

## **METODA WYZNACZANIA EROZYJNEJ ODPORNOŚCI GLEBY**

*Iwan Maksimow*<sup>1</sup>, *Jan R. Kamiński*<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Katedra Maszyn Rolniczych, Akademia Rolnicza, Czeboksary, Rosja

<sup>2</sup> Oddział w Kłudzienku,

Instytut Budownictwa, Mechanizacji i Elektryfikacji Rolnictwa w Warszawie

### **Wprowadzenie**

Obecnie znanych jest wiele sposobów i metod, pozwalających na istotne ograniczenie strat spowodowanych procesami erozji, drogą: organizacyjno-rolniczego planowania pól podlegających erozji, zastosowania metod ochrony agrotechnicznej, leśnej i melioracyjnej. Jednakże nie wszędzie stosowane przedsięwzięcia na konkretnych pochyłościach pól uprawnych osiągają swój cel, dlatego twórcy tych przedsięwzięć mają problem z glebą i środowiskiem, których charakterystyki są nieokreślone i zmienne w przestrzeni i czasie. Dlatego stosowane przedsięwzięcia, bazujące głównie na dotychczasowych doświadczeniach, a nie na wynikach badań naukowych, prowadzą do nieuzasadnionych strat środków materialnych.

Sytuacja ta związana jest przede wszystkim z nieuwzględnianiem opracowanych obiektywnych kryteriów, charakteryzujących erozyjną odporność gleby. Wyniki prac badawczych z tego zakresu są często sprzeczne, a ich zastosowanie dla celów praktycznych jest ograniczone z powodu długotrwałego określania parametrów wyjściowych, nieadekwatności wyników dla realnego procesu, niemożliwości oceny porównawczej różnych gleb, itp.

### **Cel badań**

Celem badań było opracowanie jednego uniwersalnego kryterium oceny odporności erozyjnej glebogrunatów i zastosowanie go w projektowaniu przeciwe-rozyjnych technologii i środków technicznych.

### **Wyniki badań**

Procesy uprawy gleby, erozji, akumulacji naniesień, ubytku próchnicy, wyniesienia biomasy z plonem i inne, wskazujące o pozysku lub stracie masy (materiału), lub energii świadczą o tym, że glebogrunot można rozpatrywać jak otwar-

ty system termodynamiczny. Wymienione procesy przebiegają z określoną prędkością, a zmiany stanu systemu przebiegają nierównomiernie, niestatycznie. Dlatego dla opisu tych procesów należałoby wykorzystywać metody nieliniowej nierównoważnej termodynamiki. Jednakże rozpatrywane środowisko glebowe, przedstawiające sobą agroekosystem jako dowolny obiekt biologiczny, jest samoregulujące, to jest:

- stara się zachować równowagę dynamiczną lub stan stabilny, przy którym prędkość masowych i energetycznych przyrostów jest równa prędkości ich ubytków, a także zgromadzona energia i masa pozostają relatywnie (względnie) stałymi;
- stara się osiągnąć nową równowagę dynamiczną, kiedy prędkości masowych i energetycznych przyrostów lub ubytków systemu zmieniają się, przy czym gromadzenie energii i masy zwiększa się, kiedy prędkość strumienia energii i masy w systemie wzrasta, a także im wyższa jest właściwość do gromadzenia ubytków w zakresie systemu przy określonych przyrostach, tym niższa lub wyższa czułość systemu.

Takie procesy w termodynamice nazywają się równoważnymi i quasistatycznymi. Dlatego do opisu procesów erozyjnych w pierwszym przybliżeniu uważamy za możliwe wykorzystanie klasycznych praw „zrównoważonej” termodynamiki.

Dla zbadania bardziej złożonych i wieloparametrowych procesów erozyjnych proponuje się zastosowanie metody potencjałów termodynamicznych. Istota tej metody jest następująca. Wykorzystując podstawowe równanie termodynamiki dla analizowanego systemu, wprowadza się pewne funkcje stanu – termodynamiczne potencjały. Zwiększenie lub zmniejszenie termodynamicznych potencjałów, przy zmianie rozpatrywanego stanu systemu, stanowi całkowitą różniczkę, co pozwala zbudować odpowiednie (termiczne, kalorymetryczne) równania dla badanego procesu. Rozwiązanie i analiza otrzymanych rezultatów jest najbardziej dokładną z punktu widzenia fizyki, ponieważ metoda termodynamicznych potencjałów wywodzi się z bardziej ogólnych przedstawień o obiekcie, co jest szczególnie ważne, bo metoda ta pozwala eksperymentalnie zmierzyć szereg wielkości wchodzących do tych charakterystycznych funkcji.

Jako wielkość charakteryzującą erozyjną odporność gleb, proponujemy przyjąć energię, użytą na rozpad i wymycie jednostki masy próbki glebowej, a mianowicie:

$$\psi = \Delta A / \Delta m, \quad (1)$$

gdzie:  $\Delta A$  – energia, użyta na rozpad i wymycie masy  $\Delta m$  próbki glebowej.

W takiej sytuacji problem wzajemnego oddziaływania strumienia wody i glebogruntu będzie sprowadzał się do określenia, czyli pomiarów wielkości  $\Delta A$  i  $\Delta m$ . Kolejno, opracowanie teoretycznych zasad rozwiązania problemu i eksperymentalne wyznaczenie wartości wielkości wchodzących w równanie (1), może ujawnić nowe zasadnicze zależności w fizycznym mechanizmie procesów erozyjnych i ustalić najbardziej istotne związki tu występujące.

Oznaczmy przez  $dh_n$  warstwę glebogruntu, rozmywaną strumieniem wodnym w czasie  $dt$ , i  $dh_{in}$  głębokość przesunięcia frontu (czoła) wsiąkającej w glebę wody w tym samym czasie  $dt$ , wtedy prędkości wynoszą odpowiednio: rozpadu warstwy gleby –  $dh_n/dt$  i ruchu czoła wody –  $dh_{in}/dt$ . Erodujący glebogrunut nie

przepuszcza wody, jeśli  $dh_{in} = 0$ . Nieprzepuszczające wody glebogrunty w realnych warunkach praktycznie nie występują, dlatego  $dh_{in}/dt \geq 0$ .

Gdy prędkość rozpadu warstwy glebogruntu spowodowana strumieniem wodnym jest większa lub równa prędkości ruchu frontu wsiąkającej wody, wtedy:

$$dh_n \geq dh_{in}. \quad (2)$$

Warunek (2) pokazuje, że gleba nie wymienia wody ze strumieniem wodnym, tj. zmianę energii systemu (układu) spowodowaną wniknięciem filtrującej wody lub soli do gleby można pominąć,

$$\sum_{i=1}^K \mu_i dn_i \approx 0, \quad (3)$$

gdzie:

- $n_i$  – ilość komponentów, wyrażona liczbą naturalną,
- $\mu_i$  – potencjał chemiczny, charakteryzujący zmianę swobodnej energii glebogruntu, wywołaną zmianą zawartości  $i$ -tego komponentu przy stałych wartościach pozostałych składników.

Wyrażając  $dh_n$  i  $dh_{in}$  przez elementarne objętości  $dV_n = dh_n dB dl$  i  $dV_{in} = dh_{in} dB dl$ , gęstość szkieletu glebogruntu  $\rho_n$  i wody  $\rho_w = f(h_{in}, t)$ , i elementarne masy otrzymamy:

$$dm_{in}/[\rho_n + f(h_{in}, t)] - dm_n/\rho_n = \Delta V_w = 0, \quad (4)$$

gdzie:  $\rho_w = f(h_{in}, t)$  – funkcja rozkładu gęstości wody w warstwie glebogruntu za okres infiltracji (przesiákania)  $t$ ;  $dh_n, dB$  i  $dl$  – wymiary liniowe elementarnej objętości;  $dm_n/\rho_n$  – elementarna objętość glebogruntu z początkową wilgotnością objętościową  $\theta_0$ ;  $dm_{in}/[\rho_n + f(h_{in}, t)]$  – elementarna objętość glebogruntu z wilgotnością objętościową  $\theta_1$ , w następstwie wniknięcia w glebę wody w czasie  $dt$ ;  $\Delta V_w$  – objętość wody wsiąkniętej w czasie  $dt$ .

Wzajemnemu oddziaływaniu strumienia wody i stałego glebogruntu, bez uwzględnienia infiltracji (przesiákania) zgodnie z (4), towarzyszy cały kompleks wzajemnie powiązanych procesów. Załozymy, że wszystkie parametry tych procesów zmieniają się nieskończenie powoli i proces erozyjny jest ustabilizowany, tj. występuje proces quasistatyczny. Dla tego przypadku podstawowe równanie termodynamiki może być zapisane w postaci:

$$T dS = dU + \sum_{i=1}^n B_i db_i. \quad (5)$$

gdzie:

- $T$  – temperatura,
- $dS$  – funkcja, określana równaniem różniczkowym,
- $S$  – entropia,
- $dU$  – zmiana wewnętrznej energii systemu, określana początkowym i końcowym stanem systemu i przedstawiająca sobą różniczkę zupełną,
- $B_i$  – uogólniona siła, występująca przy równowadze funkcji zewnętrznych parametrów  $b_i$  i temperatury  $T$  (przy niestatycznych procesach uogólniona siła  $B_i$  jest funkcją nie tylko zewnętrznych  $b_i$  i wewnętrznych  $a_i$  parametrów, ale także i pochodnych  $db_i/dt$  i  $da_i/dt$ ).

Posłużmy się metodą termodynamicznych potencjałów. Jeśli stan systemu „erodujący stały glebogrunty – strumień wody” określany jest wybranymi uogólnionymi współzrędnymi  $b_i$  i entropią systemu  $S$ , to jego potencjał termodynamiczny przedstawia energię wewnętrzną  $U(S, b_i)$ ,

$$dU = T dS - \sum_{i=1}^n B_i db_i. \quad (6)$$

Stan systemu, wyznaczonego parametrami zewnętrznymi  $b_i$  i temperaturą  $T$ , charakteryzowany jest termodynamicznym potencjałem swobodnej energii Hengolca  $F(b_i, T)$ ,

$$dF = -S dT - \sum_{i=1}^n B_i db_i.$$

Przy  $T = \text{const.}$  formuła powyższa przyjmuje postać:

$$dF = - \sum_{i=1}^n B_i db_i. \quad (7)$$

Jeśli stan systemu (układu) określany jest temperaturą  $T$  i siłami uogólnionymi  $B_i$ , sprzężonymi parametrami zewnętrznymi  $b_i$ , to potencjał termodynamiczny systemu będzie całkowitą energią Gibbsa  $G(T, b_i)$

$$dG = p dV + V dp - S dT - \sum_{i=1}^n b_i dB_i, \quad (8)$$

gdzie:

- $p$  – ciśnienie hydrostatyczne,
- $V$  – objętość systemu.

Oznaczmy przez  $\delta A_1$  pracę wykonaną przez strumień wody na erodowanym glebogrunty, na przemieszczeniu jego granic i pokonaniu przy tym pewnego równomiernie rozłożonego ciśnienia hydrostatycznego  $p$ . Przy czym  $p$  niekoniecznie musi być równe ciśnieniu w systemie. Jednakże ta równość ciśnień ma miejsce, jeśli erodowany glebogrunty znajduje się w równowadze quasistatycznej ze strumieniem wodnym. Jeśli  $dV$  jest nieskończenie małą zmianą objętości, praca ta wynosi:

$$\delta A_1 = b_1 dB_1 \equiv p dV, \quad (9)$$

niezależnie od formy i wewnętrznej struktury systemu. Równanie (8) po uwzględnieniu (9) przyjmuje postać:

$$dG = V dp - S dT - \sum_{i=2}^n b_i dB_i.$$

Przy spełnieniu wymagań dla stałego glebogrunty  $p = \text{constans}$  i  $T = \text{constans}$  będziemy mieli:

$$dG = - \sum_{i=2}^n b_i dB_i \quad (10)$$

Jeśli niezależnymi parametrami systemu są entropia  $S$  i uogólnione siły  $B_i$ , to termodynamicznym potencjałem będzie entalpia  $H(S, B_i)$ ,

$$dH = T dS - \sum_{i=2}^n b_i dB_i \quad (11)$$

Przeanalizujemy otrzymane równania (6), (7), (10), (11) z punktu widzenia możliwości eksperymentalnego zmierzenia występujących w nich wielkości. Formuła (6) z praktycznego punktu widzenia jest niewygodna przez to, że jedna z jej niezależnych zmiennych – entropia  $S$ , bezpośrednio, podobnie wielkości  $V$ ,  $p$ ,  $T$ , nie może być zmierzona. Analogiczny wniosek można wyciągnąć przy zależności (11). Do wykorzystania równania (7) konieczny jest pomiar zewnętrznych parametrów  $b_i$ , ponieważ w tym przypadku uogólniona siła  $B_i$  jest nie tylko funkcją  $b_i$  i  $T$ , ale i parametrów wewnętrznych  $a_i$  i pochodnych po czasie.

Uwzględniając powyższe, uważamy za możliwe wykorzystanie równania (10) dla opisu erozyjnych procesów stałych glebogrunтів, ponieważ w tym przypadku praca sił zewnętrznych  $\sum_{i=2}^n b_i dB_i$  jest równa zmianie swobodnej energii systemu. Znak „-“ przed sumą w równaniu (10) obrazuje fakt, że zwiększenie swobodnej energii systemu związane jest z nakładami energetycznymi. Sens niezależnych zmiennych w  $\sum b_i dB_i$  polega na tym, że przedstawiają one sobą elementarne prace, wykonane przez system przeciw siłom zmiennej przyrody, na przykład: praca sił grawitacyjnych  $\delta A_2 = b_2 dB_2$ , prace sił powierzchniowego napięcia na granicy faz  $\delta A_3 = b_3 dB_3$ , praca sił osmozy  $\delta A_4 = b_4 dB_4$ , prace sił magnetycznych przyrody  $\delta A_5 = b_5 dB_5$ , prace sił elektrycznych przyrody  $\delta A_6 = b_6 dB_6$  itd.

W systemie zrównoważonym, gdzie proces erozyjny jest ustabilizowany, ciśnienie i temperatura systemu są wielkościami stałymi, swobodna energia  $dG$  zgodnie z równaniem (10) jest minimalna i stała we wszystkich punktach rozpatrywanej objętości systemu. Wynika stąd, że stałość  $G$  jest koniecznym i dostatecznym warunkiem termodynamicznej równowagi w izotermicznym systemie, i kolejno, równowaga może być zabezpieczona przez różnorakie kojarzenie wielkości  $b_i$  i  $dB_i$ , określających  $G$ . Po scałkowaniu równania (10)  $\Delta G = - \Delta A$ , gdzie  $\Delta A$  – całkowita energia zużyta na erodowanie tylko glebogrunту bez uwzględnienia infiltracji.

Wtedy na bazie (1) potencjał erozyjnej odporności dla stałych glebogrunтів, bez uwzględnienia przesiąkania, przyjmie postać:

$$\psi_T = \Delta G / \Delta m = - \Delta A / \Delta m \quad (12)$$

Z otrzymanego równania (12) widać, że potencjał erozyjnej odporności  $\psi_T$  przedstawia sobą wielkość stałą dla konkretnego glebogrunту i opisuje jego właściwości.

Erodowanie glebogrunтів z uwzględnieniem infiltracji jest możliwe, jeśli prędkość ruchu frontu przesiąkającej wody jest większa od prędkości rozpadu warstwy glebogrunту pod wpływem strumienia wody.

Dla tego przypadku wyrażenie (4) zapiszemy następująco:

$$dm_{in} / [\rho_n + f(h_{in}, t)] - dm_n / \rho_n = \Delta V_w \geq 0, \quad (13)$$

gdzie:  $\Delta V_w$  – objętość wody, wsiąkniętej w czasie  $dt$  na głębokość  $dh_{in}$ .

Objętość  $\Delta V_w$  można wyrazić przez sorbcyjność – funkcję wprowadzoną przez Filipa i przedstawiającą sobą objętość wody  $\Delta V_w$ , wsiąkanej na jednostkę powierzchni  $A$  w pierwszej sekundzie  $t$ ,

$$C = \Delta V_w / A \sqrt{t} = [(\theta_1 - \theta_0) \Phi_1 / b]^{1/2}. \quad (14)$$

gdzie:  $\theta_0$  – wilgotność objętościowa gleby,  $m^3 \cdot m^{-3}$ ;  $\theta_1$  – ustabilizowana objętościowa wilgotność gleby po przejściu frontu nawilżania przy potencjale strumienia  $\Phi_1$ .

Według Filipa  $b = 0,5$ ; według Reynoldsa i Euryka dla większości gleb  $b = 0,55$ .

Po wyznaczeniu  $\Delta V_w$  z (14) i podstawieniu do (13) otrzymujemy:

$$f(h_{in}, t) = \rho_n \left( \frac{dm_{in}}{dm_n + \rho_n C A \sqrt{t}} - 1 \right). \quad (15)$$

W ten sposób otrzymane warunki (13) i (15) pokazują, że gleba wymienia się masą ze strumieniem wody, tj. zachodzi zmiana energii systemu kosztem zmian koncentracji lub składu jej komponentów w wyniku wejścia infiltrującej wody lub soli na wielkość,

$$\sum_{i=1}^K \mu_i dn_i > 0, \quad (16)$$

gdzie:  $\mu_i = \left( \frac{\partial u}{\partial n_i} \right)_{s,b}$  – chemiczny potencjał  $i$ -tego komponentu.

Procesom erozyjnym, przy uwzględnieniu charakterystyk nasiąkania glebo-gruntów, w porównaniu z erodowaniem bez ich uwzględniania, towarzyszą zmiany energii systemu na wielkość addytywną, określaną wyrażeniem (16). Uwzględniając, że występuje proces quasistatyczny, podstawowe równanie termodynamiki dla systemów ze zmienną masą można zapisać następująco:

$$T dS = dU + \sum_{i=1}^n B_i db_i - \sum_{i=1}^K \mu_i dn_i. \quad (17)$$

Uwzględniając, że najbardziej pożądanymi charakterystycznymi funkcjami są termodynamiczne potencjały  $U$ ,  $F$ ,  $G$  i  $H$ , to na bazie (17), analogicznie jak wyżej, można otrzymać:

$$\Psi_T = \Psi_{Ti} - \Psi_i,$$

gdzie:  $\Psi_{Ti}$  – potencjał erozyjnej odporności glebogruntu z uwzględnieniem infiltracji,  $\Psi_i$  – potencjał infiltracji, uwzględniający wpływ energo- i masowymiennych procesów w następstwie wsiąkania wody w glebogrunt.

Wynika stąd, że:

$$\Psi_{Ti} = \Psi_T + \Psi_i, \quad (18)$$

tj. właśnie potencjał erozyjnej odporności  $\Psi_T$  przedstawia sobą wielkość addytywną i stałą dla konkretnego glebogruntu i charakteryzuje jego właściwości. Przesztrzenna zmienność  $\Psi_i$  wpływa na wielkość  $\Psi_{Ti}$ , natomiast stałość  $\Psi_T$  dla konkretnego glebogruntu jest zachowana.

Proces erozji gleb, zachodzący wiosną, jest rezultatem kompleksowego wzajemnego oddziaływania systemu atmosferycznego – ściółkowania powierzchnia. W niej w rezultacie procesów wymiany zachodzą: przemarzanie gleby, gromadzenie opadów, topienie śniegu, rozmarzanie gleby, infiltracja gleby, formowanie pochyłości zbocza i erozja gleby.

Analogicznie, jak wykazano wyżej, dla zamrożonych glebogruntów otrzymamy:

$$\Psi_{mn} = \Psi_T + \Psi_{OT}, \quad (19)$$

gdzie:  $\Psi_{OT}$  – potencjał rozmarzania zamrożonych glebogruntów.

### Podsumowanie

Do opisanego procesów erozyjnych można wykorzystywać metodę termodynamicznych potencjałów. Należy zauważyć, że termodynamiczny potencjał Gibbsa jest najbardziej przydatny w tych przypadkach, kiedy można zbudować urządzenia dla eksperymentalnego zmierzenia niezależnych zmiennych wchodzących w odpowiednie równanie różniczkowe. Ustalono, że potencjał erozyjnej odporności gleb przedstawia sobą wielkość addytywną i stałą dla konkretnego glebogruntu i opisuje jego właściwości, tj. może być przyjęty za uniwersalne kryterium oceny erozyjnej odporności gleb.

Dla sprawdzenia przesłanek teoretycznych określenia erozyjnej odporności gleb zostały opracowane i zbudowane laboratoryjne i polowe urządzenia. Wyznaczanie potencjalnej odporności erozyjnej gleb w warunkach polowych przeprowadzono z użyciem urządzeń pracujących na zasadzie rozmywania testowanego polećka strumieniem wody [PATENT FR 1999]. Dla zbadania hydrofizycznych właściwości gleb opracowano piezometr [PATENT FR 1997], pozwalający w warunkach polowych mierzyć współczynnik infiltracji, macierz potencjału strugi, a – parametr, sorbcyjność. Badania eksperymentalne nad wyznaczeniem potencjału erozyjnej odporności gleb i hydrofizycznych charakterystyk wykazały, że wielkość  $\Psi_i = \text{constans}$  dla tych samych gleb.

## Literatura

**PATENT FR 1997.** *Piezometr.* Sirotkin W.M., Maksimow I.I., Sirotkin W.W., Akwilianow A.P. Patent Federacji Rosyjskiej 2078331. Biuletyn Patentowy nr 12 z 27 IV 1997.

**PATENT FR 1999.** *Sposób wyznacznia potencjału erozyjnej odporności glebogrunatów w warunkach polowych.* Maksimow I.I., Sirotkin W.M., Gerasimow W.M. i in. Patent Federacji Rosyjskiej 2129268. Biuletyn Patentowy nr 11 z 20 IV 1999 r.

**Słowa kluczowe:** erozja gleb, metody badań, uprawa gleb na pochyłościach

## Streszczenie

Dla opisu procesów erozyjnych gleby zastosowano metodę potencjału termodynamicznego. Uzasadniono celowość wykorzystania w tym celu potencjału termodynamicznego Gibbsa. Jako podstawowe uniwersalne kryterium oceny erozyjnych właściwości glebogrunatów przyjęto potencjał erozyjnej odporności, przedstawiający sobą energię, zużytą na rozpad i wymycie jednostki masy gleby w konkretnych warunkach polowych jej zalegania. Dla sprawdzenia przesłanek teoretycznych określenia erozyjnej odporności gleb zostały opracowane i zbudowane laboratoryjne i polowe urządzenia. Badania eksperymentalne nad wyznaczaniem potencjału erozyjnej odporności gleb i hydrofizycznych charakterystyk wykazały, że wielkość (potencjał infiltracji)  $\psi_T = \text{constans}$  dla tych samych gleb.

## METHOD OF DETERMINATION THE EROSION RESISTANCE OF SOILS

*Iwan Maksimow<sup>1</sup>, Jan R. Kamiński<sup>2</sup>*

<sup>1</sup> Department of Agricultural Machines, Agricultural University, Czeboksary, Rosja

<sup>2</sup> Branch Kłudzienko, Institute for Buildings, Mechanization and Electrification of Agriculture, Warszawa

**Key words:** erosion process, method of thermodynamic potentials

## Summary

For description of erosion processes the method of thermodynamic potentials was used. The thermodynamic potential of Gibbs is more suitable for this purpose, because it is possible to develop mechanisms for experimental measurement of independent variables being parts of a corresponding differential equation. It was shown that the potential of erosion resistance is an additive and constant for specific soil, expressing its properties, i.e. may be taken as a common integral criterion of the estimation of erosion resistance of soils.

Dr inż. Jan R. **Kamiński**

Instytut Budownictwa, Mechanizacji i Elektryfikacji Rolnictwa

Oddział w Kłudzienku

gm. Grodzisk Mazowiecki

05-824 KŁUDZIENKO