1 = \frac{1}{2}r$ , w ten sześcian wpisać możemy kulek osiem, których ogólna objętość będzie

$$v = 8 \cdot \frac{4}{3}\pi \cdot \left(\frac{1}{2}\right)^3 = 8 \cdot \frac{4}{3}\pi \cdot \frac{1}{8} = \frac{4}{3}\pi,$$

a więc jest równą objętości zajmowanej przez części stałe w wypadku kuli o promieniu 2 razy większym. Zmniejszając dalej promień do  $r_2 = \frac{1}{4}r$  objętość zajęta przez kulki wpisana w tenże sześcian (ilość kul wynosi wtedy 64) równa będzie znowu

$$v = 64 \cdot \frac{4}{3}\pi \cdot \left(\frac{1}{4}\right)^3 = 64 \cdot \frac{4}{3}\pi \cdot \frac{1}{64} = \frac{4}{3}\pi.$$

Ponieważ we wszystkich trzech przypadkach objętość części stałych pozostawała niezmienna, nie mogła też ulegać zmianie objętość przestrzeni wolnych, które są różnicą objętości całego sześcianu i objętości części stałych. Jeżeli jednak, jak wynika z powyższego, ogólna suma przestrzeni wolnych jest niezależna od wielkości ziarn glebowych, to charakter tych przestrzeni w miarę zmniejszania się wymiarów ziarna ulega ważnym zmianom.

I tak przy tej samej ilości procentowej przestrzeni wolnych w wypadku gleb gruboziarnistych woda np. będzie prze-



siąkała szybko, podczas gdy gleby drobnoziarniste będą stanowiły z reguły kompleksy nieprzepuszczalne. Zdarzyć się może, że przy ogólnej większej sumie przestrzeni wolnych, gleby drobnoziarniste będą mniej przepuszczalne i mniej przewodne od gleb gruboziarnistych o mniejszej sumie przestrzeni wolnych.

Poszczególne przestwory zmniejszają się w zależności od średnicy ziarn. Niech np. w objętości  $v$ , zależnie od wielkości promienia ziarn, będzie ich  $e$  albo  $e_1$ ; wtedy

$$e = \frac{4}{3} \pi r^3, \quad e_1 = \frac{4}{3} \pi r_1^3, \quad \text{stąd}$$

$$e : e_1 = \frac{4}{3} \pi r^3 : \frac{4}{3} \pi r_1^3, \quad \text{czyli } e : e_1 = r^3 : r_1^3,$$

czyli ilości ziarn w pewnej objętości są odwrotnie proporcjonalne do trzeciej potęgi ich promieni. Pociąga to za sobą odpowiednie zmniejszenie poszczególnych kanalików międzycząsteczkowych, od których zależy przepuszczalność i przewodność. RENK cytuje następujące dane w tym względzie:

wielkość ziarn	ilość przestrzeni wolnych	stosunkowa przepuszczalność
> 0,3 mm	55.5 %	1
0.3 - 1 mm	55.5	84
1 - 2 "	37.9	961
2 - 4 "	37.9	5195
4 - 7 "	37.9	11884

Mimo że ilość procentowa przestrzeni wolnych jest przy trzech ostatnich wielkościach ziarn niezmienna przepuszczalność zwiększa się w sposób znaczny w miarę zwiększania wielkości ziarn.

Widzimy więc, że aby zdać sobie sprawę z charakteru przestrzeni wolnych, konieczne jest zapoznanie się z wielkością samych ziarn. Wielkość ziarn glebowych charakteryzuje analiza mechaniczna.



Badanie struktury glebowej, to znaczy wzajemnego ułożenia cząsteczek glebowych względem przestrzeni wolnych, uwarunkowana jest między innymi, składem mechanicznym i wielkością powierzchni zbiorowej. Chcąc zdać sobie sprawę ze stanu strukturalnego gleby dążymy do określenia przestrzeni wolnych, właściwych różnym strukturom. Aby uprościć i umożliwić rozważania, robimy na razie założenie, że wszystkie cząsteczki glebowe są to ziarna kuliste jednakowych wymiarów, niezależnie obok siebie leżące i nie tworzące skupień gruzełkowatych.

W przypadku struktury rozdzielnoziarnistej rozpatrzeć możemy dwa krańcowe układy cząsteczek względem siebie: układ najluźniejszy i układ najwięcej ściśły, co uwidacznia załączony schemat (rys. 13). W układzie najluźniejszym całą objętość glebową rozpatrywać możemy jako podzieloną na równe sześciiany, w które są wpisane kule, stąd łatwo obliczyć objętość przestrzeni wolnych. Objętość przestrzeni wolnych równa jest objętości sześcianów mniej objętości kul wpisanych. Jeżeli promień  $r = 1$  to ilość przestrzeni wolnych będzie równa  $(2r)^3$  mniej  $\frac{4}{3} \pi r^3$  równa się  $3.811 r^3$ , lub w procentach 47.64 %. Ilość przestrzeni wolnych, jak to już wyżej mówiliśmy, niezależna jest od promienia kul, czyli wielkości ziarn. W układzie rozdzielnoziarnistym, najciaśniejszym, każda kula styka się z 12 kulami obok leżącymi, a całą objętość glebową podzielić możemy na dwunastościany, w które wpisane są kule.

Bok każdego dwunastościanu wyniesie:

$$\frac{20 r}{\sqrt{250 + 110} \cdot \sqrt{5}}$$

a objętość

$$v = \frac{20 r}{\sqrt{250 + 110} \cdot \sqrt{5}} \cdot \frac{15 + 7 \sqrt{5}}{4}$$

Stąd ilość przestrzeni wolnych w układzie najściślejszym wyniesie przy  $r = 1$

$$\frac{20 r}{\sqrt{250 + 110} \cdot \sqrt{5}} \cdot \frac{15 + 7 \sqrt{5}}{4} - \frac{4}{3} \pi r^3 = 1.360 r^3$$



albo wyrażając w procentach 24.51 %. Różnicę od 24.51 % - 47.64 % możemy w wypadkach krańcowych stwierdzić u gleb o strukturze rozdzielnoziarnistej. Zbliżone do takiego typu będą luźne gleby piaszczyste. Dane te obliczone dla gleb równoziarnistych w przyrodzie zwykle są o tyle zmienione, że gleb o przewadze ziarn równej wielkości mamy niewiele. W wypadku zaś gleb o różnej wielkości ziarn objętość przestrzeni wolnych jest zawsze mniejsza niż w krańcowym wypadku układu najluźniejszego (47.64 %), może być jednak większa niż w wypadku układu najwięcej ścisłego (24.51 %).

Budowa gruzełkowa jest tym łatwiejsza do osiągnięcia, im ziarna są drobniejsze, ponieważ wtedy ilość punktów zetknięcia rośnie według równania:

$$r^3 \cdot z = \text{const}$$

gdzie  $r$  = promień ziarna;  $z$  = ilość punktów zetknięcia, a więc w miarę zmniejszania się ziarn skłonność do wytwarzania się gruzełków musi być większa. Skłonność ta wzrasta także u ziarn o formie niekulistej. Przy budowie gruzełkowatej można uważać poszczególne gruzełki jako ziarna złożone, a całą budowę sprowadzić do budowy rozdzielnoziarnistej o ziarnach złożonych.

Objętość przestrzeni wolnych musi być większa przy budowie gruzełkowatej, ponieważ przestwory będą się znajdowały tak pomiędzy poszczególnymi ziarnami, jak i pomiędzy gruzełkami (rys. 14). I tutaj również rozpatrywać możemy dwa krańcowe układy (gruzełki glebowe rozpatrujemy jako oddzielne kule): układ najluźniejszy i najściślejszy.

Przy najluźniejszym układzie gruzełek ilość przestrzeni wolnych pomiędzy poszczególnymi gruzełkami wynosić będzie 47.64 %. Ponieważ wewnątrz gruzełek pomiędzy poszczególnymi ziarenkami przy układzie najściślejszym ilość wolnych przestrzeni wynosi 24.51 %, a w naszym wypadku gruzełki zajmują tylko 52.36 % (100 - 47.64) objętości całej przestrzeni, dlatego w tej objętości zajmowanej przez gruzełki ilość przestrzeni wolnych między ziarenkami wynosić będzie 12.83 %.



Wynika to z następującego obliczenia:

$$\begin{array}{r} w\ 100 - 24.51\ \% \\ \underline{52.36 - x} \\ x = \frac{52.36 \times 24.51}{100} = 12.83\ \% \end{array}$$

Sumaryczna przeto ilość przestrzeni w wolnych przy budowie gruzełkowatej gleby przy najluźniejszym układzie gruzełek, a wewnątrz gruzełek najściślejszym, wynosić będzie 60.47 % (47.64 + 12.83).

Natomiast przy najściślejszym układzie gruzełek ilość przestrzeni wolnych pomiędzy gruzełkami wynosić będzie 24.51 %. Ponieważ wewnątrz gruzełek pomiędzy poszczególnymi ziarenkami przy układzie najściślejszym ilość wolnych przestrzeni wynosi 24.51 %, a w naszym wypadku gruzełki zajmują 75.49 % (100 - 24.51) objętości całej przestrzeni, to w tej objętości zajmowanej przez gruzełki ilość przestrzeni wolnych między ziarenkami wynosić będzie 18.50 %.

Wynika to z następującego obliczenia:

$$\begin{array}{r} 100 - 24.51\ \% \\ \underline{75.49 - x} \\ x = \frac{75.49 \times 24.51}{100} = 18.50\ \% \end{array}$$

Sumaryczna przeto ilość przestrzeni wolnych przy budowie gruzełkowatej gleby przy najściślejszym układzie gruzełek i ziarenek wewnątrz gruzełek wynosić będzie 43.01 % (24.51 + 18.50).

Widzimy więc, że przy strukturze gruzełkowatej teoretycznie ilość przestrzeni wolnych jest większa niż przy układzie rozdzielnoziarnistym. Liczby uzyskane drogą pomiarów bezpośrednich potwierdzają teoretyczne wywody, wykazujące przy budowie gruzełkowatej ilość przestrzeni wolnych od 55 - 65 %.



#### 4. Struktura gruzełkowata

Struktura gruzełkowata jest celem zabiegów uprawy mechanicznej i w ogóle uprawy roli, bowiem struktura gruzełkowata jest potężnym czynnikiem poprawiania w glebie ogółu jej cech wodnych, powietrznych i termicznych, czyli poprawiania klimatu glebowego.

Pod strukturalnością gleby rozumiemy zdolność jej do rozpadania się na poszczególne agregaty o określonych wymiarach. Za agregaty strukturalne WILLIAMS uważa gruzełki o wielkości 1 - 10 mm i agregatom tej wielkości przypisuje duże znaczenie rolnicze, zaś szczególną ich cechą winna być duża odporność na destruktywne działanie wody.

Jedne czynniki wywołują lub podtrzymują budowę gruzełkowatą, inne zaś ją niszczą.

Do czynników powodujących powstawanie i zachowanie układów zgrużlonych należą (wg skryptu prof. Terlikowskiego „Próchnica a żyzność gleb” Poznań 1951):

1. Próchnica.
2. Roślinność.
3. Skład mechaniczny (odpowiedni stosunek części gliniastych do części grubszych) i chemiczny masy glebowej.
4. Warunki krążenia wilgoci w glebie (umiarkowana wilgotność).
5. Działanie rozpuszczalnych soli, zwłaszcza wapnia.
6. Warunki biologiczne.
7. Zmiany objętości gleby wskutek mrozu.
8. Uprawa roli.

Połączenia próchniczne wywierają decydujący wpływ przy powstawaniu i przy utrzymaniu struktury glebowej. Jeśli chodzi o próchnicę jako czynnik strukturalny, to rola jej polega na działaniu jako dobre lepiszcze wytwarzające mikroagregaty przy koagulującym zadziałaniu na nią związków mineralnych, głównie soli wapnia i magnezu (WILLIAMS) oraz na zdolności tworzenia trwałych połączeń organiczno-mineralnych.



Działanie soli rozpuszczalnych polega na koagulującym ich działaniu jako elektrolitów na cząsteczki, będące w wysokim stanie rozdrobnienia. Pod wpływem tych soli zostają one wytrącone w kształcie kłaczków, złożonych z większej ilości poszczególnych ziarenek. Gleba wskutek tego nabiera charakteru gleby o mniejszym stanie dyspersji, czyli przyjmuje układ bardziej zgruźlony z zastrzeżeniem, jeśli to będzie zawiesina mineralna, ponieważ w poziomach próchnicznych sód i potas działają peptyzująco.

Działanie soli wapniowych polega nie tylko na koagulowaniu drobnych zawiesin, lecz także w stopniu wybitnym działają one chemicznie na rozpuszczalne związki próchniczne, wytrącając je. Sole wapniowe tworzą z próchnicą nierozpuszczalne połączenia (humiany wapnia) i w układzie glebowym powodują usunięcie niekorzystnego oddziaływania próchnicy niezgruźlonej na inne składniki gleby. Drobne zawiesiny części gliniastych gleby w obecności rozpuszczonych związków próchnicznych nie mogą ulec wytrąceniu za pomocą zwykłych elektrolitów. Powiadamy, że roztwory próchniczne są koloidami ochronnymi dla tych związków. Na skutek działania ochronnego próchnicy gleba nie może być skoagulowana, zgruźlona ma strukturę mazistą, zbliżoną do drobnoziarnistej. Sole wapniowe wytrącając chemicznie próchnicę jako koloid ochronny, tym samym umożliwiają dalsze zgruźlenie innych zawiesin glebowych.

Ponieważ sole sodowe i potasowe z próchnicą tworzą związki rozpuszczalne, a więc umożliwiają przejawienie się jej ochronnego działania jako koloidu, psując przez to samo strukturę gruzełkowatą oddziałują przeciwieństwo niż sole wapniowe. Tym się tłumaczy psucie struktury przez nawożenie solami potasowymi lub saletrą chilijską i na tym polega specyficznie dodatnie działanie soli wapniowych na strukturę gleby.

Zmiany temperatury, a zwłaszcza rozsadzające działanie zamarzającej wody, powodujące rozpadanie się gleby na pewne agregaty, jest czynnikiem sprzyjającym zgruźleniu gleby.



W tym samym kierunku wywiera wpływ zmiana zawartości wody w glebie. SCHUMACHER znalazł eksperymentalnie, że bryłka glebowa kilkakrotnie ostrożnie nasycona od dołu wodą i ostrożnie następnie suszona za każdym razem powiększa swą objętość. Przy wysychaniu gleby na skutek zmian objętości w masie glebowej powstają pewne napięcia prowadzące w rezultacie do łupania się brył glebowych w kierunku pionowym lub poziomym, co prowadzi do wytworzenia się gruzełków. Przy pracy narzędzi w roli wytwarzają się bryły, które obsychając i namakając mogą zmieniać swą objętość i rozluźniać się w gruzełki. W naturalnym położeniu warstwa gleby nie wzruszonej przez narzędzia w nieznacznej tylko miąższości warstwy wierzchniej może ulegać takim działaniom.

Działalność życiowa roślin lub zwierząt, zamieszkujących glebę w górnej warstwie, jest czynnikiem sprzyjającym wytwarzaniu się struktury gruzełkowej. Rośliny za pośrednictwem swych systemów korzeniowych, niekiedy bardzo obfitych i zlokalizowanych przeważnie w jednym piętrze glebowym, powodują rozluźnienie masy glebowej przez przenikające ją korzenie. Rośliny trawiaste, konieczyny i inne pozostawiają glebę w dobrej strukturze. Co się tyczy działalności drobnych zwierząt, jak dżdżownic, enchytreidów, nematod i innych, to w zależności od ich ilości efekt spulchnienia gleby jest różny. Wskutek tego występują różnice w poszczególnych miesiącach na tych samych glebach oraz nawet w tych samych miesiącach na glebach jakościowo różnych. Z reguły miesiące letnie, a także gleby utrzymujące lepiej wilgoć sprzyjają najbujniejszemu rozwojowi małych zwierząt żyjących w glebie. Ilość ich jest nieraz bardzo znaczna, jak to wynika z doświadczeń RAMMANA, który w 1 litrze gleby znajdował w różnych miesiącach następujące ilości dżdżownic i małych zwierząt (enchytreidów i nematodów).

W młodziu bukowym, rosnącym na gliniastej glebie dyluwalnej, było:



	dżdżownie:	innych małych zwierząt:
w końcu maja	0	72
" " czerwca	3.0	44
" " sierpnia	2.0	35
" " września	3.0	18
" " października	1.0	12
" " listopada	1.0	24

Jeśli porównać ilość zwierząt małych żyjących w tej samej objętości ziemi, to występuje znaczna różnica pomiędzy glebami piaszczystymi i glebami gliniastymi. Różnica ta spowodowana jest różną wilgotnością tych 2 gatunków gleb. Zwierzęta żyjące stale w glebie są prawie wszystkie przystosowane do atmosfery nasyconej parą wodną, a więc są na nią wrażliwe, giną, skoro tylko gleba wysycha. Zasobność gleby w próchnicę działa z jednej strony jako regulator wilgotności, utrzymując ją przez dłuższy czas, a z drugiej strony w zależności od charakteru resztek roślinnych, ulegających rozkładowi, działa jako mniej lub więcej odpowiednie pożywienie i wskutek tego rozwój drobnych zwierząt zachodzi w glebach próchnicznych dość bujnie.

Czynnikami psującymi budowę gruzełkowatą gleby będą wszystkie te okoliczności, które nie sprzyjają utrwaleniu się czynników wytwarzających strukturę gruzełkowatą. Wspominaliśmy o niekorzystnym działaniu w tym względzie niektórych nawozów pomocniczych, jak potasowych i zawierających sól. Nieumniejętna i nie w odpowiednim czasie wykonana uprawa mechaniczna psuje stan strukturalny gleby. Pod tym względem niektóre gleby specjalne mają wymagania. Jeśli np. orka na glebach piaszczystych lub słabo gliniastych, wykonana w stanie zbytniego przesuszenia gleby albo też w stanie zbyt wilgotnym, powoduje pewne niszczenie struktury, ma to miejsce nigdy nie w takim stopniu, jak to zachodzi w wypadku gleb np. wapiennych, tzw. borowin (rędzin). Orka na takich glebach, póki są one za mokre powoduje wytworzenie brył większych, zeskorupionych, nie rozpadających się w gruzełki. Wykonanie uprawy na takiej glebie w stanie zbyt suchym połączone jest z wielkim nakładem sił i nigdy nie prowadzi do wytworzenia



gruzełków, raczej gleba rozpada się w pył i większe gruzełki. Także pewna wilgotność może być jeszcze czynnikiem psującym stan strukturalny gleby: przy obfitych deszczach zostają mechanicznie porozbijane gruzełki leżące na powierzchni gleby, ziarna tych gruzełków układają się wtedy według wielkości i powodują wytworzenie się nieprzepuszczalnej dla powietrza i mechanicznie nieraz trudnej do przebicia dla roślin skorupy. Poza tym długie trwające deszcze na glebach, zwłaszcza więcej przepuszczalnych, powodują wymycie elektrolitów z gleby, a między innymi najsilniejszego czynnika chemicznego koagulowania cząsteczek glebowych, tj. soli wapniowych.

Jak już wyżej wspomniano, najpotężniejszym wszakże czynnikiem wytwarzania określonej struktury glebowej jest wieloletnia roślinność, np.: u gleb uprawnych roślinność traw i motylkowych (WILIAMS). Jest to podstawą opracowanego przez WILIAMSA systemu płodozmianów z użytkami zielonymi. Uzasadnienie skuteczności takich płodozmianów jest następujące: przy wytwarzaniu się struktury gruzełkowej udział roślin jednorocznych i wieloletnich jest zasadniczo różny. Trawy i motylkowe jednoroczne obumierają latem, w okresie kiedy gleba jest na tyle sucha, że możliwe jest wnikanie powietrza w wolne przestrzenie między ziarnami i agregatami masy glebowej. Obumarłe resztki roślin jednorocznych ulegają rozkładowi w warunkach aerobowych, co może doprowadzać do całkowitego rozkładu masy roślinnej. W rezultacie przy uprawie jednorocznych roślin nie może zachodzić gromadzenie się próchnicy. Zasadniczo inaczej kształtują się okoliczności przy uprawie roślin wieloletnich, np. trawiastych: Rośliny te obumierają tuż przed zimą. Z powodu niskiej temperatury zimą nie zachodzi rozkład obumarłych mas roślinnych. Wiosną natomiast rozkład ten odbywać się będzie w warunkach anaerobowych, ponieważ wiosną gleba jest najczęściej wypełniona wodą, a najmniej zawiera powietrza. Anaerobowy rozkład jest powolny i często towarzyszy mu powstawanie trujących wydzielin. Również i latem przy uprawie roślin wieloletnich rozkład resztek roślinnych zachodzi w glebie przeważnie anaerobowo, ponieważ nagromadzenie materii roślinnej



w wierzchniej warstwie gleby zużywa tlen i nie dopuszcza do jego wnikania nieco głębiej. A więc w rezultacie rozkładu anaerobowego trwającego stale, przy corocznym przybytku nowych mas roślinności wieloletniej, następuje w glebie pewna kumulacja próchnicy. Udział natomiast roślin motylkowych polega na tym, że posiadając bogaty system długich korzeni powodując przemieszczanie składników pokarmowych, między innymi głównie wapnia, z dolnych partii gleby do warstw wierzchnich. Wapń ten powoduje koagulowanie wytworzonych związków próchnicznych. Roślina występuje tu jako czynnik strukturalny i łącznie z ugniatającym działaniem korzeni powoduje zaistnienie w glebie względnie trwałej struktury gruzełkowatej.

### 5. Spoistość gleby

W łączności ze strukturą gleby, z jej składem mechanicznym, a także z powierzchnią zbiorową ziarn glebowych związana jest spoistość gleby, tj. moc jej agregatów na różne rozzerwania, a co za tym idzie kwestia pracy narzędzi w roli. Własności te zależne są także od stanu uwilgotnienia gleby w danym momencie. Największą spoistość posiadają gleby gliniaste, a najmniejszą - piaszczyste, przy czym gleby gliniaste mają najwyższą zwięzłość w stanie suchym.

Zwięzłość gleby ma duże znaczenie w szacowaniu gleby, od niej zależy trudna lub łatwa uprawa gleby.

Zwięzłość gleb zależy od stosunku w nich drobnych cząsteczek i substancji koloidalnych do cząsteczek piaskowych. Pewne znaczenie odgrywa obecność rozpuszczalnych elektrolitów powodujących koagulację, np. sole  $\text{CaCO}_3$  zmniejszają zwięzłość gleby, sole zaś  $\text{Na}_2\text{CO}_3$  będą współdziałać ochronie dla substancji w stanie koloidalnym.

Doniosłe znaczenie na zwięzłość gleby wywierają mogą substancje próchniczne. Zwięzłość gleby można wyrażać m.in. ciśnieniem potrzebnym do rozgniecenia cegielki, przygotowanej z wilgotnej gleby i wysuszonej na powietrzu. Ciśnienie takie może być wskaźnikiem zwięzłości badanej gleby.



Niżej przytoczona tabelka wg TULAJKOWA daje nam obraz  
zwięzłości różnych gleb wyrażonych w kg na  $\text{cm}^2$ . Dane obliczo-  
ne na  $1 \text{ cm}^2$  poprzecznego przekroju cegiełki.

**Gleby:**

ciężka ilasta	- 27.5 kg $\text{cm}^2$
gliniasta, słabo zbielicowana	12.2 " "
gliniasta, moeno spłaszczone, słabo zbielicowana	9.6 " "
piasek moeno gliniasty, zbielicowany	3.3 " "
piasek średnio gliniasty, zbielicowany	1.9 " "
piasek słabo gliniasty	0.9 " "

Jeśli chodzi o pracę narzędzi, to można wykonywać pewne pomiary uwydatniające wielkości tej pracy, także za pomocą przyrządu ZANDERA (rys. 17) albo też za pomocą specjalnie skonstruowanego pługa z dynamometrem. Przyrząd ZANDERA jest to właściwie łopata 21 cm szerokości i 25 cm długości, wbijana w badaną glebę za pomocą spadających ciężarów ze znanej wysokości. Umożliwia ona wykonanie bardzo wielu pomiarów w różnych warunkach. Posługując się przyrządem tym znalazł ZANDER zależność pomiędzy pracą zużytą a wilgotnością gleby. Okazuje się, że minimum pracy zużywa się przy wilgotności odpowiadającej zawartości wody hygroskopowej, która działa do pewnego stopnia jak smar, zmniejszając tarcie narzędzia. W miarę zwiększania się wilgotności w glebie praca wzrasta i przechodzi przez swoje maksimum przy zawartości wody odpowiadającej nasiąkliwości zupełnej. Dalszy wzrost wilgoci powoduje już rozpływanie się gleby, a przeto praca potrzebna na wbicie łopaty do pewnej głębokości stopniowo maleje, a wreszcie nie ulega zupełnie zmianom.

### 6. Plastyczność gleby

Plastycznością nazywamy własność gleby, dzięki której przyjmuje i zachowuje ona w wilgotnym stanie wytworzoną z niej odpowiednią formę. Plastyczność gleby będzie zależała



od: zawartości najdrobniejszych cząsteczek gleby i części koloidalnych oraz od zewnętrznej formy tych cząsteczek. ATTERBERG wyjaśnił, że plastyczność przejawia się tylko u cząsteczek 0.002 mm średnicy i że cząsteczki, które mają formę łusek, oznaczają się największą plastycznością, gdyż mają lepsze zdolności wiązania pomiędzy sobą wody.

Glina wg ATTERBERGA przy różnej zawartości wody posiada różne własności. ATTERBERG ustalił następujące granice różnego stanu gliny:

- I. Górna granica płynności - gdy w cieście gliny jest tak dużo wody, że ona cieknie prawie jak woda.
- II. Dolna granica płynności - gdy dwa kawałki ciasta gliniastego, położone osobno obok siebie w miseczce porcelanowej, zlewają się z sobą przy uderzeniu miseczki ręką.
- III. Granica lepkości - gdy glina więcej nie przylepia się.
- IV. Granica, przy której z gliny można robić nić gliniastą w rękach - te gleby będą plastyczne według ATTERBERGA, które są zdolne do wytwarzania nici gliniastych.

Z powyższych granic dla plastyczności mają znaczenie II i IV, a różnica wody zawartej w glinie w tych dwóch stanach jest wielkością, która określa plastyczność. Oznaczenie ilości wody dolnej granicy płynności i ilości wody zawartej w glinie przy rozpadaniu się na kawałki podczas wałkowania nici daje dolną granicę plastyczności. Różnica w ilościach wody zawartej w glinie pomiędzy pierwszym i drugim oznaczeniem, daje wielkość określającą plastyczność, którą wyraża się w wagowych procentach.



Na podstawie plastyczności można gleby podzielić na kilka klas, np.

kl. plastyczności	granica płynności	granica wałkowania	granica plastyczności
I kl. Głina sultryjska Olanda	67 % wody	40 % wody	27
" lodowcowa Bergquara	51 "	26 "	25
" polodowcowa Saltkällan	42 "	25 "	17
II kl. Głina wód słodkich Nygärda	52 "	37 "	15
Gleba Marieberg	42 "	30 "	12
" Akeręta	31 "	21 "	10
III kl. Gleba Harg	58 "	52 "	6
" Waholm	64 "	58 "	6
" Lomma	27 "	21 "	6
Nieplastyczne Gleba Moholm	31 "	30 "	1

### 7. Kleistość gleby

Jedną z cech plastyczności jest kleistość gleby, co ma duże znaczenie przy uprawie roli. Im gleba bardziej przyklepia się do pługa, tym więcej potrzeba siły do jej uprawy.

Według KOSSOWICZA siła przyklepiania się zależy od:

1. składu mechanicznego gleby,
2. stanu uwilgotnienia gleby,
3. materiału, do którego przyklepia się gleba,
4. od siły, z jaką przygniata się narzędzia do gleby.

Przyklepianie się gliniastych i w ogóle drobnoziarnistych gleb jest większe niż piaszczystych i gruboziarnistych. Ze zwiększeniem uwilgotnienia gleby przyklepianie powiększa się do tego momentu, dopóki gleba nie przekroczy granicy pojemności wody, po przekroczeniu której przyklepianie zmniejsza się.



Gleby gliniaste znacznie silniej przylepiają się do drzewa niż do żelaza, a gleby piaszczyste i torfiaste na odwrót. Granicę przylepienia się nazywają taki stan ciasta gliniastego, gdy ono przestaje przylepiać się do palców albo do nikłowej łopatką. Oznaczenie można przeprowadzić na zwykłej wadze z ramionami, której jedną szalkę w kształcie płytki przyciska się do gleby, a na drugą kładzie się ciężarki aż do oderwania się płaskiej szalki od gleby. Ciężar znajdujący się na szalce wagi wyraża siłę przylepienia się. Przy badaniu musi być określona wielkość płaszczyzny szalki przyciśniętej do gleby.



### Rozdział III

#### WŁASNOŚCI WODNE GLEB

##### 1. Znaczenie wody w glebie

Woda w glebie ma znaczenie nie tylko jako czynnik niezbędny dla rozwoju roślin oraz dla rozwoju życia organicznego w samej glebie, ale także krążenie wody w warstwach glebowych, jej wnikanie, przemieszczanie ewentualnie gromadzenie się warunkuje wymywanie, przemieszczanie lub gromadzenie się soli oraz substancji organicznych i w rezultacie decyduje o wytworzeniu się takiego albo innego kompleksu glebowego.

Od ilości wody znajdującej się w danym momencie w glebie zależy także szybkość oraz charakter rozkładu szczątków roślinnych lub zwierzęcych. Jakość próchnicy, zjawiającej się w glebie, przede wszystkim zależna jest od stosunków uwilgotnienia środowiska, w którym się ona wytwarza. Tak nadmiar wilgoci, jak i jej niedostatek prowadzą zwykle do gromadzenia się niezupełnie rozłożonych szczątków organicznych. Jednocześnie w wypadku pierwszym, tj. zbytniego uwilgotnienia gleby, jakość próchnicy jest zasadniczo różna od tej próchnicy, która powstaje na skutek niemożności kompletnego spalania się szczątków organicznych z powodu braku wilgoci, uniemożliwiającej rozwój organizmów przerabiających resztki ciał organicznych na związki próchniczne. Warunki wilgoci gleby, normujące krążenie roztworów soli glebowych a niekiedy powodujące przemieszczanie się mechaniczne drobnych zawieszin cząstek mineralnych, są też jedną z najważniejszych przyczyn <sup>formowania się typu glebowego pod wpływem</sup> próchnicy o różnych właściwościach.

Dalsze znaczenie wody w życiu gleby - to wpływ jej na stosunki cieplne, które ona zmienia w wysokim stopniu w związku ze znacznym przewodnictwem ciepła, ciepłem właściwym etc.,



oraz wpływ jej na przewodność gleby. Poza tym woda wywiera wpływ na własności fizykalne gleby, powodując w niej zmiany objętości, kurczenie się i pękanie gleby przy zsuchaniu oraz rozszerzaniu się w miarę przyjmowania wody.

## 2. Stany wody w glebie

Za podstawę klasyfikacji stanów wody w glebie przyjętą można energię, z jaką cząsteczki wody zatrzymywane są przez cząsteczki glebowe bądź przez układ masy glebowej. Woda otaczająca cząsteczki glebowe jest tym silniej przez nie wiązana, im bliżej znajdują się one powierzchni ziarn glebowych.

W glebie istnieje ciągłość zmian energii wiązania wody od największej siły wywieranej na pierwsze warstwy drobin wody ku siłom tak nieznacznie działającym na odleglejsze warstewki wody, że przejawiać się już może działanie innych sił, jak włoskowatych lub siły grawitacji. Mimo to celowe jest wyróżnianie kategorii stanu wody w granicach pewnych działających na nie sił. Jest to tym więcej celowe, że takiemu podziałowi stanu wody w glebie mogą odpowiadać określone wpływy jej na rozwój roślinności, na ruchy w profilu glebowym etc.

Można w następujący sposób przedstawić ważniejsze stany wody glebowej biorąc za kryterium siły wiązania jej z masą glebową:

- A. Stan wody odpowiadający tzw. „wodzie higroskopowej”.
- B. Stan wody odpowiadający tzw. „wodzie kapilarnej”.
- C. Stan wody tzw. „wody grawitacyjnej”.

Można tu wspomnieć o stanie wody tzw. „hydratacji” odgrywającej rolę przy rozpoczęciu procesu wietrzenia, a także i wewnątrz masy glebowej. O wodzie „hydratacji” wspominaemy tutaj ubocznie, pozostawiając zasadniczy podział stanu wody w glebie, jak wyżej podano na kategorie A, B, C.

A. Woda „higroskopowa” jest to woda utrzymywana na powierzchni ziarn glebowych drogą adhezji. Woda ta pobierana jest przez glebę także z wilgoci zawartej w powietrzu. Siła,



z jaką poszczególne drobiny tej wody zatrzymywane są przez powierzchnię ziarn glebowych, wzrasta ku powierzchni danego ziarna. Siła ta wyrażona w atmosferach wynosić może od ca 30 atmosfer do teoretycznie 10 000 atmosfer. Jest więc ta woda dla roślin zupełnie niedostępna, ponieważ siła ssąca korzeni leży w granicach ca 10 - 25 atmosfer.

B. Stan wody „kapilarnej”. Woda w tym stanie podlega prawom właściwym dla naczyń włoskowatych. Może przemieszczać się w profilu glebowym w zależności od charakteru przekroju danego naczynia włoskowatego, w zależności od przerwania lub nieprzerwania ciągłości nitek i filmów włoskowatej wody, w zależności od natury masy glebowej, jej temperatury itd. Znaczenie wody „kapilarnej” jest następujące:

- a. przez rośliny woda ta pobierana jest z łatwością zależną od charakteru przestrzeni kapilarnych
- b. o zawartości tej wody decyduje tzw. „nasiąkliwość” lub „pojemność wodna” gleby, tzn. jej zdolność utrzymywania wilgoci.

Woda kapilarna nie bierze bezpośredniego udziału w przesiąkaniu wilgoci glebowej w dół i nie jest wskutek tego bezpośrednim źródłem wód głębszych, strumieni etc.

- c. ilość tej wody w glebie, wypełniającej tylko przestworzy kapilarne, zależy od charakteru i ilości przestrzeni wolnych w glebie, a więc od stanu strukturalnego gleby,
- d. ilość tej wody zależy od zawartości w glebie substancji próchnicznych, które dzięki swojej budowie gąbczastej mogą pobierać ca  $4\frac{1}{2}$  razy więcej wody niż wynosi waga tych ciał; ciała koloidalne nieorganiczne mogą pobierać w ten sposób wody kapilarnej tylko ca 2.7 razy swej wagi,
- e. woda „kapilarna” utrzymywana jest w glebie siłą od 0.5 atm. do 31 atm., a więc siłą 2.7 do 4.5 p F. Im silniej woda kapilarna utrzymywana jest przez cząsteczki glebowe, tym wolniej może cyrkulować w profilu glebowym



i tym trudniej jest pobierana przez rośliny. Przy pF równe 4.2 występuje u roślin tzw. „punkt usychania”, tzn. punkt, przy którym roślina nie może już pobierać dostatecznych ilości wody i usycha.

C. Woda „grawitacyjna”. Jeżeli woda glebowa po wypełnieniu przestrzeni kapilarnych rozpoczyna wypełniać przestrzenie większe od kapilarnych, to nie będąc już utrzymywana przez siły włoskowate wyraźniej podlega wpływom sił ciężkości i przechodzi w stan wody „grawitacyjnej”. Wyrażone w atmosferach siły, z jaką ta woda jest utrzymywana w naczyniach niekapilarnych, wynoszą od  $1/2$  atm. do 0.001 atm., co odpowiada wartościom pF od 2.7 do 0.0. Całość stanów wody w glebie schematycznie przedstawiono na rys. 18.

Omówić tutaj należy znaczenie używania skali pF jako miernika sił wiązania wody przez glebę. Klasyfikowanie stanu wody w glebie na podstawie siły, z jaką utrzymywana jest wilgoć przez masę glebową, nasuwa konieczność wyrażenia tej siły w jakichś jednostkach. Można to wyrażać w atmosferach. Sposób taki ma niedogodność posilkowania się liczbami w granicach np. 0.001 atm. - 10.000 atm., a więc liczbami o dużej rozpiętości. Niektórzy autorzy proponują wyrażać siłę tę nie w atmosferach, a wysokością w centymetrach słupa wody, odpowiadającego danej sile wyrażonej w atmosferach.

### 3. Wartości równoważne pF

Wysokość słupa wody, równoważnej do siły, z jaką zatrzymywana jest przez adhezję woda na powierzchni cząsteczek koloidalnych, przekraczałaby milion centymetrów. W miejsce tak dużych liczb stosować można dogodniej odpowiadające im logarytmy. SCHOFIELD zaproponował oznaczać te wartości symbolem pF. Taka symbolika byłaby analogiczna do stosowanej przy oznaczaniu stężenia jonów wodorowych i wyrażanej symbolem w pH.

Niskie wartości pF odpowiadałyby więc niskim wartościom mierzonych sił, a wysokie wartości siłom wysokim. Np. pF = 2 oznaczałoby, że siła - z jaką w danym wypadku zatrzy-



mywana jest woda przez ziarna glębowe - równoważna jest wysokości słupa wody 100 cm (0.1 atm.); pF = 6 odpowiadałoby siłę równoważnej 1 milionowi itp. (1.000.000 cm = 1 000 atm.).

Podajemy niżej zestawienie Lutz'a podające dla różnych wartości pF odpowiadające im wartości w atmosferach oraz w wysokościach kolumny wody w centymetrach:

	pF	Wysokość słupa wody w cm	Odpowiadające ciśn. w atm.
woda grawitacyj- na	0	1	0.001 zupełne nasycenie wodą
	1	10	0.01 -
	2	100	0.1 -
	2.7	501	0.5 „równoważnik wilgotności”
woda kapi- larna	3.0	1000	1.0 -
	4	10000	10 -
	4.2	15849	15 punkt usychania roślin
	4.5	31623	31 granica wody higroskopowej
woda higro- skopowa	5	100000	100 -
	6	1000000	1000 -
	7	10000000	10000 -

W powyższej tabelicy:

pF = 0 odpowiada punktowi pełnego nasycenia gleby wodą (suma wody higroskopowej + kapilarna + grawitacyjna).

pF = 2.7 odpowiada punktowi granicznemu pomiędzy wodą „grawitacyjną” a wodą „kapilarną”. Jest to jednocześnie tzw. „równoważnik wilgotności” („moisture equivalent” BRIGGSÄ - stan optymalnego dla rozwoju roślin uwilgotnienia).

pF = 4.2 odpowiada punktowi „usychania” roślin, tzn. że rośliny jeszcze wodę czerpią, ale w ilościach niedostatecznych i usychają.

pF = 4.5 jest punktem granicznym stanu wody „kapilarnej” i wody „higroskopowej”. Powyżej tej wartości woda jest dla roślin niedostępna.



Przytoczony schemat wg Lutza na rys. 19 przedstawia omówione 3 stany wody glebowej oraz obrazuje rolę poszczególnych przestworów glebowych w tych stanach wody. Przestrzenie zaznaczone na schemacie jako przestrzenie powietrzne mogą być wypełniane przez wodę „grawitacyjną”, ponieważ są to przestrzenie większe od kapilarnych. Na schemacie zaznaczone jest ubywanie przestrzeni wolnych w glebie w głąb profilu glebowego na skutek uciskania warstw dolnych gleby przez partie wyżej leżące.

#### 4. Woda „hydratacji”

Woda „hydratacji” jest to woda otaczająca poszczególne kationy. Drobiną wody jest tak zwany „dipolem”, to znaczy, że rozmieszczenie na niej ładunku elektrycznego nie jest równomierne, a każda drobina ma jak gdyby dwa bieguny elektryczne: biegun dodatni, powodowany ładunkiem jonu wodorowego i biegun ujemny, powodowany ładunkiem OH - jonu wody. Schematycznie „dipol” wody przedstawiono na rys. 20.

Na skutek takiej „dipolowości” wody każda jej drobina przyciągana jest przez kationy. W ten sposób poszczególne kationy otaczają się rojem drobin wody, a cała wytworzona w ten sposób otoczka wody nosi nazwę „wody hydratacji”.

Stopień hydratacji zależy od wartościowości kationu i od jego średnicy i jest dla każdego kationu wielkością stałą. Schematycznie zależność tę przedstawiono na rys. 21. Koła zewnętrzne obrazują stopień hydratacji kationu. Punkty wewnętrzne podają relatywne wielkości średnic kationów.

Rysunek 22 schematycznie przedstawia zewnętrzną warstwę kationów Ca otoczonych wodą hydratacji. Poszczególne „dipole” zwrócone są biegunem ujemnym w stronę hydratowanego kationu.

Na ogólną ilość wody hydratacji utrzymywanej przez dane ziarna glebowe wpływa:



- a. stopień „dysocjacji” kationów z powierzchni danego ziarna (Stopień dysocjacji kationów  $\text{Na}^+$  jest zawsze większy niż kationów  $\text{Ca}^{++}$ ),
- b. ilość wody hydratacji właściwa danemu kationowi.

Tak np. ziarna gliniaste glebowe bogate w jony Ca (Ca - glina) w porównaniu z ziarnami zasobnymi w jony Na (Na - glina) wykazują różny stopień hydratacji według schematu (rys. 23). Ca - glina w rezultacie będzie miała mniejszą ilość wody hydratacji niż Na - glina, mimo że jony Na są słabiej hydratowane niż jony Ca. Polega to na tym, że Na-glina silniej dysocjuje swoje Na-jony niż Ca-glina swoje Ca-jony. Dlatego też łączna suma wody hydratacji jonów Ca będzie mniejsza niż łączna suma wody hydratacji Na-jonów.

W praktyce rolniczej zjawisko to przejawia się między innymi w fakcie, że wapnowanie osusza nam gleby, podczas kiedy saletrowanie sprzyja ich uwilgotnieniu. Ogólna ilość wody hydratacji wpływa również na stopień dyspersji koloidów glebowych. Ziarna Ca-glina, dzięki mniejszym otoczkom wody hydratacji, łatwo ulegają koagulacji. Przytaczamy schematyczne zachowanie się 4 rodzajów gleb (rys. 24) a mianowicie

gliny ciężkiej,  
gliny pyłowej,  
piasku drobnego,  
piasku grubego

w odniesieniu do zawartości wzrastających w nich ilości wody oraz w odniesieniu do odpowiadających poszczególnym stanom uwilgotnienia wartościom pF.

Przytaczamy także zobrazowanie schematyczne, jak w poszczególnych układach mechanicznych różnych gleb rozmieszczone będą stany wód i który z tych stanów przeważać będzie przy odnośnych składach mechanicznych gleb (rys. 25).

### 5. Źródła wody w glebie

Ilość wody znajdującej się w pewnym momencie w glebie zależy od całego szeregu czynników, jakimi są: temperatura po-



wietrza, jego wilgotność względna, ruchy atmosferyczne, temperatura warstw glebowych, ich skład mechaniczny, struktura taka lub inna, charakter powierzchni gleby, ekspozycja, pochylenie, prężność pary wodnej atmosfery glebowej, pokrywa roślinna lub martwa, a wreszcie ilość opadów otrzymanych przez glebę w danej miejscowości.

Źródłem gromadzenia się wody w glebie, poza wodą z terenów sąsiadujących, są:

1. opady atmosferyczne, których część przesiąka do wnętrza gleby
2. jest możliwe, że pewną ilość wilgoci może uzyskiwać gleba drogą kondensacji pary wodnej tak z atmosfery nadglebowej, jak też pary wodnej z dolnych warstw atmosfery glebowej
3. podnoszenie się wód zaskórnych jest wreszcie przyczyną zasilania wierzchnich warstw glebowych w wilgoć.

Wnikanie wody pochodzącej z opadów atmosferycznych nawet po bardzo obfitych deszczach widoczne jest tylko do pewnej głębokości. Obserwowano np. przesiąkanie wody deszczowej do głębokości 1 m - stąd zjawily się przypuszczenia, że opady atmosferyczne nie mogą być źródłem wilgotności warstw głębszych. FOLGER przypuszczał, że rośliny, transpirując wodę pobieraną z pewnej głębokości, uniemożliwiają wnikanie wody do warstw głębszych nawet po bardzo obfitych deszczach. Widoczne dla oka wody wnikają tylko do pewnej nieznaczonej głębokości, lecz wnikanie do warstw głębszych może się odbywać w formie niewidocznej dla oka.

Istnieją wskazówki, że pewnym źródłem wody glebowej może być woda kondensacyjna. Znane są fakty wskazujące na możliwość gromadzenia się większej ilości wody drogą kondensacji. Tak np. ZOBOLD opisuje, że w okolicy Teodozji, na Krymie, znalazł wielkie stosy kamieni wapiennych. W stosach tych o pojemności do 2900 m<sup>3</sup> po rozkopaniu znaleziono szczątki rur, którymi doprowadzana była woda do zbiorników miejskich (cystern) celem zaopatrzenia miasta liczącego 80 000 mieszkańców. ZOBOLD uważa te sztucznie ułożone stosy kamieni



za stare budowle hydrotechniczne, które w miesiącach gorących (od kwietnia do września) kondensować mogły parę wodną z atmosfery gorącej, posiadającej znaczną absolutną zawartość pary wodnej.

Kwestię kondensacji pary wodnej w glebie sprowadzić można do rozpatrzenia prężności par wodnych w atmosferze i w glebie. Latem i wiosną prężność pary wodnej w wierzchnich warstwach jest większa w dzień od prężności pary wodnej w powietrzu. Nocą zachodzą stosunki odwrotne. Wskutek tego w dzień wierzchnie warstwy gleby nie mogą kondensować pary wodnej z powietrza, natomiast następuje to w porze nocnej. Ilość wilgoci, jaką gleba może uzyskać przez kondensację oblicza LEBIEDIEW dla warunków klimatycznych Odessy na 68 mm rocznie. Kondensująca się w glebie wilgoć powoduje z jednej strony skroplenie się par wodnych z dolnych warstw w wierzchnich warstwach gleby, a z drugiej strony - skroplenie par wodnych zawartych w atmosferze nadglebowej. Wilgoć otrzymywaną przez zagęszczenie w warstwach górnych pary pochodzącej z podłoża nazywamy „dolną rosą podziemną” w odróżnieniu od „rosy górnej”, tworzącej się z pary wodnej zawartej w atmosferze. Tworzenie się rosy podziemnej dolnej możliwe jest tylko w cienkiej warstwie w porze nocnej i w części ranka, kiedy temperatura warstw głębszych jest wyższą od temperatury warstw wierzchnich i kiedy warstwy głębsze są w pewnym stanie uwilgotnienia. W razie braku wody w warstwach dolnych tworzenie się rosy tej całkowicie ustaje. Inaczej przedstawia się sprawa z rosą górną, która powstawać może w czasie najsilniejszych upałów w głębokości od 5 - 15 cm na skutek różnic wysokiej temperatury powietrza w porównaniu z temperaturą tej warstwy gleby.

Wspomnieć trzeba, że znaczne ilości wody z warstw głębszych kondensować się mogą w przypadku, kiedy wierzchnie warstwy są np. zmarznięte, a na pewnej głębokości temperatura utrzymuje się powyżej zera. Następuje wtedy przemieszczanie wilgoci glebowej ku górze, gdzie zostaje ona skondensowana. Mróz może powodować wysuszanie warstw głębszych przez kondensację pary wodnej z tych warstw.



Po rozpatrzeniu źródeł przychodu oraz przychodu rozchodu wód gruntowych wypada nam z kolei zająć się rozważaniem stanów, w jakich występuje woda w glebie.

Wprowadzone przez MITSCHERLICHĄ, celem określenia powierzchni zbiorowej ziarn glebowych, pojęcie „wody higroskopowej” jest wielkością dla różnych gleb stałą i charakterystyczną. MITSCHERLICH przytacza szereg doświadczeń rozpatrujących znaczenie wody w tym stanie dla rozwoju roślin. Przytaczamy jedno zestawienie z prac MITSCHERLICHĄ:

Rodzaj gleby	$W_h$ woda higroskopowa	zawartość % wody w glebie przy usychaniu roślin	
		owsa	gorczycy
Piasek kwarcowy	0.12	0.06	0.09
Gleba piaszczysta	1.03	0.85	0.87
" "	1.23	1.15	1.09
Piasek gliniasty	1.71	1.52	1.63
Glinka piaszczysta	2.27	1.99	2.06
" "	2.46	2.10	2.40
" "	2.64	2.18	-
Glinka	3.07	2.49	2.59
Gлина ciężka	4.12	5.08	4.80
Il	5.87	4.97	5.69
Gleba torfowa	6.26	6.64	-
Ziemia kompostowa	7.07	7.13	6.07

Z powyższych doświadczeń wywnioskować można, że na glebach ciężkich a także próchnicznych, a więc ogólnie mówiąc na glebach o dużej powierzchni zbiorowej ziarn, czyli o dużej zawartości wody odpowiadającej wodzie higroskopowej, pobieranie tej wody przez rośliny jest niemożliwe i pomimo pewnej wilgoci gleby rośliny zamierają. W wypadku gleby o małej powierzchni zbiorowej z niektórych danych wynikać by mogło, że nawet 3-krotna zawartość wody higroskopowej nie może rośliny utrzymać przy życiu.



Z doświadczeń tych wynika dalej, że procent wody, przy którym usycha roślinność na glebach drobnoziarnistych, może być dla gleb gruboziarnistych ilością wystarczającą dla rozwoju roślin. Jeżeli przy glebach gliniastych o zawartości wody 4,12 % owies wysychał, to przy takiej zawartości wody na glebie piaszczystej owies może ją dobrze zużytkować. Jeśli woda higroskopowa nie ma znaczenia w odżywianiu roślin, a czerpać ją one muszą z wody wypełniającej przestrzenie między ziarnami, to należy się zastanowić, przy jakiej zawartości wody w glebie zachodzą optymalne warunki rozwoju roślin.

Wypełnienie w glebach wszystkich przestrzeni wodą równoznaczne jest z usunięciem z gleby przestrzeni powietrznych; do dyspozycji roślin w takim wypadku byłyby tylko te ilości tlenu, które są rozpuszczone w wodzie. Wprawdzie w kulturach wodnych, odnawiając ilości rozpuszczonego w wodzie powietrza, możemy doprowadzić rośliny do kompletnego rozwoju. Przy zupełnym jednak zatopieniu wszystkich przestrzeni trudno byłoby utrzymać roztwory glebowe w stanie nasycenia powietrzem bądź powietrze to renowować; zaznaczyłby się skutek tego brak powietrza potrzebnego do oddychania korzeni. Kompletnie nasycenie gleby wilgocią z tego względu nie przedstawia optymalnego stanu wilgotnienia. W glebach o takich wodnych właściwościach zachodziłyby poza tym procesy redukcyjne stwarzające szereg niekorzystnych okoliczności w środowisku glebowym, jak odtlenianie związków żelaza, hamowanie niektórych procesów mikrobiologicznych korzystnych, a wywoływanie innych niekorzystnych, np. denitryfikacji etc. etc.

Kwestią ilości wody powodujących najlepszy rozwój roślin zajmowało się szereg badaczy. Rezultaty otrzymane są nieco rozbieżne ze względu na różne warunki przeprowadzania doświadczeń. Najkorzystniejszymi ilościami wydają się być według większości badaczy niemieckich te ilości wody, które odpowiadają od 60 - 80 % ogólnie mogącej być przez glebę utrzymanej wilgoci. MITSCHERLICH jest zdania, że najwyższe nawet dawki wody, o ile tylko nie zajdą szkodliwe następstwa



utrudnionego przewietrzania, mogą być dla roślin najkorzystniejsze. Tak wynika przynajmniej z jego doświadczeń wazonowych, w których aeracja zapewniona była nawet przy zawartości wody wynoszącej 100 % ogólnej nasiąkliwości wody. W warunkach naturalnych podobne ilości wilgoci wykluczają normalne zaopatrzenie rośliny w tlen.

Inne kryteria optymalne ilości wody w glebie przyjmują niektórzy badacze amerykańscy. Z nich BRIGGS i LAANE wprowadzają pojęcie równoważnika wilgotności (moisture equivalent) rozumiejąc pod tą definicją te ilości wody, które różne gleby mogą zatrzymać między swymi cząstkami przy działaniu na nią stałej siły. Tak więc jeśli glebę uwilgotnić w nadmiarze i poddać działaniu siły odśrodkowej 3000 razy większej niż siła ciężkości, to różne gleby zatrzymują w tych warunkach pewne ilości wody, które są we włoskowatej równowadze. Te ilości wody, nazwane przez wspomnianych autorów „równoważnikami wilgoci”, wahały się w glebach badanych od 3.6 % (w piasku gruboziarnistym) do 46.3 % (w ciężkiej glebie gliniastej). Znalaziono, że każdy procent gliny albo części organicznych domieszanych do gleby zwiększa równoważnik wilgotności o 0.62 %. Różne gleby o zawartości w nich wilgoci odpowiadającej „równoważnikom wilgotności” w zetknięciu ze sobą nie wykazują jakiegokolwiek przemieszczenia się wilgoci od jednej gleby do drugiej.

Okazało się dalej, że gleby przy zawartości wilgoci równej „równoważnikowi wilgotności” były w stanie optymalnego uwilgotnienia dla rozwoju roślin, ponieważ z tą ilością wody związane są optymalne własności fizyczne gleby, a odchylenie zawartości wody w jedną albo w drugą stronę powodowało oddalenie się od optimum fizycznych własności gleby. Wynikałoby z tego, że czynnik „moisture equivalent” (BRIGGS i MC LAANE) jest wielkością charakterystyczną dla pewnego układu glebowego.

Są wszakże pewne trudności przy przeprowadzaniu samego oznaczania tej wielkości metodą centryfugowania.



## 6. Oznaczanie wody w glebie

W ostatnich czasach BOUYOUCOS zaproponował szybkie i proste postępowanie celem ustalenia wartości „równoważnika wilgotności”. Zamiast poddawania gleby przesyconej wodą działaniu siły centryfugowej, oznacza się w glebach utrzymującą się w nich wilgotność po poddaniu badanej gleby działaniu siły ssącej. Postępowanie metodyczne jest proste.

Badaną próbkę gleby umieszcza się na sączku Büchnerowskim nasadzonym na butlę ssącą (rys. 26) i zaopatrzonym w krążek bibuły. Dodaje się wody na sączek, póki gleba nie jest nią przesycona, i łączy się butlę ssącą z pompą próżniową. Po nastaniu równowagi (mniej więcej 20 minut), kiedy woda z badanej gleby już więcej nie odcieka, oznacza się procentową zawartość wody w próbce gleby z sączka. Ta ilość utrzymującej się wilgoci ma być charakterystycznym wskaźnikiem własności fizykalnych gleby, ma być „równoważnikiem wilgotności”. Wyniki tej metody pozwalają, według BOUYOUCOSA, wnioskować, że istnieje zależność wielkości czynnika „moisture equivalent” od zawartości w glebie części koloidalnych.

Wynika to z poniższego zestawienia BOUYOUCOSA, na podstawie którego widać, że ustala się mniej więcej stały stosunek tych dwóch wielkości wahający się w granicach (zbadanych gleb) 0.510 do 0.713; średnio stosunek ten wynosi 0.6224, tak więc:



% koloidów A.	% wody = „równoważnikowi wilgotności” B.	stosunek $\frac{B}{A}$
10.7	5.8	0.557
27.00	14.02	0.519
8.70	5.60	0.644
8.5	5.74	0.675
14.0	9.27	0.662
18.08	11.95	0.657
11.69	7.42	0.634
24.22	12.62	0.521
63.82	32.70	0.512
53.94	35.10	0.651
56.80	35.16	0.618
38.90	22.35	0.573
46.30	23.63	0.510
61.50	36.60	0.595
46.00	31.75	0.689
32.4	22.45	0.691
36.00	19.00	0.528
54.20	38.50	0.710
44.00	29.00	0.659
36.00	26.15	0.713
55.40	38.20	0.689
51.00	35.00	0.686
przeciętnie		0.6224

Przy wielu gleboznawczych pracach terenowych rzeczą dużego znaczenia byłaby możliwość oznaczenia zawartości wilgoci glebowej bezpośrednio w polu. Przy pracach tego rodzaju z reguły mniej zależałoby na absolutnej ścisłości otrzymywanych wyników, a większa waga polegałaby na możliwości postępowania szybkiego, prostego i taniego, chociażby dawać ono miało wyniki tylko przybliżone.

Próby wypracowania podobnej polowej metody oznaczania wody w glebie czyniono wielokrotnie. Propozycje niektórych

A GLEBY



autorów użycia do tych celów metod opartych na bezpośrednim mierzeniu przewodnictwa elektrycznego masy glebowej na razie nie dały się praktycznie zastosować.

BOUYOUCOS przedstawia nową metodę specjalnie przystosowaną do prac polowych. Metoda ta polega na działaniu na glebę alkoholem i na spalaniu go następnie bezpośrednio w glebie. Podczas tych operacji zostaje całkowicie odparowana woda. Według autora w czasie spalania temperatura gleby nie przekracza  $130 - 160^{\circ}$ , co powoduje, że materia organiczna nie jest naruszona (o ile nie jest jej więcej jak ca 1 %). Metoda jest szybka w wykonaniu przy glebach piaszczystych, a przy glebach gliniastych oznaczenie zabiera ca 35 minut. Odnosnie do wartości tej metody i możliwości stosowania jej w warunkach prac terenowych nie rozporządza literatura fachowa innym materiałem doświadczalnym poza przytoczonym przez Bouyoucosa.

W Instytucie Uprawy, Nawożenia i Gleboznawstwa w Puławach stosują wypracowane tam postępowanie, polegające na odwadnianiu zważonej w tyglu GOOCHA próbki glebowej acetonem przy jednoczesnym ssaniu powietrza. Byłoby to postępowanie analogiczne do przyjętego w pracowniach dla suszenia niektórych osadów.

EMMERT dla celów szybkiego oznaczenia wody w glebie opracował postępowanie oparte na mierzeniu wzrostu temperatury wilgotnej próbki glebowej zadanej stężonym kwasem siarkowym. Ilość wywiązywanego ciepła zależy od ilości wody w badanej próbce. Metoda ta nie wydaje się możliwa, zwłaszcza w stosowaniu polowym, z powodu niedogodności związanych z użyciem stężonego kwasu siarkowego (trudności techniczne, ciepło neutralizacji, pochłanianie wilgotności z powietrza etc.). Jak więc widzimy z przytoczonych powyżej danych, kwestia oznaczania wilgotności metodą dogodną w stosowaniu polowym nie może być uważana za rozwiązana.

Opracowując to zagadnienie próbowaliśmy zastosować jako podstawę oznaczania wody w glebie zmiany temperatury wilgotnej masy glebowej, zadanej solą o możliwie dużym ujemnym cieple rozpuszczenia. Stosowana sól winna ponadto rozpusz-



czać się szybko i być tania. Orientacyjne próby wskazują, że warunkom tym odpowiadają siarkocyjanek potasu i azotan amonu. Zwłaszcza ten ostatni związek nadawał się specjalnie do opracowanej metody. Przy wystarczającej do stanu nasycenia ilości  $\text{NH}_4\text{NO}_3$ , dodanego i zmieszanego szybko z badaną próbką glebową, obniżenie temperatury będzie tym większe, im więcej wilgoci zawiera próbka glebowa. Z różnicy między temperaturą początkową gleby, a temperaturą uzyskaną po dodaniu azotanu amonowego (spadek temperatury) można sądzić o stanie jej uwilgotnienia. Ilościowe wnioskowanie ze spadku temperatury o zawartości wilgoci w badanej próbce glebowej jest możliwe pod warunkiem prowadzenia doświadczeń o bardzo zbliżonych własnościach termicznych. Obniżenie bowiem temperatury zależy będzie od pojemności cieplnej nie tylko badanej gleby, ale również termometru i naczynia, w którym dokonuje się pomiaru. Zarówno więc termometr, jak i naczynie szklane, w którym miesza się z azotanem amonu badaną próbkę glebową, muszą być ściśle standaryzowane.

Obserwując przebieg krzywej opadania temperatury stwierdzono, że spadek temperatury nie jest ściśle proporcjonalny do procentowej zawartości wody w glebie, tzn. że np. dwa razy większemu uwilgotnieniu nie odpowiada dwa razy większy spadek temperatury, lecz że w miarę wzrastania uwilgotnienia  $t^\circ$  wzrasta według pewnego postępu malejącego. Zjawisko to wynika z różnego ciepła właściwego wody i gleby. Przyjmując ciepło właściwe piasku na 0.2 kal., a wody 1.0 kal. - widzimy, że na obniżenie o  $1^\circ \text{C}$  temp. dziesięciogramowej próbki piasku o zawartości 5 % wody potrzeba 2.4 kal. ( $9.5 \times 0.2 + 0.5 \times 1.0 = 2.4$ ), podczas gdy na obniżenie temp. o  $1^\circ \text{C}$  dziesięciogramowej próbki o zawartości 30 % wilgoci potrzeba 4.4 kal. ( $7 \times 0.2 + 3 \times 1 = 4.4$  kal.). Stąd też nie może wystąpić ścisła zależność między uwilgotnieniem gleby, a spadkiem temp. po dodaniu  $\text{NH}_4\text{NO}_3$ .

### 7. Pojemność wodna

Ilość wilgoci, jaką dana gleba jest w stanie utrzymywać, nazywamy „pojemnością gleby względem wody”. Większa lub



mniejszą pojemność wodną ma duże znaczenie dla całokształtu procesów życia rośliny, a także dla procesów zachodzących w stosunkach wodnych gleby. Zawartość wody w glebie zmienia się w zależności od pór roku i w naszych warunkach klimatycznych jest największa wczesną wiosną, kiedy gleba ma w sobie zapasy wilgoci zimowej. W miesiącach letnich, mimo że są one najobfitsze w deszcze, gleba na skutek maksymalnej transpiracji przez rośliny oraz na skutek energicznego wysychania traci największe ilości wody, jest najsuchszą i dopiero jesienią znów stan wilgotności jej się wzmacnia.

Zjawisko to zależy w znacznym stopniu od własności zatrzymywania większych lub mniejszych ilości wody przez różne gleby w łączności z ich własnościami strukturalnymi. Na glebach strukturalnych gliniastych albo próchnicznych zimowe zapasy wilgoci przez dłuższy czas mogą być zachowane w glebie. Na glebach piaszczystych mało- lub bezstrukturalnych wilgoć zimowa odgrywa znacznie mniejszą rolę. Zdolność utrzymywania wody przez glebę, energia tego zjawiska, powodować może, że niekiedy posuchy mogą się silniej dawać we znaki na glebach o znacznej pojemności wodnej np. gliniastych, niż na glebach piaszczystych o niewielkiej pojemności wodnej. Nieznaczne opady po okresie posuchy mogą gleby lekko dostatecznie zwilżyć i spowodować, że rośliny będą w możności pobierać wilgoć z tych nieznacznych opadów, podczas kiedy te same deszcze w wypadku gleb gliniastych wysychają je tak nieznacznie wodą, że znajdować się ona może w stanie dla roślin nieprzystępnym. Pojemność gleby względem wody zależy od stanu strukturalnego, a więc od składu mechanicznego, od zawartości części próchnicznych i innych części koloidalnych, zależy więc od powierzchni zbiorowej gleby i jej struktury.

KOSSOWICZ rozróżnia między innymi dwa krańcowe stany pojemności wodnej:

1. maksymalną
2. minimalną



Maksymalna pojemność gleby jest to zdolność gleby utrzymywania największej ilości wody, tj. wypełniającej wszystkie przestrzenie wodne (porowatość).

Pojemność minimalna jest to zdolność gleby utrzymywania wody nie w porach, tylko w postaci wody otaczającej poszczególne ziarna. Przy tym stanie uwilgotnienia gleby woda nie jest zdolna do przesuwania się w glebie. Jest rzeczą trudną określić te wielkości u gleb w stanie naturalnym, a także u sproszkowanych mas glebowych.

Co się tyczy badania nasiąkliwości sypkich mas glebowych, to oznaczenie wykonać można w cylindrze WAHNSCHAFFEGO (rys. 27) w następujący sposób:

Do metalowego cylindra (16 cm wysokości i 4 cm średnicy) od dołu zaopatrzonego w siateczkę niklową wsypujemy pewną ilość ziemi, którą oznaczamy przez ważenie cylindra próżnego i napełnionego. Cylinder z ziemią wstawiamy do naczynia z wodą w ten sposób, by sięgała ona tylko do dolnej części nasypanej gleby. Po upływie 1 - 3 dni, kiedy wilgoć ukaże się na powierzchni gleby, cylinder ważymy ponownie; przybitek na wadze obliczony w procentach daje nam nasiąkliwość danej masy glebowej, którą można nazwać pojemnością kapilarną.

W warunkach naturalnych przeprowadzamy doświadczenie, określając wilgotność w próbkach ziemi nasyconych wodą albo po obfitych deszczach, albo też po doprowadzeniu do gleby na pewien czas nadmiaru wody. W miarę zmniejszania się zbiorowej powierzchni gleby, to znaczy w miarę wzrostu zawartości w niej części grubych, pojemność gleby opada. WOLNY podaje następujące liczby:

<u>średnica:</u>	<u>pojemność wodna:</u>
1 - 2	3.66 %
0.25 - 0.50	4.83 %
0.11 - 0.17	6.03 %
0.01 - 0.07	35.50 %



Poza wielkością ziarn u gleb o strukturze rozdzielnoziarnistej na nasiąkliwość wywiera wpływ ułożenie cząsteczek obok siebie. W układzie ściśłym, kiedy przestrzenie między cząsteczkami są mniejsze, zwiększa się nasiąkliwość naturalnie tylko do granic tak ściśłego ułożenia, poniżej którego obniżałaby się suma przestrzeni wolnych, co pociąga za sobą zmniejszenie nasiąkliwości. Struktura gruzełkowata, wytwarzająca w odróżnieniu do struktury rozdzielnoziarnistej większe przestwarki międzygruzełkowe, sprzyja zwykle łatwiejszemu odpłynięciu przez nie wody.

Jeżeli gruzełki są dostatecznie duże, by woda zatrzymywała się tylko wewnątrz nich, to nasiąkliwość prawie że nie zależy od wielkości gruzełków jak to widać z liczb WOLNEGO:

średnica gruzełków w mm	nasiąkliwość w procentach
1 - 2	31.51
2 - 4	32.62
4 - 6.75	32.32
6.75 - 9	32.15

Ta sama gleba sproszkowana (struktura rozdzielnoziarnista) do wymiarów ziarn 0.0 - 0.25 mm wykazała nasiąkliwość 42.91 %.

### 8. Zjawisko włoskowatości

Ważną rzeczą dla zjawiska włoskowatości zachodzącego w glebie jest sprawa szybkości podnoszenia się wody. Szybkość ta jest początkowo tym większa, im przestrzenie między ziarnkami gleby są drobniejsze, jednak tylko do pewnych granic zmniejszania się przestrzeni międzycząsteczkowych, kiedy tarcie nadmierne na granicy woda-cząstki stałe zaczyna obniżać szybkość.



ATTERBERG przytacza następujące dane:

Cząsteczki - średnica w mm	Wysokość podnoszenia się wody w mm	Wysokość w pierwszych 24 godzinach	Wysokość w drugich 24 godzinach
2 - 5	25	22	2
1 - 2	65	54	6
0.5 - 1	131	115	8
0.2 - 0.5	246	214	16
0.1 - 0.2	1055	530	44
0.02 - 0.05	2000	1153	207
0.01 - 0.02		485	437
0.005 - 0.01		285	
0.002 - 0.005		143	
0.000 - 0.002		55	

Widzimy więc, że największą szybkość podnoszenia się znaleziono przy ziarnach 0.02 do 0.05 mm; przy jeszcze drobniejszych ziarnach szybkość zaczyna się zmniejszać.

Dla krążenia wody w glebie ta wielkość ziarn będzie więc najkorzystniejsza, ponieważ przy niej woda może być doprowadzona najszybciej i na największą wysokość. Z gleb naturalnych utwory lessowe, dzięki swojemu składowi mechanicznemu, wyróżniają się pod tym względem najkorzystniej, umożliwiając zaistnienie odpowiednio dogodnych włoskowatych przestrzeni międzycząsteczkowych. Przy ziarnach większych od 2 mm praktycznie biorąc woda się już nie podnosi. Spowodowanie powstania w glebie struktury gruzełkowatej przy glebach bardzo drobnoziarnistych może wzmocnić szybkość podnoszenia się wody przez wytworzenie kanalików powodujących mniejsze tarcie. Nadanie glebie stanu większej spoiistości przy glebach zbyt luźnych, o dużych przestrzeniach wolnych, również wywiera ten sam skutek.

Eksperymentalnie nie stwierdzono nigdy większej wysokości podnoszenia się wody w ilości mającej znaczenie dla ro-



ślin jak na wysokość ca 1.5 m. TULAJKOW obserwował podniesienie się wody do wysokości 1.35 metra po upływie 513 dni u gleb drobnoziarnistych. Jeśli, co się często zdarza, gleba utworzona jest z warstw o różnym składzie mechanicznym albo też występują w niej wtrącenia lub wkładki o innym składzie mechanicznym, to wtedy podsiąkanie odbywa się w ten sposób, że w każdej warstwie wysokość podnoszącej się wody ustala się stosownie do wielkości przestworów odpowiadających danej warstwie, a także warstw sąsiednich.

Niech np. utwór glebowy ma zmienny układ warstw (rys. 28). Warstwa piasku zalega od poziomu wody zaskórnej na 30 cm w górę, na tej warstwie dalej niech leży glina. Lub: na warstwie gliny 50 cm grubości dochodzącej do zwierciadła wody zaskórnej leży gruba warstwa piasku. Przypuśćmy dalej, że mamy utwór glebowy z takiego piasku, o takich przestrzeniach międzycząsteczkowych, że normalny stan wody w piasku wynosi 4 cm ponad poziomem wody zaskórnej. Wreszcie niech w utworze glebowym złożonym z samej gliny podsiąkanie zachodzi do wysokości 3 razy większej niż w piasku, a mianowicie do 120 cm.

W wypadku pierwszym woda wypełniwszy wszystkie kapilary warstwy piaszczystej może jeszcze podsiąkać w partii gliniastej do wysokości  $10 \times 3 = 30$  cm, czyli razem podsiąkanie dochodzi do wysokości 60 cm. W wypadku drugim po wypełnieniu wodą por w części gliniastej może ona w warstwie piaszczystej podsiąkać do wysokości:

$$\frac{120 - 50}{3} = \frac{70}{3} \text{ cm} = 23.3 \text{ cm};$$

razem wysokość podsiąkania w utworze tego typu wyniesie więc 73.3 cm.

Zjawiska podnoszenia wilgoci w glebie w systemie jej naczyń włoskowatych podlegają ogólnym prawom kapilarności. W układach tak różnorodnych, jakimi często bywają gleby, te zjawiska są jednak skomplikowane. Dlatego też dla lepszego wyjaśnienia tych zjawisk niektórzy, jak MITSCHERLICH, uważają za słuszne dodatkowe rozpatrywanie pewnych właściwości łączących się ze zjawiskiem kapilarności, mianowicie



ilości wody podnoszonej kapilarnie, a także powierzchni zwilżonej przez wodę kapilarną. Wysokość, do jakiej podnosi się woda w naczyniach włoskowatych, zależy od odległości ścianek tworzących naczynie włoskowate, a także od stałych adhezji wody względem ścianek tego naczynia. Według danych z doświadczeń iloczyn z odległości tej przez wysokość jest wielkością stałą i dla wody wynosi  $15 \cdot 10^{-2}$

Oznaczając stałe kapilarności przez  $\gamma$  możemy napisać

$$r \cdot h = 2 \gamma$$

skąd

$$r = \frac{2\gamma}{h} \quad (1)$$

gdzie  $r$  = promieniowi rurki włoskowatej,  
 $h$  = wysokości, do jakiej woda się podnosi.

Oznaczając przez  $W_c$  ilość wody podnoszonej kapilarnie i przez  $F$  powierzchnię, jaką ona pokrywa, znajdziemy stosunki między tymi wielkościami w naczyniach cylindrycznych:

$$\frac{W_c}{F} = \frac{\pi r^2 h}{2\pi r h}, \quad \text{skąd} \quad \frac{W_c}{F} = \frac{r}{2}$$

podstawiając wartość  $r$  wyżej ustaloną (1) otrzymamy, że

$$F = \frac{h \cdot W_c}{\gamma}$$

Wzór ten, który daje wartość  $F$  charakteryzującą w znacznym stopniu zjawiska włoskowatości w glebie, na drodze eksperymentalnej został przez MITSCHERLICHĄ sprawdzony i jest słuszny dla gleb jednorodnych. Dla większości natomiast gleb o złożeniu różnorodnym wzór ten zawodzi.

### 9. Przesiákanie wody

Zjawiska włoskowatości odgrywają także rolę i przy przesiąkaniu wody w głąb gleby. W glebach drobnoziarnistych, o nieznacznym porach, przesiąkanie odbywa się powoli: zgruzlenie gleby zawsze wzmaga przesiąkanie, wytwarzając większe przestrzenie wolne. Zawartość w glebie substancji próchni-



cznych lub gliniastych i w ogóle wszelkich koloidalnych utrudnia przesiąkanie wskutek drobnoziarnistości tych składników oraz wskutek zjawiska pęcznienia pod wpływem wchodzenia do wewnątrz ich cząstek wody.

Im gleby są więcej gruboziarniste, tym przestrzenie między ziarnami lub gruzełkami są większe. Przesiákanie zależy także od zawartości wody w glebie, co pośrednio wpływa na ilość znajdujących się w niej pęcherzyków powietrznych, zmieniających przepuszczalność gleby. W związku z tym pierwsze ilości deszczu szybko przesiákają i wypełniają szerokie przestrzenie międzycząsteczkowe; następne ilości opadów przesiákają powolniej, stosownie do stopniowego wypierania powietrza gleby. Ponieważ lepkość wody zmniejsza się w miarę wzrostu temperatury, przeto podwyższenie jej wzmaga przepuszczalność gleby, tym więcej, że ze wzrostem temperatury obniża się stała włoskowatości, powodująca przeciwdziałające przesiákaniu podnoszenie się wody włoskowatej, jak to widzimy z załączonego zestawienia:

Temperatura	Lepkość wody	Stała kapilarności
0°	1.00	15.41
5°	84.6	15.26
10°	73.3	15.13
15°	63.6	14.98
20°	56.2	14.84
25°	49.9	14.70
30°	44.9	14.56

Z zestawienia tego widzimy, że wpływ temperatury na przesiákanie będzie widoczny zwłaszcza przy temperaturach niższych, przy których ma największą lepkość, co powoduje zwiększenie tarcia. KING podaje, że jeśli ilości wody przesiákające przy 9° C wynosiły 6.15 g, to przy 32.5° C - wynosiły one 10.54 g na minutę. Wynika z tego, że wpływy temperatury ograniczają się tylko do warstw górnych gleby, dokąd sięgają zmiany temperatur dziennych, a także zależne są od pory roku.



Ilość wody przesiąkającej w wysokim stopniu uwarunkowana jest przez warstwę najmniej przepuszczalną. Jeżeli piasek o wielkości ziarn od 0.25 - 0.50 mm przepuszczał w 1 godz. 240.6 litrów, to tenże piasek z warstewką kaolinu

o	grubości	1	cm	przepuszczał	odpowiednio	wody	29.2	l
o	"	3	"	"	"	"	23.3	l
o	"	5	"	"	"	"	2.0	l

Z tych względów wkładki, chociażby cienkie, materiału drobnoziarnistego, nieprzepuszczalnego zmieniać mogą stosunki uwilgotnienia danej gleby, a w niektórych przypadkach nad taką wkładką wytworzyć się może lokalny „górnny” poziom wody zaskórnej. Wpływ w tym względzie składu mechanicznego oraz ewentualnych warstw mniej przepuszczalnych uzmysławia schemat MITSCHERLICHA (rys. 29). Z tego też względu niejednokrotnie na polach piaszczystych równych co do rzeźby terenu obserwować można, zwłaszcza w lata suchsze, znaczną różnicę w rozwoju roślin na poszczególnych częściach pola. Z reguły rośliny lepiej rozwijające się odpowiadają miejscom, w których się znajdują wkładki, zmieniające przepuszczalność gleby. Stała ta zależna jest także od składu mechanicznego ziarn.

W wielu wypadkach przepuszczalność gleby zmienia się na skutek procesu zaszlamowania warstw górnych. Zaszlamowanie takie nastąpić może pod wpływem mechanicznego rozbicia gruzełków glebowych przez deszcz i równoczesne rozsegregowanie ich według wielkości, co powoduje wytworzenie się zaskorupiałej warstewki, która wtedy normuje przepuszczalność. Następnie zaszlamowanie powodują wszystkie te czynniki, które niszczą strukturę gruzełkową gleby, a więc będą wywierały wpływ ujemny: nawozy sodowe lub potasowe, a także wymycie elektrolitów oraz nieumiejętna uprawa roli.

Jako przykład rozmieszczenia wilgoci w poszczególnych warstwach glebowych można przytoczyć następujące dane:



głębokość warstwy	1 profil	2 profil	3 profil	4 profil
0 - 11 cm	8.6	8.1	6.4	22.4
20 - 31 "	3.8	4.2	4.4	10.7
40 - 51 "	3.3	4.1	4.8	10.3
60 - 71 "	4.5	5.3	7.0	10.8
80 - 91 "	4.4	7.2	6.4	13.4

Widzimy, że warstwa wierzchnia i warstwa dolna są zwykle najwięcej uwilgotnione, co spowodowane jest w warstwie górnej obecnością związków próchnicznych, a w warstwie dolnej - bliskością zwierciadła wody zaskórnej. Poza tym warstwy leżące pod powierzchnią są zwykle suchsze na skutek działalności życiowej rozwijających się w tych piętrach systemów korzeniowych. O ile poziom wody gruntowej jest dostatecznie głęboko, mamy (rys. 30):

1. Obszar wyraźnych wpływów wilgoci atmosferycznej: nieregularne zawartości wody.
2. Obszar, gdzie wilgoć jest mniej więcej niezmienna: w równowadze.
3. Obszar wpływów wody gruntowej: regularnie zwiększa się wilgotność w miarę przybliżania się do poziomu wody zaskórnej.

Horyzonty o stałej minimalnej wilgotności opisał WYSOCKI nazywając je „poziomami martwymi”. Korzenie nie potrzebują sięgać do zwierciadła wody gruntowej, aby ją móc wykorzystać.

Od poziomu wody gruntowej - podnosi się ona kapilarnie - może być pobierana przez rośliny:

W grubych żwirach nie podnosi się  
 " piaskach podnosi się na kilka cm  
 w średnich " " " " 25 "  
 w drobnych " " " " 60 "  
 w glinach " " " " 200 - 300 cm.



Ponieważ korzenie roślin jednorocznych sięgają do ca 125 cm, mogą te rośliny pobierać wodę gruntową, jeśli jej poziom leży na głębokości:

- a. na piaskach                    ± 150 cm
- b. " glinach                    ± 250 "
- c. " gl. próchniczn. do 400 "

Korzenie drzew leśnych sięgają znacznie głębiej, dlatego też mogą lasy czerpać wodę z większych głębokości.

#### 10. Parowanie wody glebowej

Przechodząc do omówienia zagadnienia ubytku wody glebowej zauważymy, że warunkowane ono jest:

- 1. parowaniem,
- 2. transpiracją przez rośliny,
- 3. przykrywą martwą,
- 4. strukturą gleby,
- 5. ekspozycją gleby.

Parowanie wody glebowej zależy od:

- 1. wielkości powierzchni parującej,
- 2. od przebiegu czynników meteorologicznych, a więc:
  - a) wilgotności powietrza (niedosyt wodny)
  - b) temperatury powietrza
  - c) ruchów powietrza
- 3. od ilości wody w glebie,
- 4. " sposobu i szybkości podsiąkania,
- 5. " ekspozycji, pochylenia,
- 6. " barwy gleby.

Parowanie wody jest proporcjonalne do różnicy

$$M - m,$$

gdzie M - jest to ilość pary wodnej nasycająca powietrze  
m - ilość pary istotnie zawarta w powietrzu.



Oznaczając stosunek  $\frac{m}{M}$  przez  $r$  (wilgotność względna) z podanej niżej tablicy widzimy, jak zmienia się parowanie w zależności od wilgotności względnej i temperatury.

$r = \frac{m}{M}$	$t^{\circ}$	parowanie powierzchni
59,5	11,1	3,44
58,2	12,5	1,59
55,0	12,6	3,90
55,0	12,3	3,85
55,9	12,0	3,53
35,2	19,6	9,67
32,6	17,5	8,67
35,5	12,3	3,78
61,0	12,5	3,41
68,8	11,5	2,79

Widzimy, że im temperatura wyższa, tym parowanie większe przy tej samej mniej więcej wilgotności względnej, np. przy

$$r = 32,6 \quad t = 17,5 \quad \text{ilość wody odp. } 8,67$$

podczas kiedy przy  $r = 35,2$ , a więc prawie równym jak w wypadku poprzednim, ale przy wyższej temperaturze  $t = 19,6^{\circ} \text{C}$  parowanie było także wyższe i wynosiło 9,67. Poza tym widzimy, że ilości wody parującej rosną w miarę zmniejszania się tzn. w miarę tego jak powietrze jest suchsze. Zależność przebiegu parowania od siły wiatru uzmysławiają następujące liczby:

Sila wiatru w m/sek	0	3	6	9	12
Ilość wody wyparowanej ze 100 cm <sup>2</sup> powierzchni w g w ciągu 1 godz. gleba - piasek żółty	0.48	3.47	4.93	6.00	8.48



Poza tym parowanie wzrasta w miarę zwiększającej się zawartości wody w glebie i osiąga swoje maksimum przy pełnym nasyceniu gleby wodą i odtąd pozostaje niezmiennie. Parowanie jest też w wysokim stopniu zależne od charakteru powierzchni i wzrasta w miarę jej zwiększania się. Z tego względu zależy ono od wielkości ziarn gleby parującej. I tak jeśli:

wielkość ziarna wynosiła:	to parowanie wynosiło:
0.00 - 0.071 mm	100
0.071 - 0.114 "	100.6
0.114 - 0.171 "	96.6
0.171 - 0.25 "	95.7
0.25 - 0.5 "	86.1
0.5 - 0.1	29.9

Wpływ charakteru powierzchni na parowanie widzimy z zestawienia następującego.

Charakter powierzchni	Parowanie	Obserwator
gładka	100	
zmarszczona	128	
wypukła	114	ESER
wyrównana pow. gleby	106	
trawa	139	
koniczyna	254	
owies	306	
pszenica	293	VOGEL
żyto	291	
jęczmień	286	

Bardzo znaczny wzrost wody odparowanej pod pokrywą roślinną spowodowany jest przez transpirację. W pełni rozwoju roślin ilości wody w ten sposób przetranspirowane można obliczyć w przybliżeniu opierając się na danych, według których na jednostkę przyrostu suchej substancji roślinnej zużywa się około 300 - 500 jednostek wody - „współczynnik transpiracji” - z tym, że współczynniki te wzrastają na glebach mniej urodzajnych i maleją na glebach żyznych. Transpiracja



większą jest u mieszanek roślinnych zielonych i drzewiastych od transpiracji monokultur. Rosnąc w zbiorowiskach jednorodnych każda roślina jest wystawiona na większą konkurencję w pobieraniu wody przez rozwijający się w tym samym piętrze system korzeniowy niż w wypadku formacji roślinnych mieszanych, rozmieszczających swoje korzenie w różnych warstwach glebowych, a więc nie wytwarzających sobie konkurencji i więcej glebę osuszających. Walka z chwastami, pomijając inne okoliczności, dyktowana jest względami oszczędnego zużycia wilgoci glebowej i niedopuszczenia do pobierania jej przez chwasty. O ile żywa przykrywa roślinna jest czynnikiem osuszającym glebę na pewnej głębokości, o tyle każda martwa przykrywa powoduje zawsze zwiększenie uwilgotnienia warstw gleby, będąc dla nich ochronnym izolatorem utrudniającym parowanie. Parowanie zależne jest także od podsiąkania, umożliwiającego zastępowanie wyparowanych ilości wody przez dopływ ilości nowych. Zależne jest więc pośrednio od struktury, a więc od ilości przestrzeni wolnych w glebie, w ten sposób, że parowanie zmniejsza się w miarę wzrostu tych przestrzeni lub, co na jedno wychodzi, wilgotność gleby w tym ostatnim wypadku zwiększa się.

Znaleziono np., że przy procentowej zawartości przestrzeni wolnych:

	30 %	40 %	45 %	50 %	55 %	60 %
parowanie było w piasku wapiennym	100	99.8	91.4	90.3	83.8	70.7
w glebie ornej, drobno odsianej	100	83.2	77.5	71.6	67.0	64.2

a więc zmniejszało się w miarę wzrastającej ilości przestrzeni wolnych.



Dni	od 20-29/VI	od 30/VI-9/VII	od 10-19/VII	
Średnia t° powietrza	13.8° C	16.1° C	22.5° C	
Gleba	Ilości wody wyparowanej			w cią- gu mie- siąca razem
Czarna ziemia gładka po- wierzchnia „wzruszona”	0.85 0.88	1.00 1.05	1.76 1.92	3.61 3.85
Gлина gładka pow. „wzruszona”	0.74 0.80	0.91 1.00	1.75 1.81	3.40 3.61
Mieszanka głina z piaskiem gładka pow. „wzruszona”	0.74 0.76	0.87 0.90	1.73 1.78	3.34 3.44
Woda	0.86	1.10	2.20	4.16

Z powyższych liczb widać, że największe parowanie posiadają gleby o większej zawartości próchnicy i powierzchni wzruszonej.

Wpływ ekspozycji terenu na parowanie jest tym większy, im ogrzewanie spowodowane przez różną ekspozycję jest większe, a więc zmienia się tak, jak zmienia się średnia roczna temperatura. Najwięcej ogrzewają się stoki południowo-zachodnie, słabiej stosunkowo stoki południowe, mniej jeszcze stoki zachodnie i południowo-wschodnie, najslabiej - stoki północne.

W związku z kwestią parowania wody, przychodu jej w postaci opadów atmosferycznych oraz transpiracji za pośrednictwem roślin stoi kwestia wpływu lasu na wilgotność gleby. Las, zmieniając klimat danej miejscowości w kierunku obniżenia przeciętnej rocznej temperatury oraz wzmożenia ilości opadów nad przestrzenią zalesioną, powoduje zmianę stosunków wodnych gleby, na której rośnie. Pomiaru wykonywane niejednokrotnie w większych kompleksach lasów zawsze wykazują w nich tempe-



raturę niższą w porównaniu do przestrzeni niezalesionych, tak np. MATTHIEU dla okolic Nancy stwierdził, że średnie roczne temperatury powietrza na wysokości 1.5 m nad powierzchnią gleby są o  $0.56^{\circ}$  C wyższe dla przestrzeni niezalesionych. Podobnie dla warunków okolic Interlaken różnice te wypadły przeciętnie około  $0.8^{\circ}$  C. Dla innych okolic znajdowano nieraz te różnice większe, niekiedy w zależności od charakteru lasu (las budowy, sosnowy itd.). Wpływ lasu na temperaturę w danej miejscowości nie ogranicza się tylko do obniżenia średniej rocznej temperatury, jak na to wskazują wyżej cytowane przykłady, lecz powoduje także zmianę wahań temperatur dziennych w lesie w kierunku ich obniżania, a jednocześnie zmniejsza amplitudy temperatur dobowych i rocznych. Wskutek zmiany temperatury powietrza wielkie kompleksy leśne obniżają także temperaturę gleby dzienną, miesięczną i roczną. Możemy to zauważyć przytaczając następujące liczby:

Temperatury gleby w miesiącu:

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	prze- ciętna roczna
Głębokość 60 cm												
Pole												
1,7	1,4	1,9	4,5	9,1	13,0	15,0	14,9	13,1	9,3	5,5	3,0	7,7
Las												
2,1	1,7	2,0	3,7	7,1	10,2	12,0	12,4	11,5	8,6	5,6	3,4	6,7
Głębokość 120 cm												
Pole												
3,3	2,7	2,7	4,7	7,3	12,7	12,8	13,8	12,8	10,3	7,2	4,8	7,7
Las												
3,5	2,8	2,7	3,6	5,8	8,4	10,1	11,8	10,8	9,2	6,9	4,9	6,6



Z tablicy tej widzimy, że nie tylko średnia roczna na głębokości 60 lub 120 cm jest przeciętnie o 1° C niższa pod lasem niż na polu otwartym, ale także, że las nie dopuszcza na tych głębokościach do takiego wahań temperatury, jakie zachodzi na polu otwartym. Poza tym widzimy, że temperatura niższa w lesie panuje w miesiącach od kwietnia do października i to na obu głębokościach (60 - 120 cm), podczas gdy w miesiącach pozostałych - zimowych, las utrzymuje zawsze temperaturę wyższą. Na skutek tego średnia roczna, wypadająca niżej w lesie niż na przestrzeni odkrytej, powinna spowodować większe uwilgotnienie gleby leśnej. Co się tyczy przychodu opadów w lasach i na przestrzeniach otwartych, obok leżących, istnieją dane wskazujące na to, że lasy podobnie jak masywy górskie wzmagają ilość opadów. FAUTRAT podaje, że nad lasem wypadło deszczy:

w roku 1874	o 35	mm
" " 1875	o 8.75	"
" " 1876	o 27.5	"
" " 1877	o 26.2	"

więcej niż na przestrzeni obok leżącej bezleśnej. A więc ze względu na zwiększoną sumaryczną ilość opadów nad lasem przypuszczać należy, że działa on uwilgotniająco na gleby, na których rośnie. Trzeba jednak zauważyć, że od ogólnej ilości opadów otrzymywanych nad przestrzenią zalesioną odliczyć wypadnie tę ilość, która dzięki ochronnemu działaniu koron drzew leśnych, zwłaszcza przez cały rok zielonych drzew iglastych, nie może przeniknąć do wierzchnich nawet warstw gleby, a zostaje zatrzymana przez liście i szybko następnie z ich powierzchni wyparowana. Ilości te są tym większe, im ilość opadów jednorazowych jest większa, a w sumie wycenić można spowodowane przez to straty na 20 - 40 % całej ilości opadów.

Można dojść do wniosku, że gleby leśne ostatecznie otrzymują opadów nie więcej, a być może nawet mniej niż przestrzenie bezleśne. Z jednej więc strony obniżona temperatura roczna sprzyja uwilgotnieniu gleby leśnej, z drugiej zaś, co do



ilości opadów dochodzących do gleby, działanie lasu może być wręcz przeciwne. Wchodzi w grę w całym zjawisku uwilgotnienia lasu jeszcze i inne czynniki. Warstwy górne gleby leśnej nie są wystawione na tak silną insolację jak gleby otwarte, mniej też zaznacza się działalność wiatrów w lasach jako czynnika osuszającego, a wreszcie powolniejsze topnienie śniegu pod ochroną koron drzew, umożliwiające lepsze nasiąkanie gleby, oraz ochronne działanie ściółki powoduje w rezultacie znacznie mniejsze straty wilgoci w lasach przez parowanie, niż to ma miejsce na przestrzeniach wolnych. Zmniejszenie parowania w lasach wycenić można na 30 - 50 %. W ostateczności więc warstwy górne gleby leśnej muszą być zawsze wilgotniejsze.

Inaczej się rzecz przedstawia z warstwami głębszymi, w których rozmieszcza się system korzeniowy drzewostanów. Przez transpirację roślin z warstw tych, mieszczących główne piętro korzeni drzew, zostaje wypompowana nader znaczna ilość wody. Przyjmując, że na wyprodukowanie jednostki masy roślinnej trzeba od 300 do 500 jednostek wody, wypadnie, że las bukowy dający rocznie  $70.5 \text{ m}^3$  przyrostu na 1 ha rocznie paruje w tym czasie 218769q wody pobieranej z warstw głębszych i powoduje wskutek tego osuszenie tych warstw. Powyższe rozumowanie potwierdzają doświadczenia wykazujące, że istotnie wilgotność warstw głębszych w lasach jest mniejsza, a wilgotność warstw wierzchnich większa, niż na przestrzeniach otwartych. Znalezione np. następujące dane:

Głębokość w cm	Procent wody w glebie	
	pod lasem	na polu
10 cm	15.5	15.2
25 "	15.6	15.5
100 "	12.9	14.8
150 "	12.9	14.6

Wycięcie pewnej przestrzeni w lesie powodować może i powoduje często zmniejszenie wilgotności gleby na tej przestrze-



ni. RAMANN opisuje np., że posadzone na takich zrębach nowe kultury rosną najlepiej na stronach zacienionych, <sup>najgorzej</sup> zaś na stronach naświetlonych. Okazało się również, że i rozwój drobnoustrojów glebowych zachodził bujniej na partiach zacienionych. Na jednej z takich parcel znalazł RAMANN następujące liczby:

	Strona naświetlona	Strona zacieniona
Na tej samej jednostce gleby	brak bakteryj 2769000 grzybków	372000 bakteryj 3769000 grzybków

Różnice te dały się wytłumaczyć przez badanie stanu wilgotności gleby, który był następujący.

Procent wody za czas od 10/V - 23/VIII na głębokościach

	na powierzchni	15 cm	25 cm	50 cm	75 cm	100 cm
Strona naświetlona	7.52	7.05	4.45	3.41	2.89	2.93
Strona zacieniona	11.73	8.37	7.05	5.53	2.28	4.76

Wpływ, jaki wywiera charakter lasu na wilgotność gleby, wykazują także następujące dane RAMMANA, który badał wilgotność gleby pod lasem sosnowym oraz pod tymże lasem z podszyciem bukowym w różnych miesiącach i różnych głębokościach:



Głębokość	las sosnowy z podszyciem bukowym	las sosnowy bez podszycia
Przeciętna za czas od maja do lipca		
na powierzchni	13.37	8.48
25 - 30 cm	6.91	4.93
50 - 55 "	4.49	4.23
75 - 80	4.49	5.02
Przeciętna za czas od sierpnia do października		
na powierzchni	8.13	6.85
25 - 30 cm	3.33	3.82
50 - 55 "	2.69	3.69
75 - 80 "	2.30	3.63

Widzimy: 1. że wierzchnie warstwy lasu z podszyciem są wilgotniejsze od takichże warstw lasu niepodszyciego, a więc mniej ocienionego, 2. warstwy głębsze do 55 cm tylko mniej więcej do lipca są wilgotniejsze w lesie z podszyciem, począwszy od tego miesiąca warstwy te są suchsze, 3. warstwy jeszcze głębsze w lesie z podszyciem bukowym są zawsze więcej osuszone przez wzmożoną transpirację.

Przyjmowanie przez glebę wody bądź jej utrata związana jest ze zmianami objętości gleby. HABERLANDT podaje liczby wskazujące, o ile powiększa się objętość gleby wskutek przyjmowania wilgoci. Objętość gleby suchej przyjęta jest tu jako 1.

	Objętość w stanie suchym	Objętość w stanie wilgotnym
Gleba piaszczysta	1	1
" lessowa	1	1,13
" przewiewna	1	1,24
" wapienna gliniasta	1	1,29
" próchniczna	1	1,34
" torfowa	1	1,38



Substancjami, które najczęściej wpływają na powiększenie objętości przy namakaniu, są pęczniejące związki próchniczne oraz cząsteczki gliniaste, wskutek tego gleby o większej zawartości tych składników, jak to widać z powyższego zestawienia, ulegają największym zmianom objętości. Zmiany te przy wysychaniu gleby, któremu towarzyszy kurczenie się gleby, powodują powstanie szczelin i skorup odstających od dolnych warstw gleby. Pod tym względem odznaczają się zwłaszcza gleby gliniaste, na których podczas zsychnienia wytwarza się cała sieć spękań poligonalnych, dość głębokich, często o strukturze zbliżonej do heksagonalnej. Nieraz wytwarzanie się szczelin zachodzi w większej jeszcze mierze niż na powierzchni w tych warstwach gleby, które tracą więcej od niej wilgoci, np. w warstwach, w których rozwija się system korzeniowy roślin. Osłaniają one powierzchnię i chronią ją przed uzbytym wysychaniem, powodując natomiast silne spękanie warstw mieszających korzenie.

Jako rezultat rozpatrzenia zjawisk zachodzących w glebie na skutek wnikania i krążenia w niej wody widzimy, że w stopniu bardzo znacznym zjawiska te zależne są od ilości przestrzeni wolnych w glebie.



## Rozdział IV

### ATMOSFERA GLEBY I JEJ WŁASNOŚCI CIEPLNE

#### 1. Atmosfera gleby

Mniejsze lub większe wypełnienie przestrzeni wolnych w glebie przez wodę łączy się z mniejszą lub większą aeracją gleby. Powietrze glebowe jest czynnikiem vegetacji tej samej ważności co i woda w rozwoju roślin, a w ogólności wszelkiego życia w glebie, zależne jest od pewnego ustosunkowania się ilości wody glebowej i ilości powietrza. Ponieważ stosunki powietrzne gleby są w najściślejszej łączności ze stosunkami wodnymi gleby, przeto po rozpatrzeniu stosunków wodnych przechodzimy do rozpatrzenia kwestii atmosfery glebowej.

Kwestia wody glebowej tym więcej wiąże się z zagadnieniem atmosfery gleby, że obie te fizykalne własności gleb są elementami ogólniejszego zespołu cech glebowych tzw. „klimatu glebowego”. Poza tym zagadnienie atmosfery glebowej także i z tego powodu najściślej kojarzy się z zagadnieniem wody glebowej, ponieważ przy pewnym układzie strukturalnym gleby obydwie te cechy nawzajem się uzupełniają ilościowo. W miarę zwiększania się zapasów wilgoci w pewnej glebie, w tym samym stosunku musi się zmniejszać objętość sumaryczna przestrzeni zajętych przez atmosferę glebową - i odwrotnie.

Z rozważania stanów wilgoci glebowej widzieliśmy, że woda grawitacyjna zwykle znajduje się w glebie w stanie najmniej trwałym (u gleb o dobrym naturalnym drenażu). Stąd ilość przestrzeni przez tę wodę zajmowanych przede wszystkim decydować może o „pojemności powietrznej” gleby.

Można by pod tym terminem rozumieć pojemność przestrzeni wolnych o rozmiarach powyżej włoskowatych takich, że woda może w nich istnieć przy  $pF$  poniżej 2.7 (= 0.5 atm.). Stąd



KOPECKY definiuje „pojemność powietrzną gleby” jako taki stan nasycenia powietrzem gleby, przy którym wszystkie przestrzenie kapilarne zajęte są przez wodę (ilość wody włoskowa- to zatrzymywanej przez glebę po uprzednim nasyceniu jej przez wodę drogą np. podsiąkania).

Skład atmosfery glebowej ulega znacznym zmianom, z tym że w różnych nieraz bliskich od siebie punktach profilu glebo-wego skład ten może być różny. LEWI podaje następujące waha- nia składu atmosfery glebowej:

O <sub>2</sub>	- od 10.36	- 20.03 %
N <sub>2</sub>	- " 78.8	- 80.24 %
CO <sub>2</sub>	- " 0.74	- 9.74 %

W warstwach wierzchnich przewietrzonych zawartość CO<sub>2</sub> wynosi często około 0.3 %, a więc 10-krotną zawartość bezwodnika węglowego w atmosferze nadglebowej.

Różnice zachodzące w składzie atmosfery glebowej i nadgle- bowej uwidacznia powyższe zestawienie LEWI'ego z następują- cymi danymi co do składu atmosfery nadglebowej: Procentowy skład powietrza atmosferycznego według objętości:

O <sub>2</sub>	- 20.93 %
N <sub>2</sub>	- 79.04 %
CO <sub>2</sub>	- 0.03 %

Zresztą i skład atmosfery nad glebą ulega wahaniom i zależy np. od roślinności. Zwykle nad większymi obszarami pokrytymi przez rośliny jest mniej CO<sub>2</sub>. Także sąsiedztwo większych zbiorników wody zmienia skład powietrza atmosferycznego.

Atmosfera glebowa prócz różnic w składzie chemicznym z atmosferą nadglebową wykazuje ponadto szereg charaktery- stycznych i odrębnych od niej cech, a mianowicie:

1. Atmosfera glebowa jest zwykle w stanie znacznie więk- szego (często zupełnego) nasycenia parą wodną niż atmosfera nadglebowa.



2. Zmienność składu chemicznego w układzie pionowym:
  - a. zawartość  $\text{CO}_2$ , jako reguła, zwiększa się w dolnych poziomach profilu glebowego
  - b. zawartość tlenu natomiast maleje w głębi profilu i jest maksymalną w wierzchnich partiach poziomu  $A_1$ .
3. W atmosferze glebowej prócz  $\text{N}_2$ ,  $\text{O}_2$  i  $\text{CO}_2$ , występować mogą pewne ilości  $\text{NH}_3$  w warstwach górnych oraz pewne ilości w dalszych podmokłych poziomach. Poza tym w atmosferze glebowej mogą występować inne jeszcze produkty mikrobiologicznej przemiany mas roślinnych i zwierzęcych (metan, wodór i inne).
4. Wspomnieć też należy, iż zmiany atmosfery glebowej są zasadniczo odrębne od analogicznych zmian w atmosferze nadglebowej (mniejsza amplituda wahań  $t^\circ$ , brak usłonecznienia, brak ruchów powietrza etc.).
5. Bardzo istotną i wybitną odrębnością atmosfery glebowej w porównaniu z atmosferą nadglebową jest możliwość dużych zmian składu i własności atmosfery glebowej na bardzo nieraz nieznacznych odległościach. Często np. w obrębie przestrzeni międzygruzełkowych powstawać mogą warunki aerobowe, a w przestrzeniach węższych tych samych gruzełków zachodzić mogą procesy anaerobowe.

Przewiewność gleby jest to zdolność odnawiania składu powietrza glebowego i zależną jest od składu mechanicznego, struktury gleby i zawartości wody w glebie. Woda w znaczniejszych ilościach z jednej strony wpływa jako czynnik zmniejszający ilość bezwodnika kwasu węglowego na skutek jego rozpuszczalności, z drugiej strony jednak przez zamknięcie dopływu powietrza atmosferycznego do wewnątrz gleby utrudnia wymianę gazów i zwiększa przez to zawartość  $\text{CO}_2$  w glebie. Umiarkowane deszcze wskutek tego powodują zmniejszenie się ilości bezwodnika kwasu węglowego w glebie, ponieważ woda wnikając powoli w glebę wypiera powietrze glebowe bogatsze w  $\text{CO}_2$ , a oprócz tego pewne ilości tego gazu rozpuszcza w sobie. Natomiast gwałtowne deszcze wytwarzając zaszlamowanie powierzchni przerywają dyfuzję bezwodnika kwasu węglowego



z gleby i wzmagają w niej jego ilość. Często też bezwodnik kwasu węglowego wypełniać może całość przestworów gazowych gleby. Im struktura powoduje większą ilość przestrzeni wolnych o dużych rozmiarach, tym wymiana gazów jest więcej ułatwiona. AMMON znalazł następujące liczby:

Przy objętości pewnej ilości gleby powodującej strukturę luźną było przestrzeni wolnych	Przechodziło w jednokowym czasie litrów powietrza
982 cm <sup>3</sup>	356
770 "	72
740 "	2.1

Wymiana gazów zależna jest nie od wymiarów ziarn glebowych (składu mechanicznego), a decyduje o niej przede wszystkim struktura glebowa. Struktura gruzełkowata zwiększająca ilość wolnych przestrzeni tym będzie pod tym względem korzystniejsza, im te przestrzenie będą obszerniejsze. Stąd gruboziarniste piaski o dużych ilościach obszernych przestrzeni międzyziarnowych są na ogół najwięcej przewiewne, podczas kiedy zlewne gleby gliniaste o wąskich przestrzeniach wolnych cierpią zwykle z powodów zbyt niskiej przepuszczalności.

Podobnie jak przy przepuszczalności dla wody, tak i w wypadku powietrza przepuszczalność uwarunkowana jest obecnością warstewki najmniej przepuszczalnej. Gleba piaszczysta o ziarnach do 0.25 mm średnicy w ciągu godziny przepuszczała 74 l powietrza.

Ta sama gleba z wkładką 1 cm gliny przepuszczała 14.2 l powietrza. Ta sama gleba z wkładką 5 cm gliny przepuszczała 2.9 l powietrza.

Przewiewność gleby uwarunkowana jest także prądami powietrznymi powstającymi na skutek różnic temperatur. Warstwy górne gleby są zwykle znacznie więcej nagrzane od warstw niżej leżących, co powoduje krążenie powietrza w kierunku ku powierzchni. Jeśli gleba wystawiona jest na działanie wiatrów uderzających o nią, zwłaszcza pod dużym kątem, to wtedy w zależności od struktury gleby powietrze dochodzić



może do warstw dosyć głębokich, co zawsze obniży ilość  $\text{CO}_2$  w glebie, niekiedy o 40 % pierwotnej zawartości.

Jeśli temperatura pewnej miejscowości jest przez pewien czas mniej więcej jednostajną, a zmieniają się opady, to wtedy one decydują o takim lub innym składzie atmosfery glebowej. Zjawisko to bardzo wyraźnie występuje w krajach tropikalnych, gdzie zmieniają się sukcesywnie okresy posuchy i okresy z obfitymi opadami.

Według obserwacji LEWISA i GUNNINGHAMA w Indiach (Kalkuta) zawartość wolnego  $\text{CO}_2$  w glebie ma przebieg równoległy do ilości opadów.

Zawartość bezwodnika węglowego  $\text{CO}_2$  w profilu glebowym zwiększa się z głębokością oraz jest największą w miesiącach letnich. O jednej i drugiej zależności wnioskujemy z następujących danych FODORA:

Zawartość  $\text{CO}_2$

Miesiąc	Na głębokości		
	1 m	2 m	4 m
1	6.5	12.6	25.0
2	6.8	12.12	24.8
3	7.0	12.8	24.7
4	9.9	14.9	27.2
5	11.5	16.1	27.2
6	14.5	21.5	29.2
7	15.8	22.8	35.9
8	12.8	20.7	32.6
9	10.9	19.3	31.4
10	9.8	15.0	29.4
11	8.4	13.8	26.5
12	8.1	12.6	25.8

Maksimum zawartości  $\text{CO}_2$  na wszystkich głębokościach przypada na miesiące letnie, zwłaszcza lipiec; minimum na wszyst-



kich głębokościach - na styczeń. Wskazuje to na zależność ilości bezwodnika kwasu węglowego od temperatury, a co za tym idzie od przebiegu procesów biologicznych. W miarę wzrastającej temperatury wzrasta zawartość CO<sub>2</sub> w glebie, tak że krzywe temperatury przebiegają mniej więcej równolegle do krzywych zawartości tego gazu.

Wpływ temperatury powietrza na ilość CO<sub>2</sub> w glebowym powietrzu widzimy w danych RISLERA:

na głębokości	25 cm	było CO <sub>2</sub>	- 0.37 %
"	"	100 " "	CO <sub>2</sub> - 0.57 %

Przy wyższej temperaturze:

na głębokości	25 cm	było CO <sub>2</sub>	- 0.65 %
"	"	100 " "	CO <sub>2</sub> - 1.74 %

Chodzi tutaj o rozkład substancji organicznych przez drobnoustroje, które są źródłem znacznej ilości CO<sub>2</sub>. STOKLASA ocenia ilość bezwodnika węglowego, wydzielonego na 1 ha przez niższe organizmy, na 75 kg dziennie. Liczby te zależne są od zawartości substancji próchnicznej w glebie, od jej wilgotności i stanu strukturalnego - i dosięgają wartości najwyższych przy umiarkowanym uwilgotnieniu gleby, najczęściej sprzyjającym rozkładowi próchnicy. Zawartość maksymalna CO<sub>2</sub> w miesiącach letnich spowodowana jest - prócz tej przyczyny - także najbujniejszym rozwojem w tym miesiącu roślin wyższych, związanym z wydzielaniem ilości CO<sub>2</sub> przez korzenie. Według KOSSOWICZA korzenie gorczyicy w ciągu okresu wegetacyjnego na 1 ha wydzielają 2250 kg CO<sub>2</sub>. Według STOKLASY korzenie pszenicy w ciągu 100 dni okresu wegetacyjnego wydzielają na tej samej przestrzeni 6000 kg CO<sub>2</sub>.

Czynnikami warunkującymi stałą wymianę gazów pomiędzy glebą a atmosferą według DOJARENKI są:

1. dyfuzja,
2. zmiany w ciśnieniu atmosferycznym oraz wydmuchiwanie powietrza glebowego przez wiatr,



3. woda przesiąkająca,
4. „oddychanie gleby”.

Badając z osobna każdy z wymienionych czynników DOJARENKO wyprowadził następujące wnioski:

1. Zjawisko dyfuzji zachodzi w stopniu tak nieznacznym, że czynnik ten praktycznie nie odgrywa roli.
2. Zmiany w ciśnieniu atmosferycznym mają nieco większy wpływ na proces wymiany gazów niż zjawisko dyfuzji, lecz w ostatecznym wyniku również bardzo mały; tylko w wypadku silnych wiatrów, a więc sporadycznie, wpływ tego czynnika może mieć pewne znaczenie dla aeracji gleby.
3. Opady atmosferyczne również stanowią czynnik wpływający na ogół słabo, tylko w wypadku silnej ulewy (a więc również sporadycznie) rola tego czynnika może być poważniejsza.

W poszukiwaniu czynnika zabezpieczającego stałą wymianę gazów zwrócił specjalną uwagę na wahania temperatury gleby. Przy oziębieniu gleby następuje kurczenie się powietrza glebowego, umożliwiające wstępowanie do gleby powietrza atmosferycznego, przy nagraniu się zaś gleby powietrze glebowe zubożałe w tlen wydziela się z gleby, aby przy ponownym jej oziębieniu się mogło być zastąpione przez nowe porcje świeżego powietrza. Proces ten nazywa DOJARENKO „oddychaniem gleby”.

Ilościowa strona tego zjawiska zależy od amplitudy wahań temperatury dobowej i od współczynnika rozszerzalności gazów. Przy średniej amplitudzie wahań temperatury dobowej, wynoszącej  $10^{\circ}$ , wymiana gazów pomiędzy glebą a atmosferą nadglebową wynosi 12 %, a więc w tych warunkach całkowita zamiana powietrza glebowego przez świeże powietrze dopływające z atmosfery nastąpi po 8 dniach. Badania dokonane za pomocą specjalnych przyrządów (konstrukcji tak samego DOJARENKI, jak i TRAFIMOWA) wykazują, że główna rola w procesie wymiany gazów zależy od przestrzeni większych od kapilarnych.



W przestworach kapilarnych wymiana gazów odbywa się w wypadkach uwilgotnienia lub wysychania gleby. Proces „oddychania gleby” w warunkach naturalnych gleby przebiega w granicach węższych niżby to wypadło z obliczeń teoretycznych (na podstawie amplitudy wahań temperatury), a to z powodu utrudnienia tego procesu np. przez niekorzystną w pewnych partiach gleby jej strukturę (stosunek przestworów kapilarnych do niekapilarnych). Przy wysokim poziomie techniki rolnej można doprowadzić kulturę gleby do stopnia tak wysokiej strukturalności, że da się osiągnąć intensywność wymiany gazów, która prawie całkowicie będzie się pokrywała z teoretycznie obliczoną.

Intensywność oddychania gleby zależy od stopnia przepuszczalności gleby względem powietrza. Decydującym momentem w zjawisku oddychania gleby może być większa ilość przestworów niekapilarnych. Obecność ich ponad 10 % zabezpiecza już prawie absolutną przepuszczalność gleby względem powietrza. Jeżeli ilość niekapilarnych przestworów wynosi 10 %, to w tych warunkach, nawet przy uwilgotnieniu gleby odpowiadającym absolutnej wodnej pojemności, przepuszczalność gleby względem powietrza nie ulega obniżeniu. W wypadku małej zawartości przestworów większych niekapilarnych przepuszczalność gleby jest w ogóle niska i spada do zera, przy najmniejszym jej uwilgotnieniu.

Wspomnieć tu też trzeba, że różne rośliny wykazują różną tolerancję w odniesieniu do pogorszenia się aeracji bądź do zwiększenia się w atmosferze glebowej ilości bezwodnika kwasu węglowego. W związku z tym przytoczyć można niektóre dane dotyczące wymagań poszczególnych roślin co do „pojemności powietrza” roślin:

owies, pszenica	10 - 15 %	KOPECKY
jęczmień, buraki cukr.	15 - 20 %	"
bawełna	30 %	JODEN
proso, pszenica/jara/	30 - 40 %	KWASNIKOW

Zauważyć należy, że owa „pojemność powietrzna” więcej zależy od struktury glebowej niż od jej składu mechanicznego. Prze-



strzenie większe od kapilarnych wytworzone przez dobrą strukturę warunkują „pojemność powietrzną”. W nawiązaniu do rozpatrywanych przez nas stanów wody w glebie powiedzieć można, że wszelkie przestrzenie wolne, w których woda utrzymywana jest z energią nie więcej niż 2.7 pF, stanowiąc będą o „pojemności powietrznej”. Są to te same przestrzenie, w których woda utrzymywana jest w stanie tak zwanej wody „grawitacyjnej”.

Składnikiem atmosfery glebowej, ulegającym mniejszym wahanom niż zawartość tlenu lub  $\text{CO}_2$ , jest azot, którego drobne tylko ilości mogą ulegać wiązaniu biologicznemu bądź sorbcji i ubytki te są zwykle kompensowane przez procesy wydzielania azotu elementarnego z rozkładu materii azotowej. Inne gazy glebowe ( $\text{CO}_2$  i  $\text{NH}_3$ ) są w stopniu dosyć znacznym sorbowane przez składniki gleby. Amoniak jest silnie sorbowany przez wodorotlenki żelaza i związki humusowe.

RAMANN przypuszcza, że sorbcja węglanu amonowego z powietrza przez kwaśne substancje humusowe gleby może być pewnym źródłem azotu gleby. Im gleba jest więcej wilgotna, tym sorbcja amoniaku przez składniki glebowe zmniejsza się wskutek rozpuszczenia pewnej ilości amoniaku w wodzie. Poza tym samo zwilżanie gleby powoduje uwolnienie części gazów zasorbowanych.

Bezwodnik kwasu węglowego również jest silnie sorbowany przez związki próchniczne i wodorotlenki żelaza. Wodorotlenek żelaza, wystawiony na działanie powietrza, sorbuje z niego takie ilości  $\text{CO}_2$ , że wyklócający następnie z węglanem wapniowym, powoduje przeprowadzenie go w stan rozpuszczalny jako dwuwęglan wapnia  $\text{CaH}_2(\text{CO}_3)_2$ . Tlen jest słabo sorbowany przez składniki glebowe.



O ilości i składzie sorbowanego przez glebę części powietrza poucza następujące zestawienie DÜBRICHA:

	100 g gleby sorbowało $\text{cm}^3$ gazu z powietrza	100 części tego zasorbowanego powietrza miało następujący skład:		
		$\text{CO}_2$	$\text{O}_2$	$\text{N}_2$
Gleba piaszczy- sto-torfowa	19.8	17.49	16.34	66.17
Gleba piaszczy- sta	30.3	18.15	11.44	70.41
Ziemia ogrodowa	49.8	39.47	11.90	48.68
Gleba wapienna	37.9	45.33	7.67	47.00
Gleba gliniasta	27.1	2.33	17.14	80.53

Ilość przestrzeni zajmowanych przez powietrze w glebie w jej układzie naturalnym oznaczać można za pomocą opisanych uprzednio metod, służących do określenia ilości przestrzeni wolnych w ogóle, a więc na podstawie znajomości wagi pewnej objętości gleby w strukturze naturalnej, ciężaru gatunkowego, części stałych oraz ilości wody w glebie.

Na poparcie poglądu o wzajemnej współzależności stosunków powietrznych gleby od zawartości w niej wody przytoczyć można rozpatrzenie następującego przykładu przedstawiającego, jak nadmiar wilgoci może być szkodliwy dla rozwoju roślin przez utrudnienie aeracji gleby.

Sosny rosnące w okolicach suchych mają zwykle korzeń palowy dobrze rozwinięty, podczas kiedy wyrastając w miejscach zabagnionych zatracają go prawie doszczętnie, li tylko na skutek braku tlenu, a nie z powodu innych okoliczności. Przekonuje nas o tym fakt, że sosna zatracać może swój korzeń palowy także w miejscach suchszych, kiedy rozrost korzeni odbywa się pod izolacyjną warstwą ściółki nierozłożonej tzw. butwiny. Warstwa ta nie dopuszcza powietrza w głąb gleby.



Za gęsty siew, który powoduje zaostrzoną walkę o byt systemów korzeniowych, krzewiących się w tej samej głębokości, jest dobrym przykładem ważności tlenu dla wzrostu roślin. Dostateczne nawożenie przy takim siewie nie podniesie plonu, ponieważ zależne jest w danym wypadku od stosunków powietrznych gleby, niekorzystnych na skutek nadmiernej konkurencji roślin o jednakowych wymaganiach co do korzystania z powietrza. Niekorzystny rozwój roślin za głęboko sadzonych uwarunkowany jest również niedostatecznym dopływem powietrza do głębszych warstw gleby. Każda część rośliny przystosowuje swoje organa oddechowe do pewnych warunków oddychania i za głębokie zasadzenie rośliny powoduje nie wystarczającą akomodację tych organów oddechowych do nowych warunków oddychania, które to organa wskutek tego zmieniają się chorobliwie powodując słabszy rozwój roślin.

Kiełkujące ziarna, zaraz po napęcznieniu, pobierają pewne ilości tlenu do oddychania. Za głęboki siew, powodujący utrudnienie wymiany gazów z atmosfery, wywołuje nienormalne ich wschody. Są to wszystko przykłady znaczenia pewnego stopnia przewodności gleby dla rozwoju roślin.

O ile zła aeracja wywoływać może szereg ujemnych skutków dla rozwijającej się roślinności, o tyle dobra aeracja gleby sprzyja lepszemu wykorzystywaniu przez rośliny składników mineralnych, a także sprzyja lepszemu zużycowaniu zapasów wilgoci glebowej (HOAGLAND 1941).

Zależność rozwoju roślinności od klimatu wynika z wpływu na przebieg wegetacji ogółu cech dwóch klimatów: klimatu nadglebowego oraz klimatu glebowego. Pod pojęciem klimatu glebowego rozumiemy ogół cech wodnych, powietrznych i termicznych danej gleby w warunkach jej naturalnego zalegania.

## 2. Własności cieplne gleb

Jak widzieliśmy uprzednio, cechy atmosfery glebowej wyraźnie są różne w porównaniu z cechami atmosfery nadglebowej. Również i warunki termiczne panujące w atmosferze glebowej



różne są od przebiegu temperatury i obrotu ciepła atmosfery nadglebowej. A więc klimat glebowy różny jest w odniesieniu do klimatu nadglebowego.

W rezultacie przeto oddziaływanie klimatu na rozwój roślinności sprowadza się do działania dwóch nie zawsze ulegających równoległym przemianom klimatów - nadglebowego oraz glebowego.

Rozpatrzmy obecnie, jak kształtują się cechy termiczne w glebach, które rozpatrujemy jako swoiste przyrodniczo-geograficzne utwory, a także jako masy utwory te kształtujące. Zarówno procesy życiowe drobnoustrojów, jak i roślin wyższych regulowane są przebiegiem temperatur. Każda z roślin ma swoje wymagania co do pewnej temperatury gleby, oraz każda roślina ma optymalną temperaturę swego rodzaju, poniżej i powyżej której rozwój odbywa się gorzej.

MITSCHERLICH podaje następujące wyniki wpływu temperatury gleby na plonowanie np. tymotki:

Przy stałe utrzymywanej temperaturze gleby	plon wynosił w g
5.4	0.15
10.9	3.04
18.12	6.32
21.7	9.07
25.6	9.34
32.1	6.27

Widzimy z powyższego, że plon wzrastał w miarę podnoszenia się temperatury, optimum zachodziło przy około 25.6° C. Ciepłota wyższa gleby była już superotymalna dla danej rośliny.

Nie tylko plon rośliny, ale i przebieg poszczególnych jej funkcji fizjologicznych zależy od temperatury gleby. Poszczególne rośliny wykazują w tym względzie znaczne wahania. Przekroczenie jednak pewnych granic ciepłoty gleby zawsze powoduje skutki ujemne. Jeżeli gleba jest przez pewien czas tak



zimna, że rozwijające się w niej korzenie nie mogą spełnić fizjologicznej funkcji pobierania wody w tej ilości, jaką transpirują części nadziemne, znajdujące się w temperaturze wyższej - to roślina marnieje. Przypadek taki zdaje się zachodzić w okresie niebezpiecznych dla roślin wiosennych przymrozków na glebach torfowych, które z powodu znacznej zawartości wody dość wolno ogrzewającej się długo wykazują temperaturę znacznie niższą w porównaniu do znacznie wyższej temperatury nadglebowej.

Gleby o wysokim cieple ogrzewają się powoli, natomiast dłużej utrzymują swą ciepłotę. Według ULRICHA ciepło właściwe niektórych składników masy glebowej jest następujące:

Apatyt	-	0.1833
Augit	-	0.1931
Ortoklaz	-	0.1941
Amfibol	-	0.1952
Chloryt	-	0.2046
Biotyt	-	0.2061
Kalcyt	-	0.2067
Muskowit	-	0.2030
Wiwianit	-	0.2372

Ciepło właściwe mas glebowych jako takich według LANGA jest następujące:

piasek kwarcowy	-	0.196
" wapienny	-	0.214
glina	-	0.233
torf	-	0.477

Z zestawień tych widzimy, że ciepło składników glebowych jest na ogół niskie oraz że ulega dość znacznym wahaniom. SABANIN podaje następujące liczby znalezione dla gleb wysuszonych:

Bielica piaszczysta,	poziom A	0.2171
Szara glina leśna	" A	0.2135
	" B	0.2163



Czarnoziem gliniasty; poziom	A	0.2709
" " "	B	0.2561
" na lessie "	A	0.2724
" " "	B	0.2468
" piaszczysty "	A	0.2680
" " "	C	0.2524
" lessowy "		
od pow. do 18 cm		0.2300
od 20 - 36 cm		0.2131
" 3 - 48 "		0.2105
" 48 - 62 "		0.2087
Skala lessowa pod tym czarno- ziemem		0.2236

Z zestawienia tego wyniku, że najznaczniejsze różnice ciepła właściwego wykazują poziomy wierzchnie A, gdzie minimum znaleziono 0.2135, a maksimum 0.2724. Stoi to w związku ze znacznym ciepłem właściwym substancji próchnicznej. Każda domieszka tego składnika podnosi ciepło właściwe gleby. Przy badaniu zjawisk cieplnych, zachodzących w glebie, racjonalniej jest ciepło właściwe mierzyć i obliczać w odniesieniu do objętości, nie do wagi.

Powyższe dane LANGA przeliczone w ten sposób przedstawiają się następująco:

piasek kwarcowy	0.517
" wapienny	0.582
glina	0.576
torf	0.601

Jak widzimy, liczby otrzymane w ten sposób są mniej rozbieżne i wynoszą średnio 0.5 - 0.6.

Ponieważ pomiary ciepła właściwego gleb związane są ze znacznymi trudnościami, LANG i ULRICH proponują obliczać ciepło wł. gleby z ciepła właściwego jej konstyuentów (glina, piasek, humus), sumując ich ciepłoty właściwe pomnożone przez procentową zawartość w glebie. W ten sposób znaleziono



ciepło właściwe

gleba	znalezione	obliczone	różnica w %
bielica	0.2171	0.2048	-5.67 %
czarnoziem			
poz. A	0.2709	0.2721	+0.44 %
"    C	0.2567	0.2489	-3.04 %
czarnoziem	0.2481	0.2292	-7.62 %

Obliczone wartości, jakkolwiek niezupełnie zgadzają się z wartościami znalezionymi, mają jednak znaczenie orientacyjne, ponieważ błąd obliczenia nie jest zbyt wielki. Błąd ten powodowany jest zarówno niedokładnością oznaczenia ilościowego zawartości poszczególnych składników w glebie (głina, humus, piasek), jak też i okolicznością, że składniki te w różnych glebach mogą być jakościowo dość od siebie różne.

Głównym źródłem ciepła glebowego jest energia słoneczna. Ilość ciepła doprowadzonego do wierzchnich warstw z głębi ziemi jest znikomo mała w porównaniu z ilością dopływającą w formie promieni słonecznych. Energia wydzielana w glebie bądź to na skutek zachodzących w niej procesów biologicznych, bądź to jako ciepło reakcji chemicznych, odbywających się w glebie, wreszcie jako ciepło kondensacji pary wodnej w chłodniejszych warstwach nie może wchodzić w rachubę jako źródło ogrzewania gleby w porównaniu do dopływu ciepła słonecznego, które wyłącznie warunkuje ciepłotę gleby.

Ciepłota otrzymana przez glebę rozmieszcza się w niej stosownie do przewodnictwa cieplnego gleby i jej składników, spośród których powietrze jest najgorszym przewodnikiem ciepła, części stałe zajmują miejsce pośrednie, a woda najlepiej przewodzi ciepło. Na skutek tego przewodnictwo cieplne gleby jest w wysokim stopniu zależne od struktury i uwilgotnienia gleby oraz ilości przestrzeni wypełnionych przez wodę. Gleby pulchne i suche przeprowadzają ciepło najgorzej, gleby wilgotne i zleżak odznaczają się lepszym przewodnictwem. Wpływ znaczny wywiera tu także skład gleby, ponieważ poszczególne jej składniki odznaczają się różnym przewodni-



ctwem cieplnym i można uszeregować je w następujący sposób:

kwarc  
wodorotlenek żelaza  
kaolin  
węglan wapnia  
humus

to znaczy, że kwarc jest najlepszym, a związki próchniczne najgorszym przewodnikiem ciepła, które u wszystkich części stałych glebowych jest na ogół nieznaczne. W rezultacie gleby odznaczają się słabym przewodnictwem ciepła, wskutek czego wpływ dziennych wahań temperatur działa na niewielką głębokość gleby. Stosunki te przedstawia zestawienie przebiegu odmarzania głębszych warstw gleby piaszczystej. Na skutek silnych mrozów w r. 1922 w okolicy Poznania gleba przemarzała do wyjątkowej głębokości 80 cm. Zestawienie podaje odmarzanie warstwy lodu znajdującej się w końcu lutego na głębokości 50 - 70 cm.

t e m p e r a t u r y

	na powierzchni	na głębokości			
		10 cm	50 cm	75 cm	100 cm
25.II.	+ 6.3°	+ 3	- 0.4	- 0.2	+ 1.4
27.II.	+ 5.5	+ 2.5	- 0.4	- 0.2	+ 1.4
28.II.	+ 4.8	+ 2	- 0.3	- 0.2	+ 1.4
1.III.	+ 3.4	+ 1	- 0.3	- 0.2	+ 1.4
2.III.	+ 7.5	+ 4.5	- 0.2	- 0.1	+ 1.4
3.III.	+ 6.1	+ 3.0	- 0.1	- 0.1	+ 1.4
4.III.	+ 7.6	+ 4.0	- 0.0	0.0	+ 1.4
5.III.	+10.0	+ 5.5	+ 2.4	+ 1.1	+ 2

Mimo dość wysokich temperatur powierzchni glebowej odtajanie warstwy zamrożonej na głębokości 50 cm trwało 9 dni.

Pochłanianie promieni cieplnych przez glebę jest różne dla różnych składników. Związki próchniczne odznaczają się największą zdolnością chłonięcia, co przypisywać należy ich



ciemnej barwie. SZUBLER porównując temperaturę gleb pokrytych sadzą, pokrytych magnezją, białych, wystawionych na światło słoneczne otrzymał następujące liczby:

G l e b a	6 % powierzchni	
	biała	czarna
Piasek kwarcowy	43.30	50.9
Gleba wapienna	43.50	51.3
Gлина	41.30	48.9
Gleba próchnicza	42.56	49.37

Uwilgotnienie gleby obniża wpływ ciemnego ubarwienia na chłonięcie ciepła. Inne składniki glebowe chłoną w różnym stopniu, zależnie od ich stanu rozdrobnienia i barwy; im są drobniej-ziarniste, tym chłonięcie zachodzi w stopniu silniejszym.

Przyjmując za 100 pochłanianie promieni cieplnych przez gleby torfowe, LOSKE podaje następujące wartości porównawcze:

G l e b a	Pochłanianie promieni cieplnych
gleba torfowa	100
piasek żelazist.-rdzawy	92
głina żółta	80
" jasnoszara	81
drobny piasek	85
gruboziarnisty piasek	84
wapno łąkowe	77

Wypromieniowywanie ciepła przez poszczególne składniki gleby odbywa się w ten sposób, że w jednakowych okolicznościach co do barwy składniki mineralne wypromieniowują więcej niż składniki organiczne; kwarc np. promieniuje specjalnie duże ilości pobranego ciepła. Znacznie większą zdolnością wypro-



mieniowywania od glebowych składników mineralnych odznacza się woda. Dlatego też gleby wilgotne silniej tracą na zawartości cieplnej niż gleby suche. Gleby ciemne ogrzewają się podczas dnia najsilniej, nocą zaś ulegają silniejszemu ochłodzeniu niż gleby o zabarwieniu jasnym. Na skutek tego na glebach ciemnych wahania temperatur są znaczniejsze niż na glebach jasnych.

Miedzy glebą suchą a wilgotną zachodzą większe różnice cieplne niż między glebą jasną a ciemną. Na cieplne własności gleb wpływa w dużym stopniu ilość zawartej wody w glebie, a mianowicie:

1. na pojemność cieplną gleby,
2. na przewodnictwo cieplne gleby: woda jest lepszym przewodnikiem ciepła niż powietrze, a więc wypełnienie por wodą zwiększa przewodnictwo cieplne gleby,
3. na zdolności wypromieniowywania gleb.

Według LANGA wagowa pojemność cieplna części mineralnych jest 5 razy, a próchnicy 2 razy mniejsza niż wody. Z poniżej przytoczonych liczb ULRICHA dla pojemności cieplnej tych samych objętości piasku, gliny i torfu przy różnym ich uwilgotnieniu widzimy, że objętościowa pojemność cieplna gleb wzrasta w miarę ich uwilgotnienia. U gleb, które zawierają znaczny procent przestrzeni wolnych, uwilgotnianie podnosi wybitnie objętościową pojemność cieplną i zbliża ją do jedności (torf).

Gleba: przy zawartości wody w % w stosunku do największej pojemności wodnej	Piasek	Glina	Torf
10	0.372	0.294	0.243
20	0.401	0.356	0.321
30	0.430	0.417	0.390
80	0.575	0.713	0.789
100	0.633	0.846	0.945



Oddawanie ciepła, tj. chłonięcie wody będzie naturalnie w dużym stopniu zależało od zawartości w niej wody. Ze składowych części gleby - mineralne części wypromieniowują więcej ciepła niż części próchniczne. Woda ma jeszcze większe zdolności wypromieniowywania i dlatego różne gleby w wilgotnym stanie w przybliżeniu wypromieniowują jednakowo.

Przy ogrzewaniu się gleby za pośrednictwem promieni słonecznych pewną rolę odgrywa jej pochylenie i wystawa na działanie promieni słonecznych. Wpływ ten nie sięga jednakowoż głębiej niż 1 metr i ogranicza się przede wszystkim do warstw wierzchnich. Ilość promieni przypadających na jednostkę powierzchni wzrasta w miarę padania promieni pod kątem zbliżającym się do prostego. Ilość promieniowania na jednostkę powierzchni jest proporcjonalna do cosinusa uformowanego przez prostopadłą do powierzchni, na którą padają promienie, i kierunku, z którego one padają. Wskutek tego gleby stoczyste, zwłaszcza wystawione na południe, otrzymują więcej ciepła, niż gleby położone poziomo na stokach zachodnich i wschodnich. Na tych ostatnich stokach różnice w nagrzewaniu spowodowane przez pochylenie są mniej znaczne, niż na stokach południowych i północnych.

Możemy uszeregować gleby o różnych ekspozycjach - według stopnia nagrzewania.

Strony świata	N	NO	O	SO	S	SW	W	NW
Temp. roczna	9.5	10.6	11.3	12.6	12.6	12.7	12.2	10.2
Stopień nagrzewania	7	5	4	2	2	1	3	6

Strona południowo-zachodnia jest wskutek tego najcieplejsza, gdyż ogrzewanie jej ułatwione jest przez przedpołudniowe osuszenie gleby, a także i z powodu wzmożenia intensywności działania południowego słońca, ogrzewającego gleby przez suchsze już warstwy powietrza. Najchłodniejszą jest strona północna, a różnice jakie zachodzą mogą w ogrzaniu



gleb krańcowych ekspozycji dochodzą przeciętnie do 5°, a niekiedy do 8° C.

Przechodzimy do rozpatrzenia dziennego i rocznego przebiegu temperatur gleby. Pobieranie ciepła przez glebę jest największe w miesiącach maju i czerwca; największe oddawanie ciepła - mniej więcej w 6 miesięcy później, tj. w listopadzie. W dzień temperatura powierzchni gleby jest zawsze wyższa niż temperatura powietrza, a także średnia roczna temperatury glebowej jest wyższa od średniej rocznej temperatury powietrza. W czasie okresu wegetacji w okresie letnim temperatura gleby nocą albo też po gwałtownych deszczach jest niższą od temperatury powietrza. Wahania dzienne temperatur przenikają jednakże tylko do głębokości ok 1.5 m. Głębsze warstwy glebowe mają dzień i noc temperaturę niezmienną. Wahania roczne temperatur dochodzą w glebie do głębokości 20 metrów, a więc 10 razy płycej niż w wodzie.

Przebieg temperatur dziennych w glebie wykazuje następujące zestawienie:

Przebieg temperatury dziennej 7.X.1921 r.

P o z n a ń

Godziny	t° powietrza	t° powierzchni	cm głębokości						
			10	20	30	40	50	75	100
8	5.0	5.6	8.0	10.3	11.1	12.2	12.9	13.2	13
10	11.0	10.8	8.4	10.0	11.1	12.2	12.9	13.3	13
12	18.0	17.8	10.0	10.0	10.9	12.2	12.9	13.6	14
14	21.0	21.5	12.0	10.5	11.0	12.2	12.9	13.6	14
16	19.0	21.0	14.2	11.7	11.2	12.2	12.9	13.5	14
18	16.5	17.1	14.5	12.4	11.6	12.2	12.7	13.4	14

Jak widzimy, maksimum i minimum opóźniają się w miarę, im warstwy są głębsze, tzn. maksimum temperatury na powierzchni gleby przypadało na godz. 14. Na głębokości 10 cm maksymalna temperatura osiągnięta została w 4 godz. później; minimum na



powierzchni przypadało na godz. 8, na głębokości 20 cm na godz. 10 - 12, a więc także ulegało ono opóźnieniu.

Lepiej o przebiegu temperatur dziennych wnioskować możemy z zestawień graficznych podających rozmieszczenie temperatur w różnych godzinach na różnych głębokościach. Krzywe takie, tzw. tautechrony załączamy dla szeregu dni. Z przebiegu krzywych tych, podających temperatury średnie tygodniowe dla różnych głębokości w różnych godzinach, wnioskujemy, że na głębokości w danym wypadku około 40 cm wahania temperatur dla poszczególnych godzin były bardzo nieznaczne. Wnioskujemy dalej, że w miarę zbliżania się miesięcy zimowych wahania temperatur w każdej głębokości zmniejszają się: Dla okresu czasu od 5.X. do 12.X. wahania wynosiły  $15^{\circ}$  C, dla okresu od 21.X. do 28.X. wahania wynosiły  $4^{\circ}$  C.

Co się tyczy przebiegu temperatur rocznych przytaczamy dane zestawione dla okolic Monachium:

Miesiąc	Głębokość				
	1.3 m	2.5 m	3.6 m	4.8 m	6.0 m
I.	7.5	9.6	10.2	10.3	10.4
II.	5.0	7.8	9.2	9.7	10.0
III.	3.6	7.3	8.0	8.8	9.4
IV.	5.0	5.6	6.6	7.6	8.4
V.	6.6	6.8	6.5	6.7	7.9
VI.	7.8	7.5	6.8	6.9	8.0
VII.	10.9	8.7	8.0	7.8	8.0
VIII.	13.5	10.5	9.0	8.	8.2
IX.	15.2	12.3	10.4	9.3	8.7
X.	15.1	13.0	11.4	10.2	9.4
XI.	13.2	12.7	11.6	10.8	9.7
XII.	10.5	11.6	11.6	10.8	10.2

Minimum temperatur, przypadające na głębokości 1.3 m, w marcu dochodziło do głębokości 3.6 m z 2-miesięcznym opóźnieniem. Maksimum w tych samych głębokościach opóźnia się również o ca 3 miesiące.



Jednocześnie widzimy, że wahania temperatur maleją w warstwach głębszych, tak np. dla Królewca temp. średnia powietrza wynosi  $8.6^{\circ} \text{C}$ , a wahania roczne są następujące:

na głębokości	60 cm	$16.8^{\circ} \text{C}$	
"	"	130 "	$13.4^{\circ} \text{C}$
"	"	250 "	$8.7^{\circ} \text{C}$
"	"	500 "	$3.8^{\circ} \text{C}$
"	"	750 "	$1.8^{\circ} \text{C}$

Średnia roczna temperatury glebowej w głębokości 1 m jest przeciętnie o  $1^{\circ} \text{C}$  wyższa od średniej temperatury powietrza.

Same dane termometryczne nie wystarczają do wyjaśnienia zjawisk cieplnych zachodzących w glebie. Prócz tych danych i na ich podstawie musimy wyrobić sobie pojęcie o ilościach ciepła w glebie oraz o jego obrocie w profilu glebowym. Prócz obserwacji termometrycznych niezbędne do tego rodzaju obliczeń jest ustalenie takich własności, jak:

1. przewodnictwo cieplne gleby,
2. jej pojemność cieplna, obliczona w stosunku objętościowemu,
3. wilgotność poszczególnych warstw glebowych,
4. dane co do jednostek cieplnych otrzymywanych od słońca,
5. promieniowanie gleb itp.

Mnożąc ciepło właściwe gleby  $c$  przez  $t$ , temperaturę odnośnych warstw gleby, otrzymamy zawartość w niej ciepła  $q$ :

$$ct = q$$

Jako temperaturę normalną gleby  $t^{\circ}$ , którą uważamy za punkt wyjścia dla porównania z daną temperaturą  $t$ , przyjmujemy nie temperaturę zerową, a średnią roczną temperaturę gleby. Pod zawartością ciepła rozumiemy ilość jego potrzebną do doprowadzenia pewnej warstwy od temperatury  $t^{\circ}$  do  $t$ . Rozpatrzmy pionowy słup o przekroju  $1 \text{ cm}^2$  i głębokości  $h$  - odpowiadający warstwowi poniżej których temperatura roczna jest niezmienna. Pasek tego słupa o wysokości  $dh$  wymaga do



ogrzania się od temperatury  $t^0$  do danej temperatury ilości ciepła równej  $c (t - t^0) dh$  kal. Dla ogrzania całego słupa ilość ciepła  $Q$  wyniesie:

$$Q = S_0^h \cdot \frac{c (t - t^0) \cdot dh \text{ kal/cm}^2}{\dots \dots \dots} \dots \dots \dots (I)$$

Jeśli chodzi o dzienny obrót ciepła, to jako temperaturę  $t_0$  przyjmujemy średnią dzienną temperaturę na takiej głębokości, że jest ona niezależna od wahań temperatury powietrza. W ciągu doby ilości ciepła zmieniają się od pewnej minimalnej ilości  $Q - \text{min.}$  do pewnej maksymalnej ilości  $Q_1 - \text{max.}$

Różnicę  $Q_1 - Q$   
max. - min.

nazywamy „obrotem dobowym” ciepła. Z równania poprzedniego (I) mamy:

$$Q = S_0^h \cdot c (t - t_0) dh = S_0^h \cdot ct \cdot dh - S_0^h \cdot ct_0 \cdot dh$$

a ponieważ początkowa temperatura  $t_0$  jest najniższa i niezmienna w ciągu okresu, to otrzymamy

$$Q = S_0^h \cdot ct \cdot dh + \text{const. kal/cm}^2 \dots \dots \dots (II)$$

Przytaczamy przykład obliczania sumy ciepła gruntowego w danym momencie czasu według GORCZYŃSKIEGO na podstawie danych ze stacji meteorologicznej pod Grodziskiem dla godz. 12 w poł. 1.VIII.1911 r. wykazującej sumy ciepła dla warstw od 0 - 70 cm głębokości - przy temperaturze (średniej rocznej)  $t_0 = 7^0 \text{ C}$  na głębokości, gdzie amplitudy dzienne nie sięgają już.

Ciepło właściwe obliczone w stosunku objętościowemu jest to ciepło właściwe w stosunku wagowym pomnożone przez ciężar gatunkowy (równa się 0.5).



H = głębokość	t-temp. gruntowa	t-t <sub>0</sub>	war- stwa dh cm	t <sub>m</sub> temp. śred.	c.dh.t <sub>m</sub>	gramo- wych kalorii na cm
0	31.7	24.7	1-0	23.8	0,5 1 23,8	11.9
1	30.0	23.0	2-1	22.3	0,5 1 22,3	11.2
2	28.6	21.6	5-2	20.6	-0,5 3 20,6	30.9
5	26.6	19.6	10-5	18.0	-0,5 5 18,0	45.0
10	24.4	17.4	20-10	15.8	0,5 10 15,8	79.0
20	21.3	14.3	30-20	13.6	0,5 10 13,6	68.0
30	20.0	13.0	40-30	12.9	0,5 10 12,9	64.5
40	19.8	12.8	50-40	12.8	0,5 10 12,8	64.0
50	19.8	12.8	60-50	12.8	0,5 10 12,7	63.5
60	19.7	12.7	70-60	12.7	0,5 10 12,7	63.5
70	19.7	12.7		12.7		
$S_0^{70} =$					501,59 kal/cm. <sup>2</sup>	

Przytaczamy dobowe sumy ciepła dla skały granitowej, piasku i torfu obliczone przez HOMENA w Finlandii (12.8.1908) oraz obliczony na podstawie tych danych obrót ciepła „U”.

### 3. Obrót ciepła

Wpływ pokrywy roślinnej na dzienny obrót ciepła widoczny jest z zestawienia następującego:

Gleba	Pokrywa	U-dobowy obrot ciepła
Gleba torfowa	las świerkowy	15
" piaszczysta	brzozy i młode świerki	21
" piaszczysto- próchniczna	brzozy	24
" torfowa	łąka	35
" piaszczysto- próchniczna	trawy	62
" piaszczysta	skąpy porost traw	72
Skala granitowa	-	130



Sumy ciepła dobowe dla skały granitowej, piasku i torfu, obliczone przez HOMENA w Finlandii.

Godziny	Skała granitowa cal.	Piasek cal.	Torf cal.
Północ	627	416	570
2	597	400	564
4	569	390	557
5	550	383 Q min.	552
6	548	387	551 Q min.
7	541 Q min.	395	556
8	546	401	559
10	578	421	568
12	623	451	575
13	652	458	580
14	663	468	584
15	682	468	587
16	689	469 Q max.	588 Q max.
17	694 Q max.	464	587
18	690	458	585
20	671	444	579
22	645	430	572
24	619	413	564

Wpływ lasu na roczny obrót ciepła przedstawia niżej przytoczone zestawienie:

Obrót ciepła roczny

	W lesie	W polu	W lesie jeśli pole = 100
Piasek (90-150-letnie brzozy)	1030	1160	89
Zwietrzały granit (90-letnie buki)	922	1060	72
Piasek (55-letnie brzozy)	1290	1860	70

Widzimy, że pod przykrywą obrót ciepła jest znacznie mniejszy. Biorąc pod uwagę obroty ciepła dla poszczególnych mie-



sięcy, lepiej wyrażać je jako zmiany sum cieplnych z miesiąca na miesiąc. GORCZYŃSKI przytacza następujący schemat obrotu ciepła:

A. Okres ogrzewania się gruntu - dzień

- Przychód 1) ilość ciepła otrzymana z promieniowania ciepła słonecznego,
- Rozchód 1) ciepło zużyte na wypromieniowanie w atmosferę nadglebową,  
2) ciepło przenikające do warstw glebowych,  
3) ciepło oddawane powietrzu drogą konwekcji i przewodnictwa,  
4) ciepło tracone na wyparowanie wilgotności gleby.

B. Okres ochładzania się gleby - nocą

- Przychód 1) ciepło otrzymane od warstw glebowych,  
2) " " " powietrza,  
3) " kondensacji wody.
- Rozchód 1) wypromieniowanie w przestrzeń,  
2) ciepło ustępowane powietrzu (o ile temp. gleby jest wyższą od temp. powietrza).  
3) ciepło zużyte na parowanie.

Dla wyznaczania bilansu ciepła w glebie potrzebne są pomiary:

- 1) energii słonecznej (wypromieniowanie),
- 2) własności cieplnych (temp. gleby, ciepła właściwego różnych warstw gleby),
- 3) rozkładu i krążenia wilgoci w glebie, zawartość wody w różnych warstwach (wypromieniowanie i przesiąkanie) oraz wreszcie
- 4) wpływu powłoki na temperaturę gleby.

GORCZYŃSKI przytacza następujące wyniki pomiarów najwyższych sum dziennych ciepła dni pogodnych w Warszawie:



Miesiące	cal. g cm <sup>2</sup>
I	90
II	160
III	330
IV	460
V	600
VI	622
VII	620
VIII	490
IX	410
X	250
XI	120
XII	70

Z liczb otrzymywanych dla dziennych ilości ciepła w Warszawie wynika, że maksymalny przychód ciepła od słońca nie przekracza dziennie 620 g kal. na cm<sup>2</sup> poziomej powierzchni ziemi.

Zdolność ogrzewania się gleby oraz rozkład jej ciepła zależy od:

1. ilości ciepła wchłoniętego przez glebę,
2. promieniowania,
3. ciepła właściwego gleby,
4. przewodnictwa cieplnego,
5. barwy,
6. pokrywy martwej lub żywej,
7. struktury,
8. zawartość wilgoci,
9. rodzaju gleby,
10. długości dnia.

Ciepło właściwe gleby zależne jest od pojemności cieplnej i stałych cząstek glebowych, od ciepła właściwego powietrza oraz od wody glebowej przy różnym wzajemnym ustosunkowaniu ich.

Zanim przejdziemy do rozpatrzenia przebiegu temperatur dobowych i rocznych w różnych głębokościach warstw gleby,



uwzględnijmy wpływ, jaki wywiera na ogrzewanie gleby wszelkie jej przykrycie, czy to w formie roślinności żywej, czy w formie martwej pokrywy roślinnej, czy też w postaci warstwy śniegowej. Śnieg jest izolatorem i to tym lepszym, im jest więcej pulchny, drobnoziarnisty, zawierający dużą ilość przestrzeni powietrznych, wzmacniających jego izolacyjne właściwości. W miarę jak śnieg staje się gruboziarnistym lub zbitym, zbliżającym się do lodu, tym staje się on gorszym izolatorem i tym mniej chroni glebę przed zamarzaniem. APOSTOŁOW znalazł, przy warstwie śniegu wynoszącej 27 cm, temp. gleby na powierzchni -  $4.5^{\circ}\text{C}$ , podczas kiedy ta sama gleba pozbawiona warstwy śniegu posiadała -  $29.1^{\circ}\text{C}$ .

O zależności współczynnika przewodnictwa śniegu od stanu jej pulchności objaśniają następujące liczby:

Zbitność śniegu	Współczynnik przewodnictwa cieplnego
0.05	0.0010 (kal., cm, sek.)
0.20	0.1162
0.40	0.0650
0.50	0.1015
0.90	0.3289

Jeżeli temperatura powietrza jest wyższa od  $0^{\circ}\text{C}$ , to wtedy śnieg działa jako izolator oziębiająco, nie dopuszczając do ogrzewania gleby przez promienie ciepłe, a także topniejąc oziębia warstwy gleby. Zwykle jednak działanie ochronne śniegu przed oziębieniem przewyższa jego działanie oziębiające i to tym silniej, im temperatura powietrza dłużej jest poniżej  $0^{\circ}\text{C}$ . Gleby pokryte śniegiem nie ulegają tak silnym wahaniom  $t^{\circ}$ , jak gleby obnażone.

Przytaczamy przebieg temperatury dziennej w różnych głębokościach w przypadku gleby obnażonej i pokrytej śniegiem.



	25.I.1922r. gleba bez śniegu	9.2.1922 r. gleba pokryta śniegiem
w powietrzu	-9° C	-10° C
powierzchnia gleby	-7.7° C	-3.8 "
głęb. 10 cm	-6.5° C	-3.5 "
" 50 "	-4.6° C	-1.4 "
" 75 "	0.0° C	-1.6 "
" 100 "	+2.2° C	+1.8 "

Z zestawienia tego wynika, że gleba obnażona nie tylko posiada temperaturę niższą, ale także zachodzi głębsze jej przemarznięcie. W naszych warunkach klimatycznych głębokość do jakiej gleba może przemarznąć wynosi około 80 cm.

Martwa przykrywa roślinna działa podobnie jak przykrywa śniegowa. Obniża ona ciepło wypromieniowane przez glebę, a także izoluje ją przed ogrzewaniem - o ile temperatura powietrza jest wyżej 0° C lub przed oziębianiem - o ile temperatura powietrza jest niższa od 0° C. Na skutek tego gleby pod martwą przykrywą wykazują mniejsze wahania temperatur niż gleby obnażone: wiosną ogrzewają się powolniej, natomiast jesienią i zimą dłużej utrzymują pewną ciepłotę. Za wczesne rozrzucenie obornika na zmarzniętą rolę spowodować może opóźnienie jej odtajania i ogrzewania się.

Żywa przykrywa roślinna wywiera wpływ izolujący tym wybitniejszy, im zwarcie jej jest większe, chroniące podczas miesięcy letnich przed ogrzewaniem, a utrudniające w miesiącach zimowych ochładzanie się gleby przez wypromieniowywanie ciepła.

Przeciętna roczna temperatura gleb porośniętych roślinnością jest o 1° C niższą w porównaniu z glebami pozbawionymi vegetacji. Gleby pokryte roślinnością ogrzewają się wolniej, wskutek tego rozwój vegetacji, np. drzew rosnących na trawnikach następuje na nich z pewnym opóźnieniem. Według LUBO-

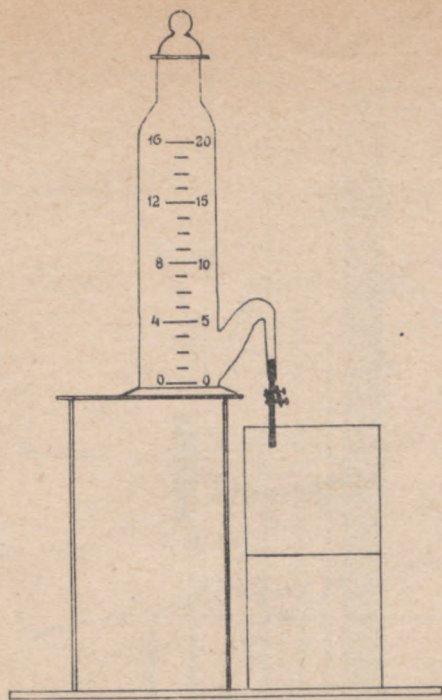


SŁAWSKIEGO roczny obrót ciepłoty na glebie do głębokości 260 cm przedstawia się następująco:

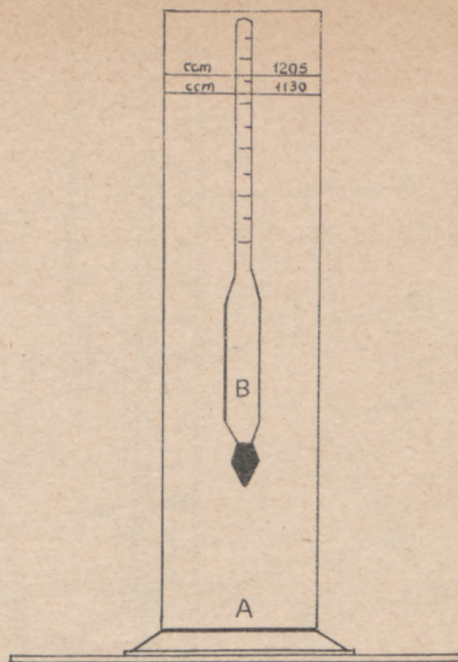
Gleba bez pokrywy roślinnej	1858.8 kal/cm
" z pokrywą roślinną	1301.8 "

A więc jak w przypadku przykrywy martwej roślinnej bądź śniegowej mamy także i tutaj zmniejszone wahania temperatur, niższą przeciętną roczną i mniejszy obrót ciepłoty.

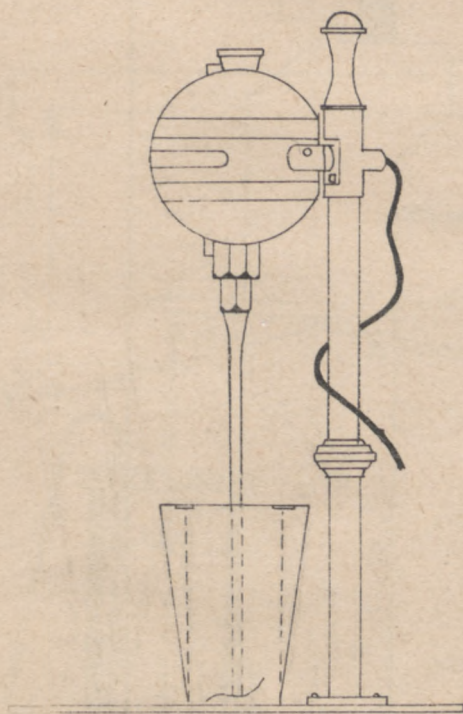




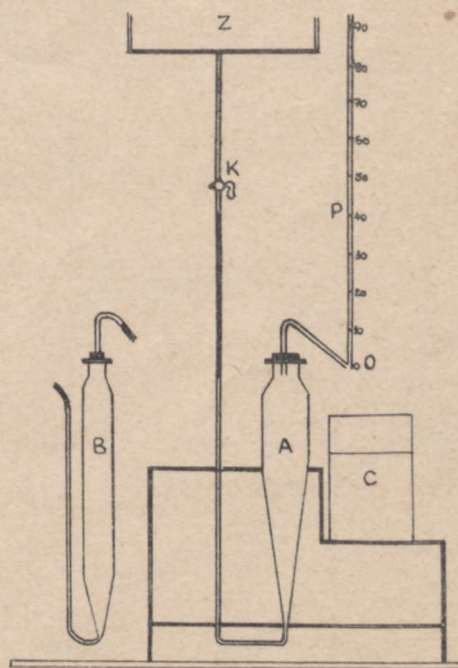
rys. 1



rys. 2

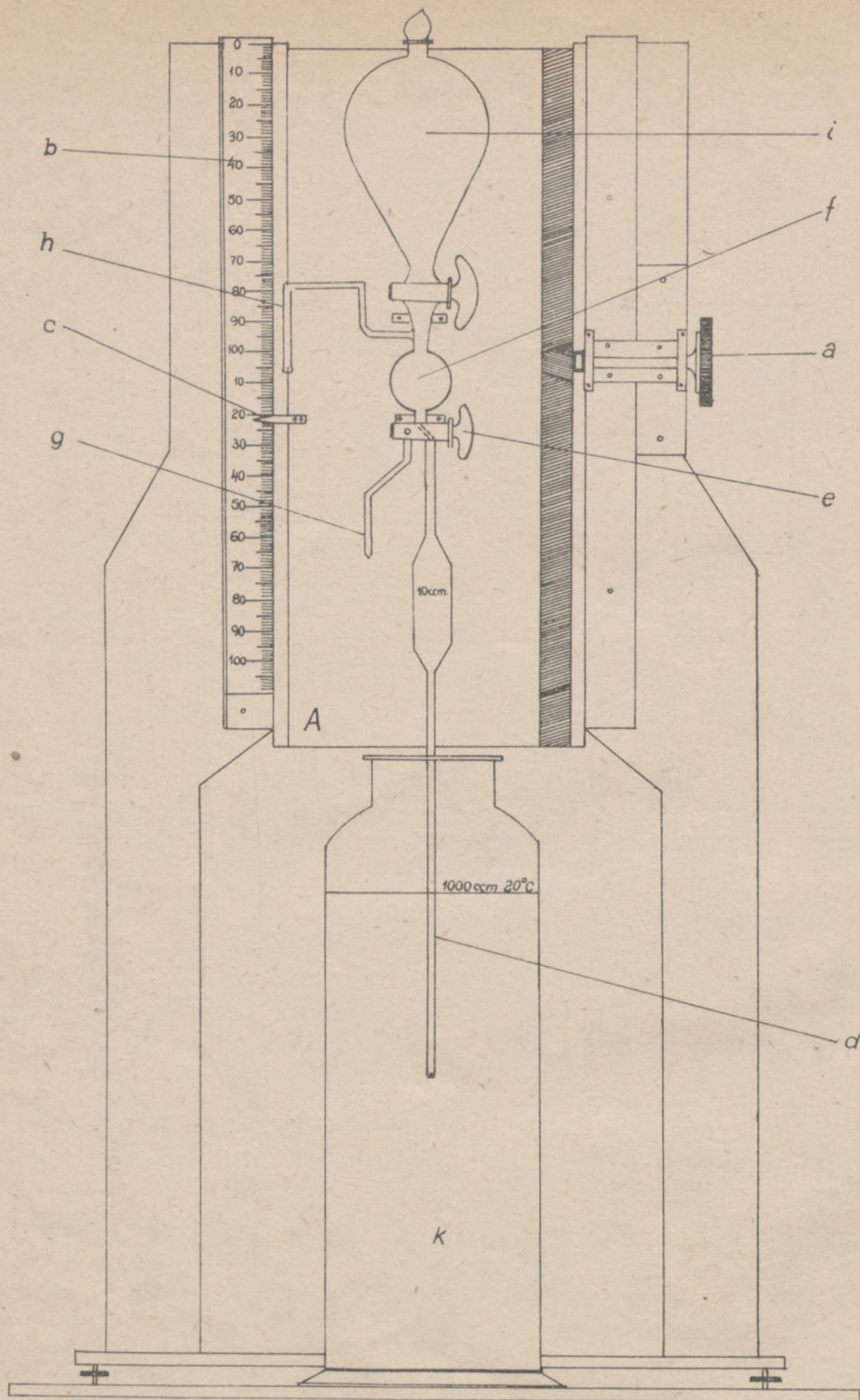


rys. 3



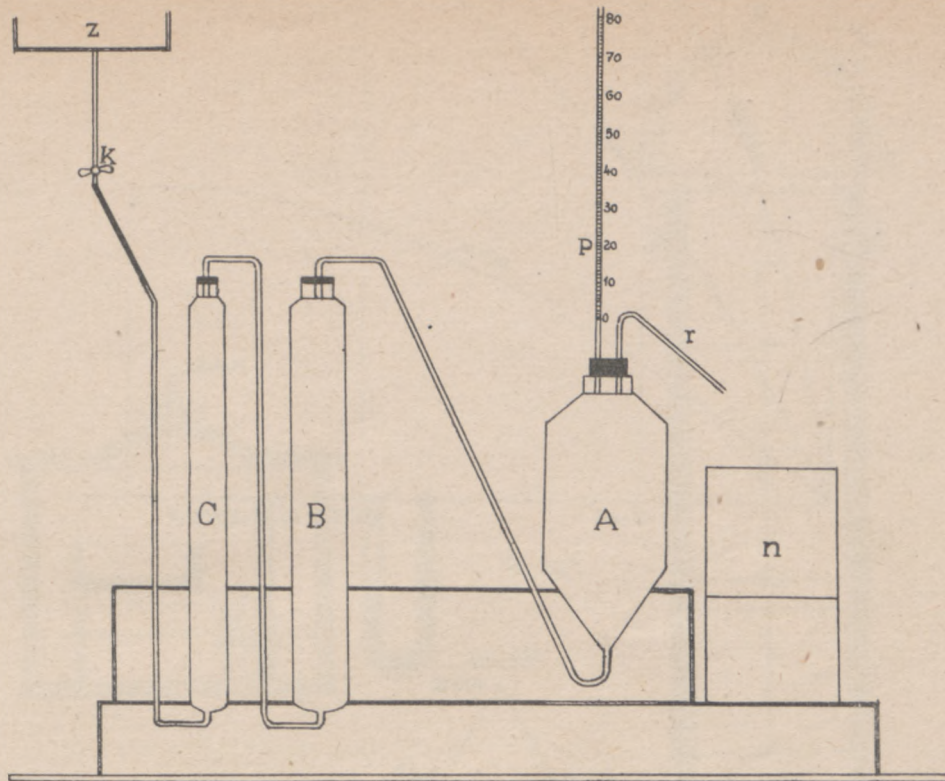
rys. 4



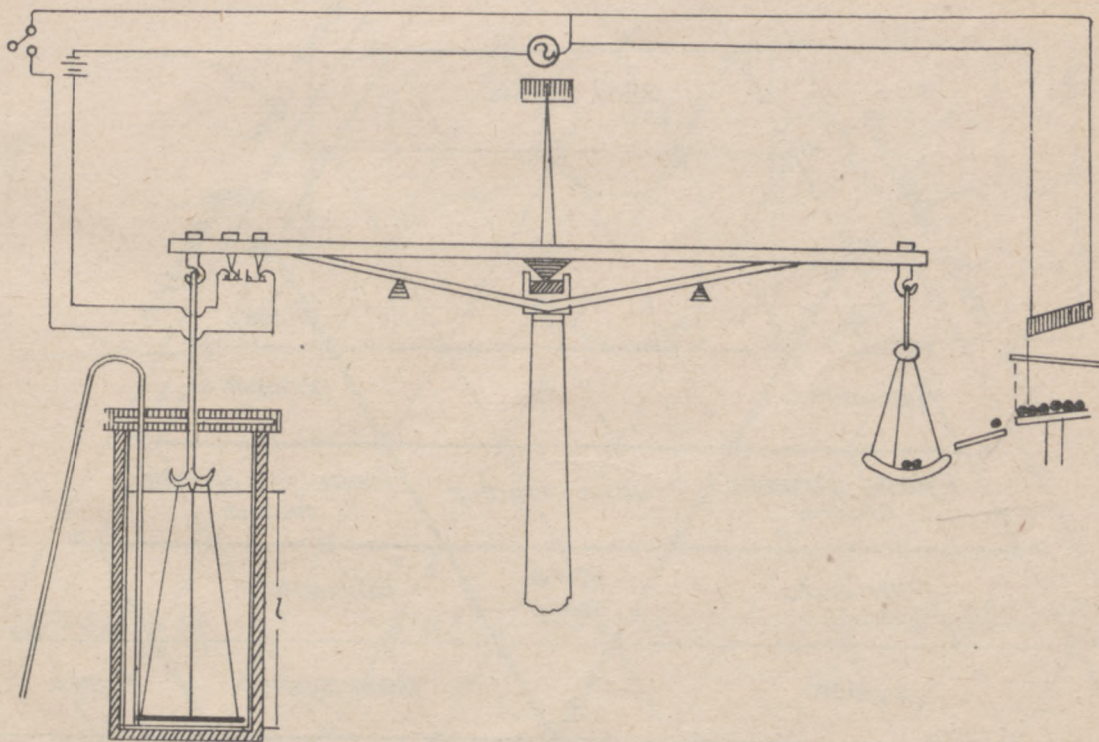


rys.5



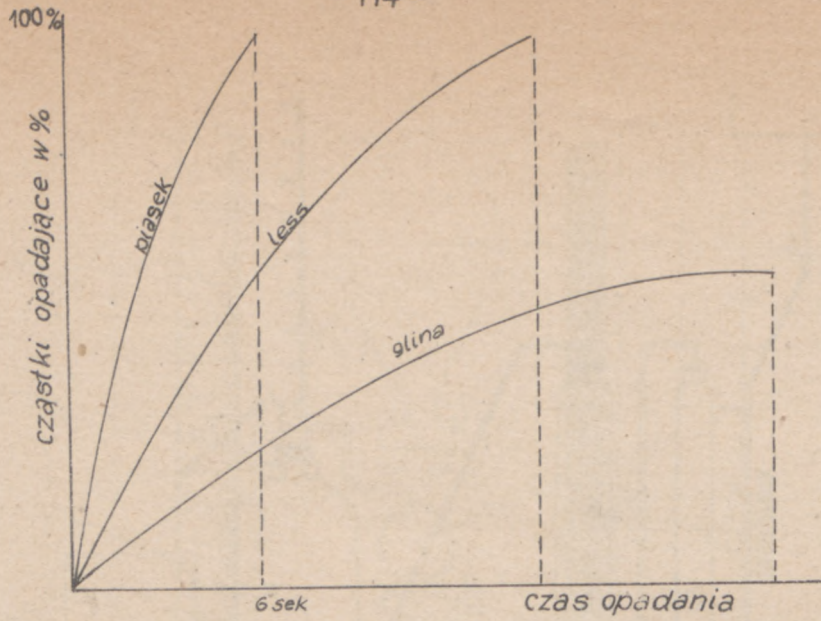


rys. 6

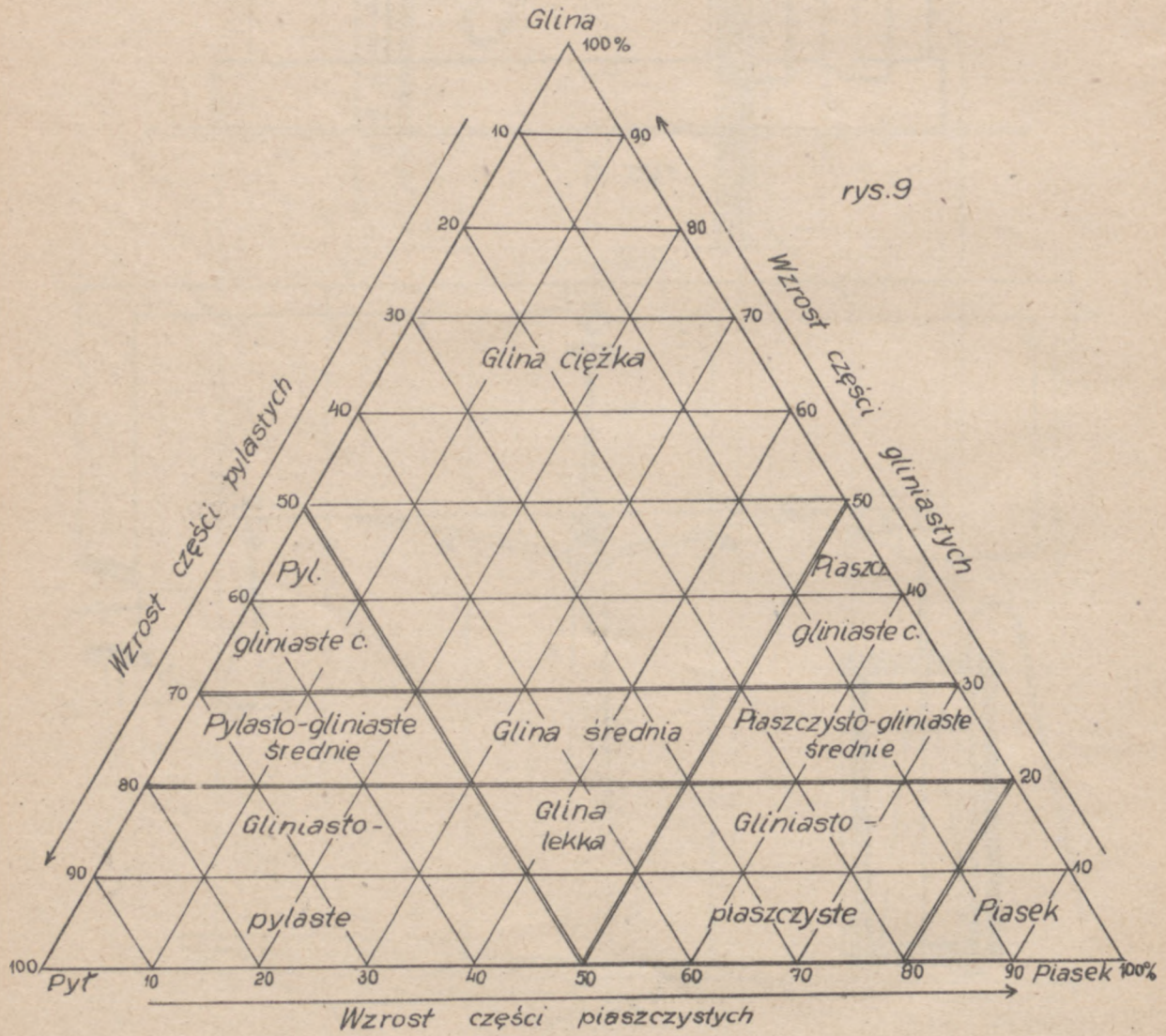


rys. 7



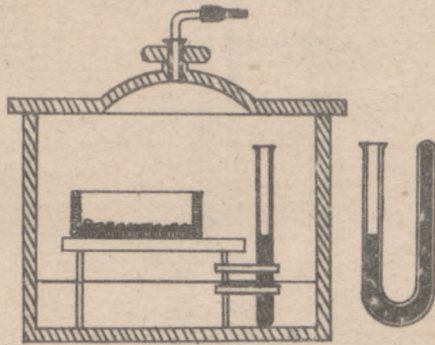


rys. 8

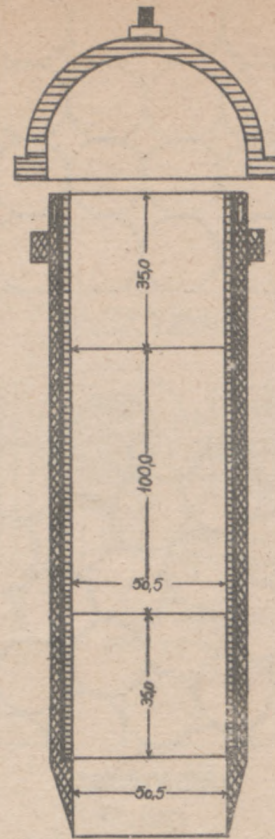


rys.9

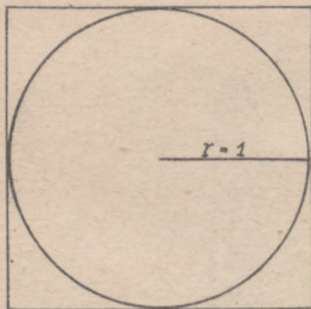




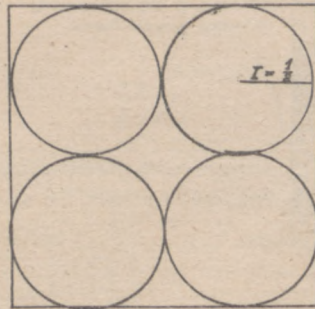
rys.10



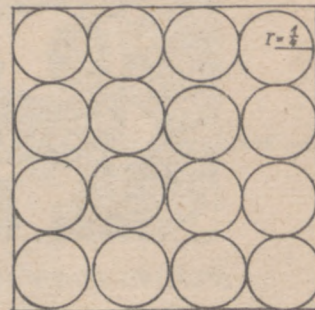
rys.11



A



B



C

$$r=1$$

$$V = \frac{4}{3} \pi r^3 = \frac{4}{3} \pi \cdot 1^3 = \frac{4}{3} \pi$$

$$r = \frac{1}{2}$$

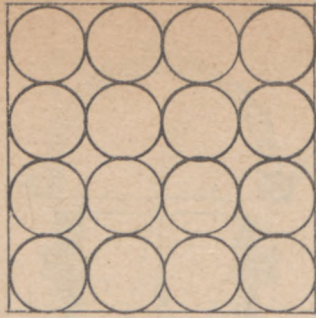
$$V = 8 \cdot \frac{4}{3} \pi \left(\frac{1}{2}\right)^3 = 8 \cdot \frac{4}{3} \pi \frac{1}{8} = \frac{4}{3} \pi$$

$$r = \frac{1}{4}$$

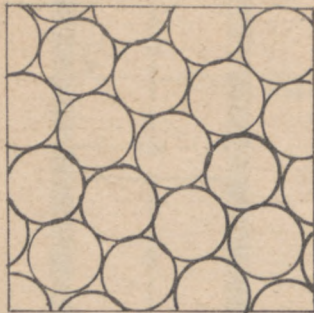
$$V = 64 \cdot \frac{4}{3} \pi \left(\frac{1}{4}\right)^3 = 64 \cdot \frac{4}{3} \pi \frac{1}{64} = \frac{4}{3} \pi$$

rys.12



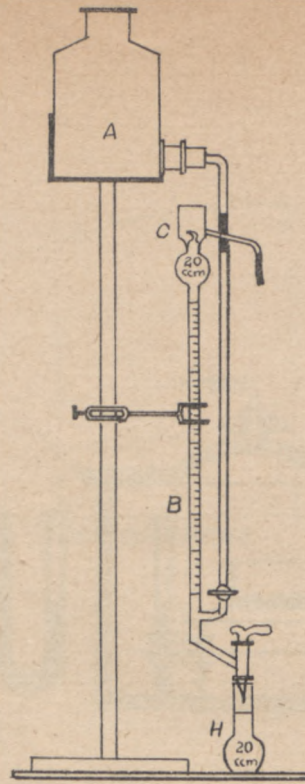


układ luźny

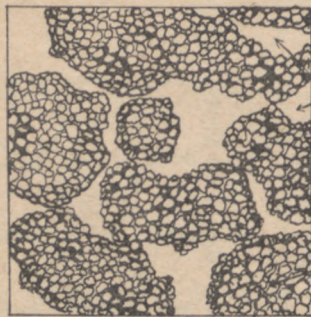


układ ścisły

rys. 13



rys. 15

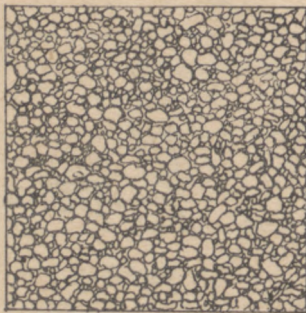


Aerobowe przestrzenie między gruzetkami

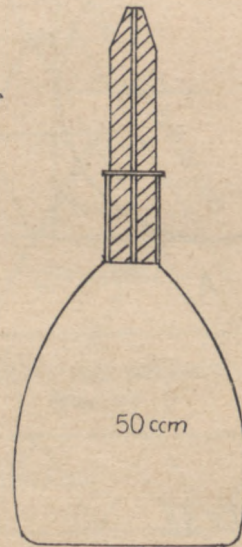
Gruzetki

Anaerobowe przestrzenie wewnątrz gruzetki

struktura gruzetkowa

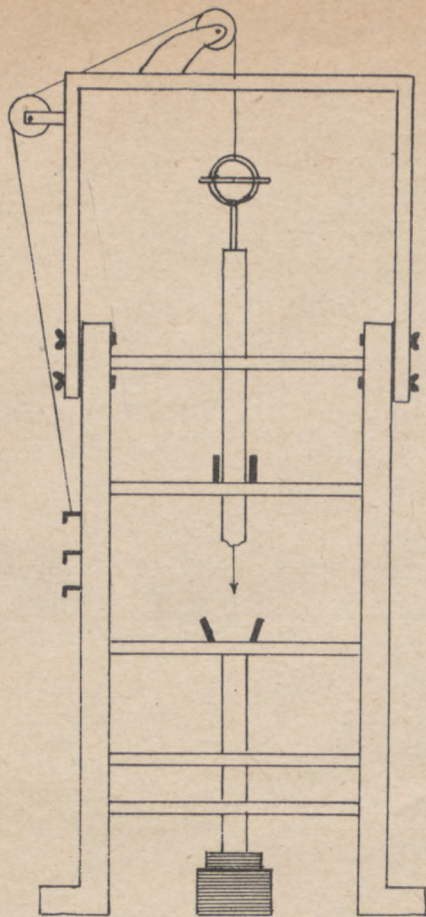


struktura rozdzielnociarnista  
rys. 14

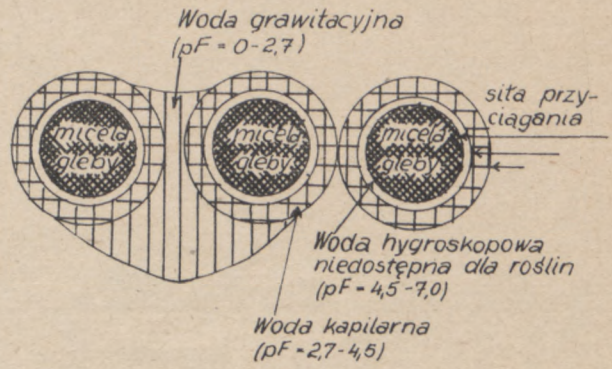


rys. 16

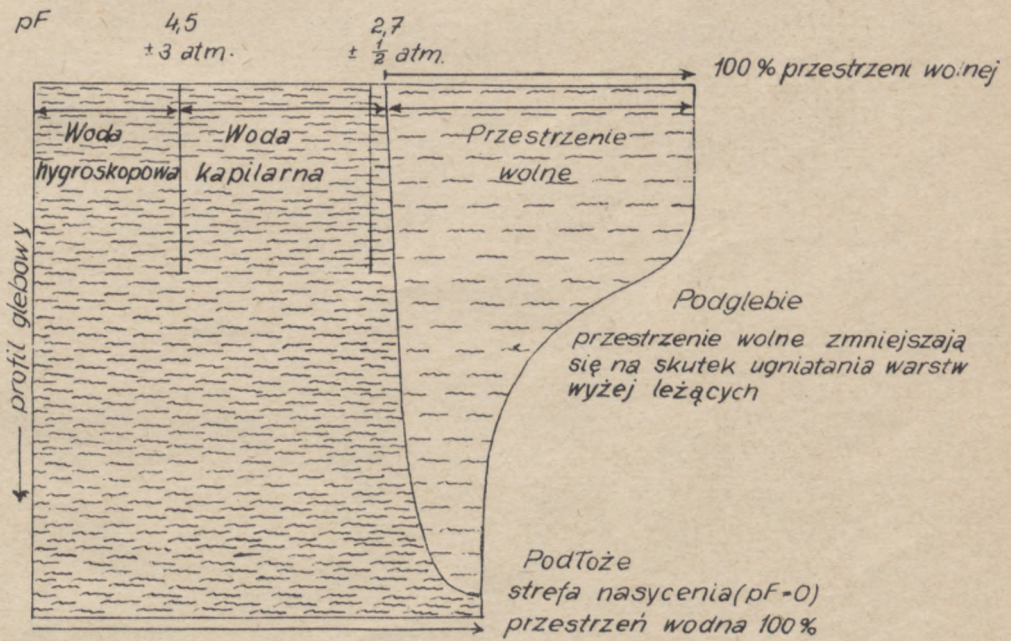




rys.17

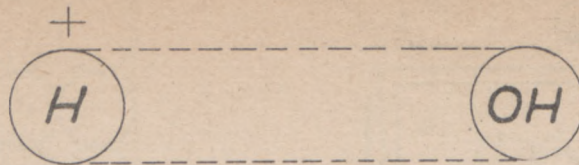


rys.18

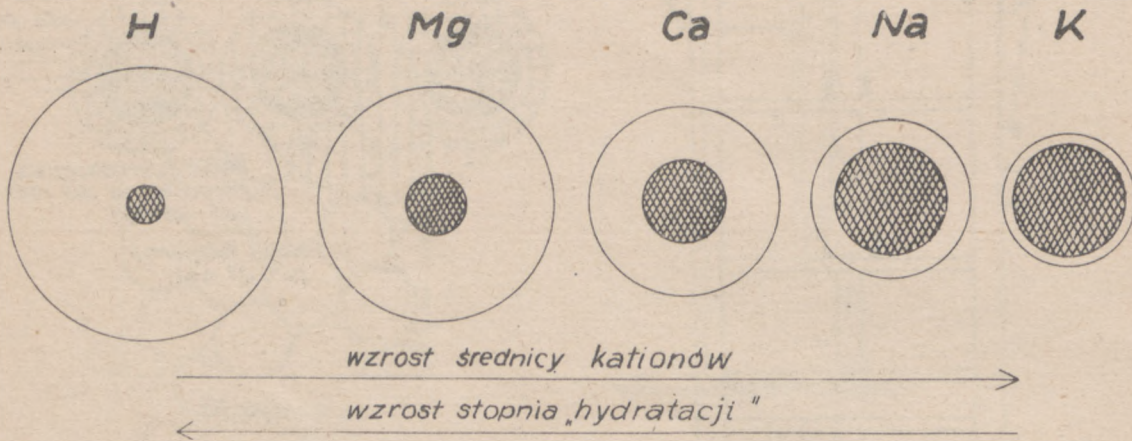


rys.19  
(wg H.J. Lutza)

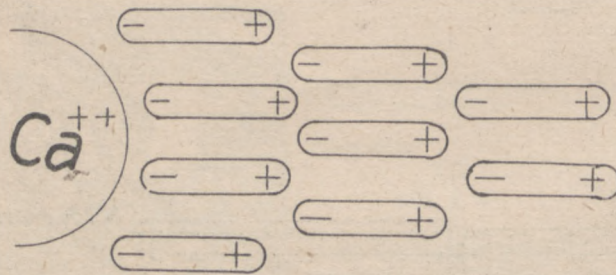




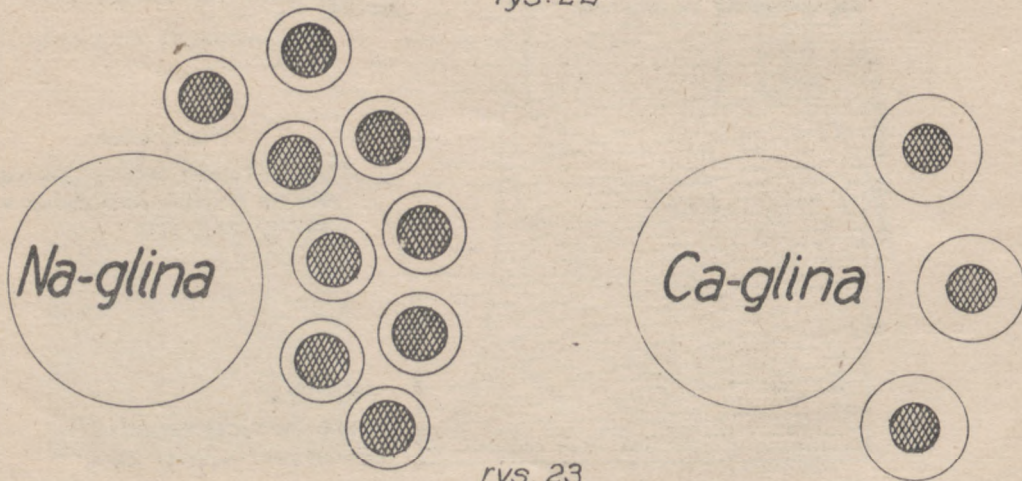
rys. 20



rys. 21

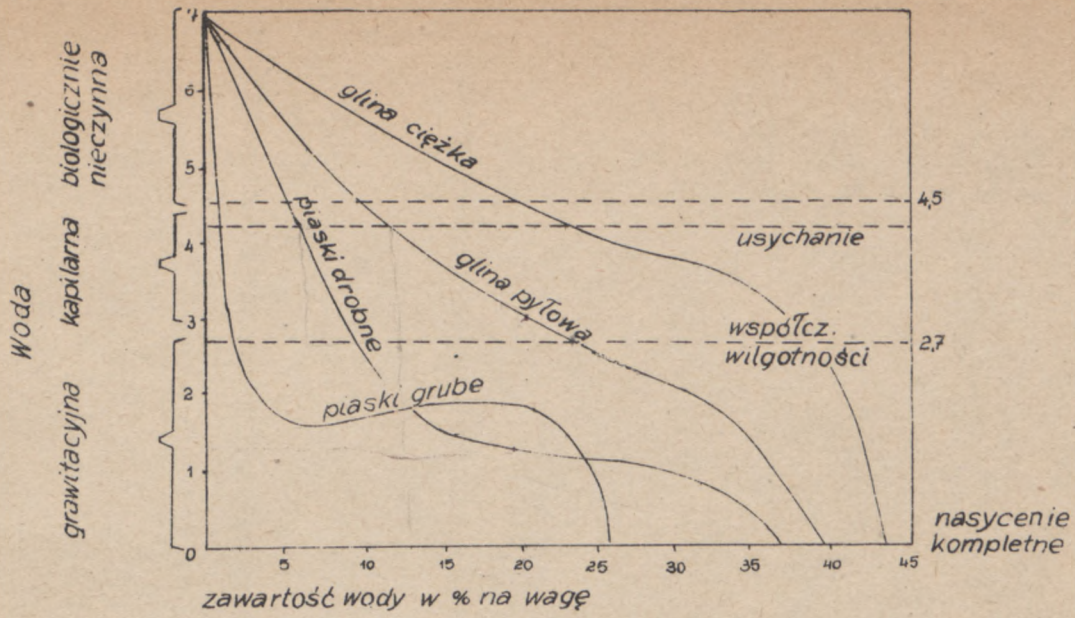


rys. 22



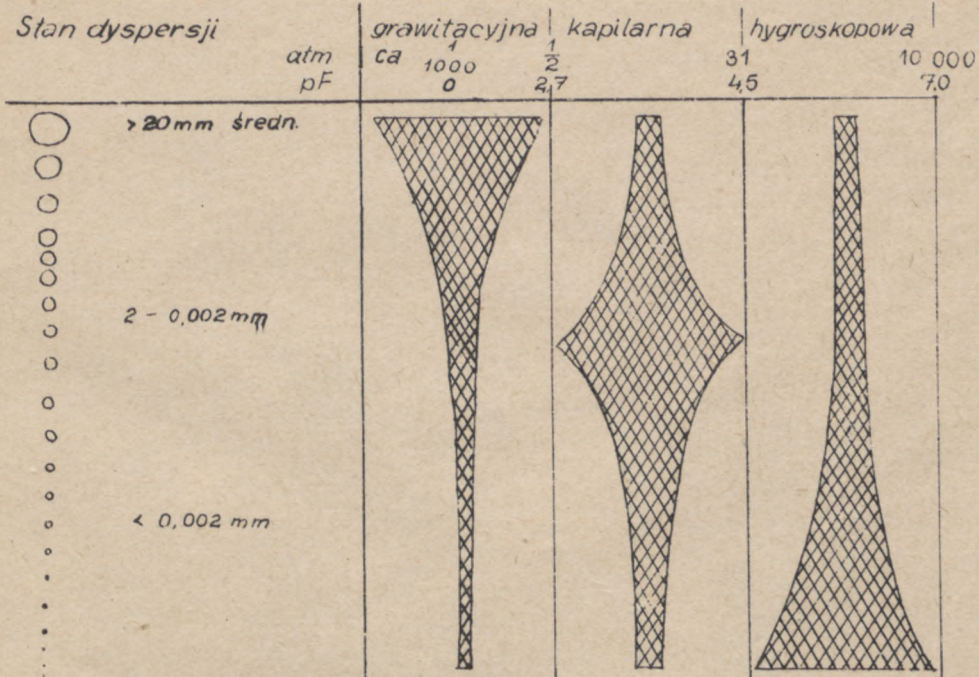
rys. 23





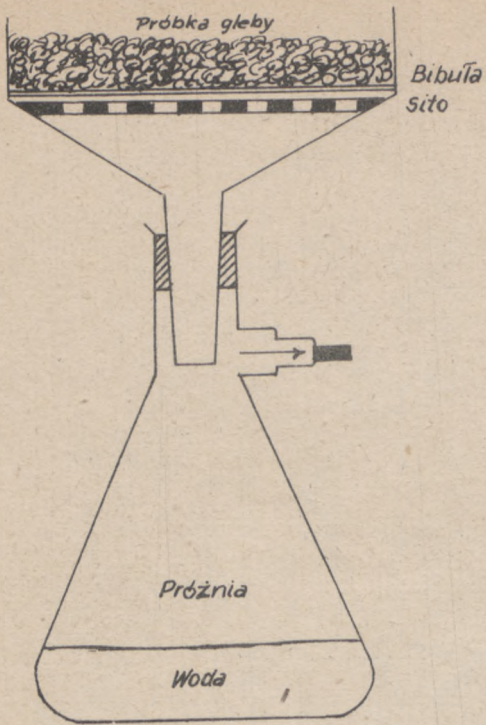
rys. 24

Przeważający typ wody w zawiesinach glebowych  
różnej ziarnistości

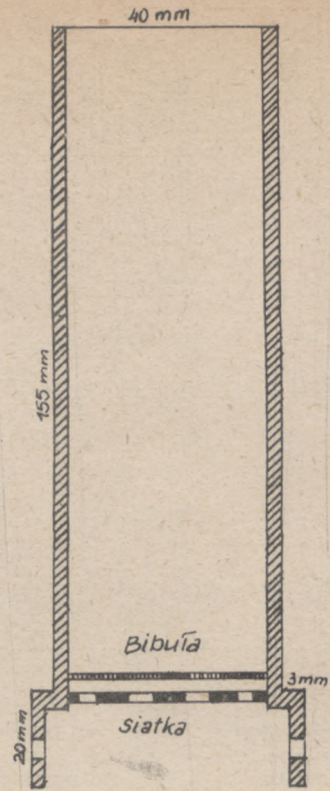


rys. 25

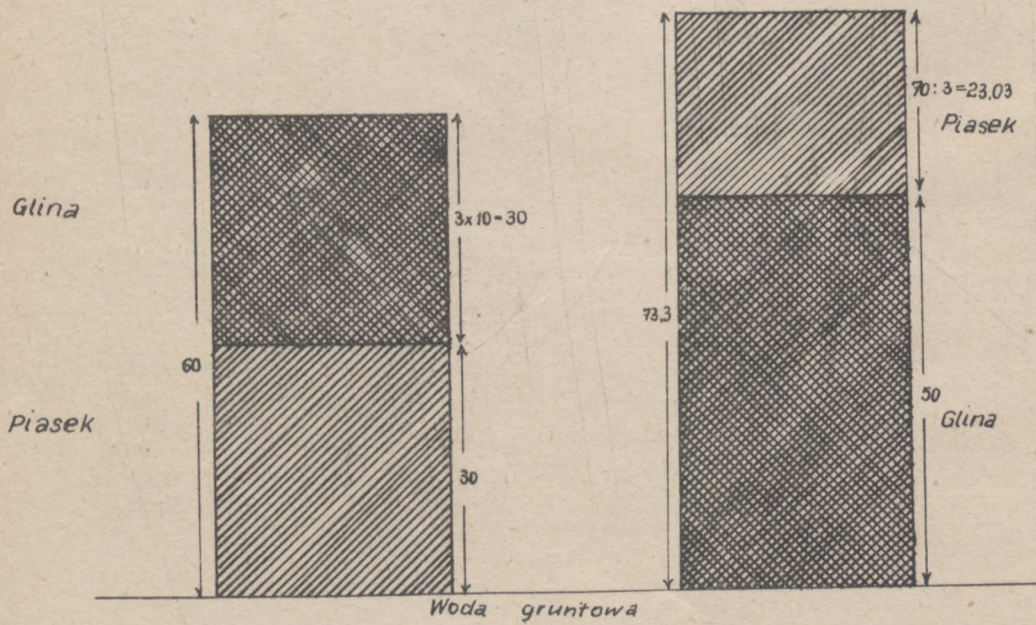




rys. 26



rys. 27



rys. 28





## S p i s t r e ś c i

	str.
Przedmowa . . . . .	3
I. SKŁAD MECHANICZNY GLEB . . . . .	4
1. Pojęcia ogólne . . . . .	4
2. Podział na frakcje mechaniczne . . . . .	5
3. Metody analizy mechanicznej . . . . .	6
4. Aparaty sedymentacyjne . . . . .	8
5. Analiza mechaniczna gleby metodą pipetową . . . . .	10
6. Aparaty przepływowe . . . . .	15
7. Klasyfikacja utworów glebowych wg składu mechanicznego . . . . .	19
II. STAŁE FIZYCZNE GLEB . . . . .	25
1. Ciężar gatunkowy masy glebowej . . . . .	25
2. Ciężar gatunkowy gleby w układzie naturalnym . . . . .	27
3. Obliczenie przestworów wolnych . . . . .	28
4. Struktura gruzełkowata . . . . .	35
5. Spoistość gleby . . . . .	40
6. Plastyczność gleby . . . . .	41
7. Kleistość gleby . . . . .	43
III. WŁASNOŚCI WODNE GLEBY . . . . .	45
1. Znaczenie wody w glebie . . . . .	45
2. Stany wody w glebie . . . . .	46
3. Wartości równoważne pF . . . . .	48
4. Woda „hydratacji” . . . . .	50
5. Źródła wody w glebie . . . . .	51
6. Oznaczanie wody w glebie . . . . .	57
7. Pojemność wodna . . . . .	60
8. Zjawiska włoskowatości . . . . .	63
9. Przesiákanie wody . . . . .	66
10. Parowanie wody glebowej . . . . .	70
IV. ATMOSFERA GLEBY I JEJ WŁASNOŚCI CIEPLNE . . . . .	81
1. Atmosfera gleby . . . . .	81
2. Własności cieplne gleb . . . . .	91
3. Obrót ciepła . . . . .	104
R y s u n k i . . . . .	111



E. 1538/52







CENA zł 9,30

Biblioteka Główna UMK



300051802748