

Rozdział 8

PODSTAWOWE POJĘCIA HYDROLOGII

Hydrologia w najszerszym rozumieniu jest nauką o wodzie, jej występowaniu w przyrodzie i krążeniu, właściwościach, współdziałaniu z otaczającym środowiskiem, w tym z biosferą. Hydrologia należy do grupy nauk o Ziemi; jest gałęzią geofizyki. Ze względu na szeroki zakres zainteresowań hydrologii mówimy, że jest to nauka o charakterze interdyscyplinarnym. Podstawowe nauki związane z nią to fizyka, matematyka, geologia, mechanika cieczy, statystyka, biologia i inne.

Podział na dyscypliny hydrologii przyjęto ze względu na środowisko, w którym zachodzi dana część cyklu hydrologicznego. I tak na przykład, w atmosferze wyodrębniamy hydrometeorologię powiązaną z meteorologią i klimatologią; w oceanach - oceanologię; w litosferze - hydrogeologię.

Zadaniami hydrologii są:

1. Poznanie praw rządzących cyklem hydrologicznym w całości oraz w poszczególnych jego fazach i elementach.
2. Poznanie zasobów wodnych w skali globalnej, regionalnej i krajowej, ich rozkładu i zmienności w przestrzeni i w czasie.
3. Poznanie wpływu działalności człowieka na zasoby wodne i cykl hydrologiczny oraz opracowanie metod przeciwdziałania ujemnym skutkom tej działalności.
4. Dostarczanie podstawowych informacji do projektów przedsięwzięć gospodarczych, społecznych i obronnych państwa związanych z wykorzystaniem wody.
5. Prowadzenie prac naukowo-badawczych niezbędnych do funkcjonowania służb hydrologicznych i meteorologicznych.

W hydrologii spotykamy się z następującymi pojęciami.

1. Opad, P - grubość warstwy wyrażona w mm słupa wody, która spadła na powierzchnię poziomą w określonym czasie.
2. Odpływ, O - objętość wody (w m³ lub km³) odpływająca z danego obszaru w pewnym czasie (doba, miesiąc, rok); moduł (lub wskaźnik) odpływu, H - objętość wody odpływająca z obszaru o powierzchni A w pewnym czasie wyrażona w mm jako

grubość warstwy wody, $O = H \cdot A$.

3. Przepływ, Q - objętość wody przepływająca przez określony przekrój poprzeczny, np. koryto rzeki, ($m^3 s^{-1}$)

$$Q = \frac{O}{T} \quad \begin{array}{l} \text{(odpływ)} \\ \text{(czas)} \end{array} \quad (268)$$

4. Spływ jednostkowy, q - objętość wody odpływająca w jednostce czasu z jednostki powierzchni

$$q = \frac{Q}{A} \quad \begin{array}{l} \text{(przepływ)} \\ \text{(powierzchnia)} \end{array} \quad \text{lub} \quad q = \frac{O}{TA} \quad (269)$$

5. Współczynnik odpływu, α - stosunek modułu odpływu do opadu, bezwymiarowy

$$\alpha = \frac{H}{P} \quad (270)$$

6. Ciśnienie hydrauliczne - ciśnienie spowodowane przez ciężar wody wzniesionej ponad dany poziom.
7. Gradient hydrauliczny - zakres zmian ciśnienia hydraulicznego na określonej odległości.
8. Stan wody, W lub H - wzniesienie (w metrach) zwierciadła wody w miejscu pomiaru (rzeka, jezioro) ponad przyjęty umownie poziom zwany zerem wodowskazu.
9. Intercepcja - przechwytywanie części opadu przez roślinność, budynki itp.
10. Retencja powierzchniowa - proces gromadzenia wody w postaci cienkiej warstwy na powierzchni gruntu, w lokalnych zagłębieniach, rowach, obniżeniach terenu.
11. Infiltracja - (wsiąkanie) przenikanie wody przez powierzchnię w głąb gruntu.
12. Filtracja - ruch wody w ośrodku porowatym. Szczególnym rodzajem filtracji jest ruch wód podziemnych.
13. Strefa aeracji - strefa gruntu wypełniona w części wodą, w pozostałej części powietrzem i parą wodną.
14. Strefa saturacji - strefa gruntu praktycznie w całości wypełniona wodą.
15. Retencja gruntowa, R - gromadzenie wody w glebie i głębszych warstwach gruntu.
16. Ośrodek porowaty - jest to ciało stałe zawierające niezliczoną ilość drobnych przestrzeni, szczelin, wąskich kanalików. Ośrodkiem porowatym jest grunt o strukturze ziarnistej.
17. Odpływ bezpośredni - przyjmuje się jako sumę dwóch składników: odpływu powierzchniowego i podpowierzchniowego (odpływ w płytkiej, luźnej warstwie gleby, wśród korzeni, w darninie).

18. Cykl hydrologiczny - nieprzerwane krążenie wody nad powierzchnią Ziemi, obejmujące parowanie oraz powrót wody do oceanów.
19. Zlewnia - powierzchnia lądu zasilająca system rzeczny powyżej profilu pomiarowego

8.1 Cykl hydrologiczny

Woda na Ziemi jest w nieustannym ruchu tworząc zamknięty i nieskończony **cykl hydrologiczny**. Głównym ośrodkiem cyklu są oceany i atmosfera. Procentowy udział lądów w obiegu wynosi 23% ogólnej ilości wody.

Opis cyklu hydrologicznego można rozpocząć od oceanów, które stanowią ogromne magazyny wody. Parowanie z oceanów dostarcza wilgoci do tworzenia się chmur, i w konsekwencji do opadów. Od chwili, gdy woda spada na ląd w postaci deszczu, do momentu, gdy powraca do oceanu, napotyka wiele przeszkód i wskutek tego tylko pewna jej część dociera do celu. Znaczny jej procent powraca wprost do oceanu w wyniku parowania, podczas gdy pewna jej część zostaje chwilowo zatrzymana przez różne ośrodki, takie jak gleby czy skały. Proces ten nazywamy retencją.

Retencja jest to czasowe zatrzymanie lub ograniczenie procesu krążenia wody, (zgromadzenie pewnej ilości wody). Dlatego też wygodnie jest traktować lądową część cyklu hydrologicznego jako połączony zespół zbiorników retencyjnych tworzących kaskadę, w której każdy zbiornik ma ograniczoną zdolność magazynowania wody.

Badanie lądowej fazy cyklu hydrologicznego rozpoczyna się od analizy opadu. Przyczyną opadów jest ochłodzenie atmosfery, co prowadzi do kondensacji pary wodnej.

Po osiągnięciu powierzchni gruntu opad zatrzymywany jest na różnorodnych suchych powierzchniach. Jeżeli powierzchnie te zostaną całkowicie zwilżone, woda opadowa może poruszać się dalej i brać udział w kolejnych etapach cyklu hydrologicznego. Proces ten nosi nazwę **intercepcji**. Wielkość intercepcji zmienia się w szerokich granicach, w zależności od szorstkości powierzchni.

W przypadku pokrywy leśnej, powierzchniami, które musi zwilżyć opad są powierzchnie liści i poszycia leśnego. Inna sytuacja występuje w terenie zurbanizowanym, gdzie straty opadu są mniejsze ze względu na większą gładkość powierzchni przechwytyjących.

Początkowa objętość opadu, bez względu na miejsce występowania, zostaje stracona na intercepcję, której wielkość jest ustalona i zależy od rodzaju powierzchni. Po uwzględnieniu tej początkowej straty, pozostała część opadu bierze udział w dalszym obiegu

wody. Dlatego też proces intercepcji jest stosunkowo nieistotny w przypadku opadów długotrwałych, natomiast bardzo ważny przy opadach przelotnych.

Każdy kontakt nienasyconego powietrza z moką powierzchnią wywołuje proces dyfuzji. Proces przemiany stanu ciekłego w gazowy nazywamy parowaniem. Jego intensywność zależy od wielu czynników, z których najważniejszym jest źródło energii. Tym źródłem jest promieniowanie słoneczne, osiągające maksimum w lecie. Parowanie przebiega wówczas szybciej niż w zimie. Jeżeli powietrze pozostaje w bezruchu nad wilgotną powierzchnią, szybko osiąga stan nasycenia i proces parowania zatrzymuje się. Warunkiem kontynuacji procesu parowania jest dostarczenie nad moką powierzchnią świeżego, nienasyconego powietrza. Do tego potrzebny jest wiatr.

Parowanie zachodzące stale w atmosferze ziemskiej prowadzi do maksymalnego ubytku wody, nazywanego **parowaniem potencjalnym**. Innymi słowy:

DEFINICJA 8.1. (parowania potencjalnego)

Parowaniem potencjalnym nazywamy maksymalnie możliwe parowanie w danych warunkach termicznych i wilgotnościowych przy stałej obecności wody.

W większości wilgotnych regionów powierzchnia gleby, z której zachodzi parowanie jest niewielka, ponieważ przez przeważającą część roku gleba jest pokryta roślinnością. W takich warunkach głównym czynnikiem wyznaczającym całkowity ubytek wody z powierzchni łądu jest **transpiracja**.

DEFINICJA 8.2. (transpiracji)

Transpiracja jest fizjologicznym procesem parowania wody z roślin, gdy wilgotność otaczającego powietrza jest mniejsza od wilgotności powietrza w porach roślin.

Ubytek wody z powierzchni roślin uzupełniają korzenie kontaktujące się z wodą glebową.

Ponieważ trudno jest oddzielić proces parowania od procesu transpiracji, powszechnie stosowany jest termin **ewapotranspiracja**, który opisuje połączone działanie obydwu czynników zmniejszających zasoby wilgoci w glebie. W obliczeniach powszechnie wykorzystywany jest wzór

$$E_p = 0.40 \frac{T_{\text{sr}}}{T_{\text{sr}} + 15} (I_g + 50) \quad [\text{mm / miesiąc}] \quad (271)$$

gdzie: T_{sr} - średnia temperatura miesiąca;

I_g - promieniowanie całkowite pochodzące od Słońca;

$$I_g = I_{gA}(0.18 + 0.62h/H);$$

gdzie: I_{gA} - promieniowanie całkowite pochodzące od Słońca przy braku atmosfery i zachmurzenia w [$\text{cal cm}^{-2} \text{ d}^{-1}$], (d – doba);

H - astronomiczna długość dnia w godzinach;

h - długość naświetlenia mierzona heliografem Campbella;

h/H - naświetlenie względne, w Polsce 0.4 - 0.7.

Powyższy wzór opisuje pierwsze przybliżenie procesu ewapotranspiracji dla przeciętnych warunków atmosferycznych.

W praktyce wykorzystywany jest również wzór Thornthwaite'a na ewapotranspirację potencjalną w postaci

$$E_p = \frac{135}{30} \left(\frac{T_m}{26.5} \right)^a \quad [\text{mm / doba}] \quad (272)$$

gdzie: $a = \frac{0.92621}{2.42325 - \log I}$

$$I = \sum_i^{12} i; \quad i = \left(\frac{T_n}{5} \right)^{1.514}$$

$T_n = T_1, T_2, \dots, T_{11}$ - średnia temperatura jedenastu miesięcy poprzedzających badaną dobę;

T_m - średnia temperatura danej doby:

$$T_m = \frac{T_{\min}^j + 2T_{\max}^j + T_{\min}^{j+1}}{4}; \quad j - \text{wskaźnik danej doby};$$

$j + 1$ wskaźnik następnej doby.

Wzór (272) daje zadowalające wyniki do przybliżonej oceny strat bilansowych w równaniu bilansu wodnego.

Rolę ewapotranspiracji w lądowej fazie cyklu hydrologicznego można określić jako stopniowy ubytek wilgoci glebowej, znacznie przekraczający odwadnianie gleby wskutek działania sił grawitacyjnych. W efekcie działania tego procesu tworzy się deficyt wilgoci, którego wyrównanie jest niezbędnym warunkiem poprzedzającym włączenie się wody opadowej do procesu odpływu.

Obliczanie parowania z powierzchni wody na podstawie danych ze standardowej sieci pomiarowej (stacje synoptyczne) można prowadzić posługując się ogólną postacią równania Daltona

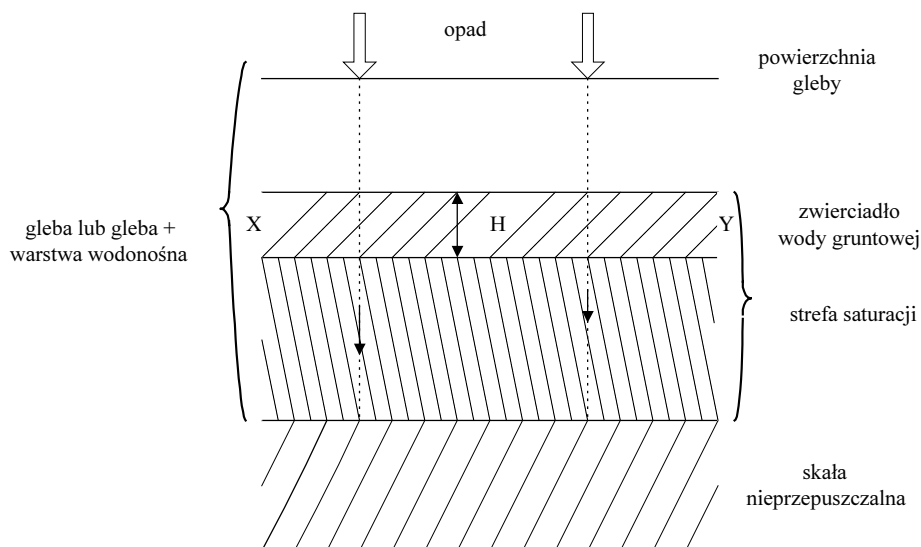
$$E_w = f(u)(e_w - e_a) \quad (273)$$

gdzie: e_w - prężność pary wodnej nasyconej w temperaturze powierzchni parującej;

e_a - prężność pary wodnej w powietrzu nad powierzchnią parującą;

$f(u)$ - funkcja prędkości wiatru.

Część opadu atmosferycznego pozostała po całkowitym zwilżeniu pokrywy roślinnej bierze udział w procesie zwilżania gleby lub w odpływie po powierzchni - spływ powierzchniowy. Proces, w którym woda przenika do gleby nazywamy infiltracją. Jej wielkość mierzona jest zwykle w centymetrach warstwy wody w jednostce czasu.

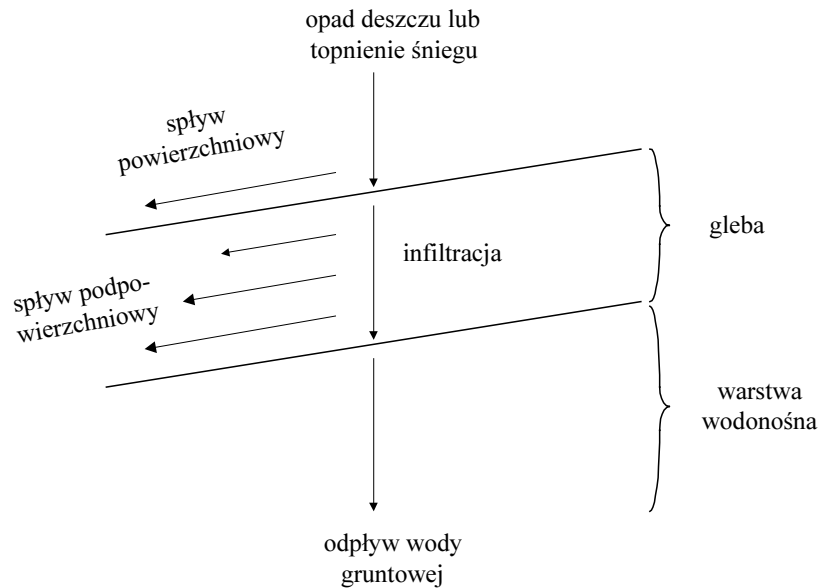


Rys. 46. Położenie zwierciadła wody gruntowej.

Glebę można porównać do ogromnej gąbki. Całkowita przestrzeń wypełniona wodą i powietrzem nosi nazwę **porowatości** i określana jest w procentach. Dzięki istnieniu wolnych przestrzeni woda może przedostawać się do cieków podziemnych lub w głąb warstwy przepuszczalnej. Przemieszczenie się wody z powierzchni gleby do cieków lub w głąb warstwy przepuszczalnej (wodonośnej) jest bardzo powolne ze względu na to, że odbywa się w skomplikowanym systemie szczelin o małej średnicy. Prędkość tego ruchu zależy od liczby oraz wielkości porów wypełnionych wodą. Jeżeli wszystkie pory wypełnione są wodą, to gleba znajduje się w stanie nasycenia - **saturacji**. Płaszczyzna wyznaczająca górną powierzchnię strefy saturacji nazywana jest **zwierciadłem wody gruntowej**. Porowatą część

gruntu (skały) zdolną do przewodzenia znacznych ilości wody nazywamy warstwą wodonośną.

Na rysunku 47 przedstawiono glebę nasyconą do głębokości H ponad poziom odniesienia XY . Prędkość ruchu wody w warstwie przepuszczalnej zmienia się proporcjonalnie do zmiany naporu hydraulicznego (głębokość gleby nasyconej H) i wartości przewodności hydraulicznej - **przepuszczalności**. Przepuszczalność określana jest w centymetrach na sekundę.



Rys. 47. Spływ wody po stoku.

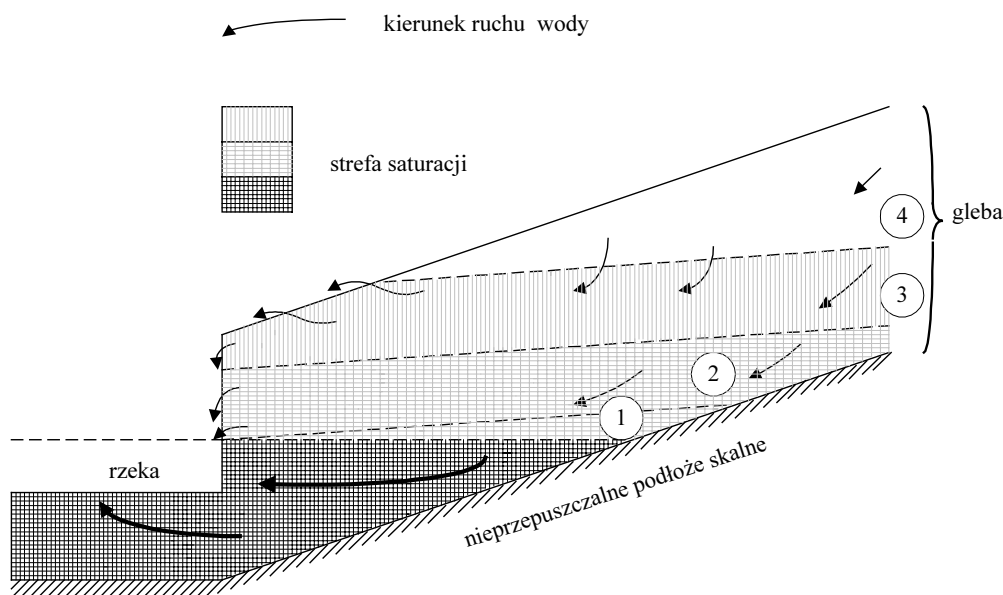
Większość gleb znajduje się na stokach. Oznacza to, że ruch wody glebowej odbywa się w kierunku podstawy stoku. Pionowa składowa tego ruchu nosi nazwę **infiltracji**, a składowa wzdłuż zbocza - **spływem podpowierzchniowym**. Obydwie składowe są mierzone w centymetrach na sekundę. Działanie infiltracji i spływu podpowierzchniowego powoduje wypełnianie wodą niższych części profilu glebowego i podniesienie poziomu zwierciadła wody gruntowej. W czasie długotrwałych opadów zakres strefy saturacji może być na tyle duży, że zwierciadło wody gruntowej przetnie powierzchnię gleby. Woda jako **spływ powierzchniowy** będzie się sączyć po powierzchni gleby. Prowadzi to do powodzi.

Powierzchnia łądu zasilająca system rzeczny powyżej profilu pomiarowego nosi nazwę **zlewni**. W pewnych przypadkach zlewnie mogą być całkowicie lub częściowo położone nad warstwami wodonośnymi.

Podstawa gleby w pobliżu cieklu wodnego znajduje się w stanie nasycenia (1 na rys. 48). W takim przypadku może również występować odpływ wody z gleby do cieklu pod

warunkiem, że zwierciadło wody gruntowej wznosi się ponad poziom ciekła, tworząc gradient hydrauliczny.

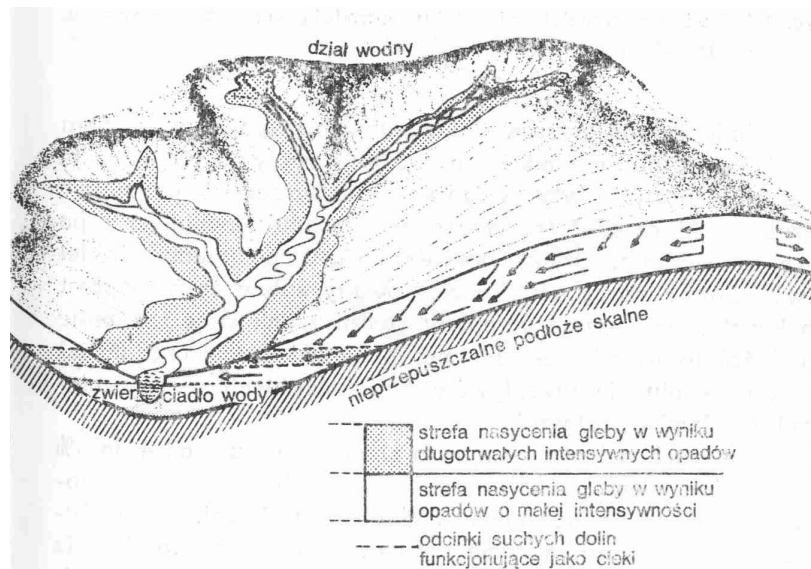
Działanie infiltracji oraz spływu podpowierzchniowego powoduje wypełnianie wodą niższych części profilu glebowego i podniesienie zwierciadła wody gruntowej (2 na rys. 48). Dzieje się tak w trakcie opadu, gdy duże ilości wody docierają do podstawy stoku w formie spływu podpowierzchniowego, powodując nasycenie gleby (3 na rys. 48) i intensywne zasilanie ciekła. W pewnych przypadkach zakres rozprzestrzeniania się strefy saturacji może być na tyle duży, że zwierciadło wody gruntowej przetnie powierzchnię gleby. Jeżeli tak się stanie, woda jako spływ powierzchniowy będzie się sączyć po powierzchni gleby w formie płytkiej warstwy (4 na rys. 48). Wraz z przedłużaniem się czasu trwania opadu strefa nasycenia w glebie położonej blisko sieci rzecznej może się rozbudować, wywołując spływ powierzchniowy na coraz większej powierzchni.



Rys. 48. Zmienne położenie strefy saturacji.

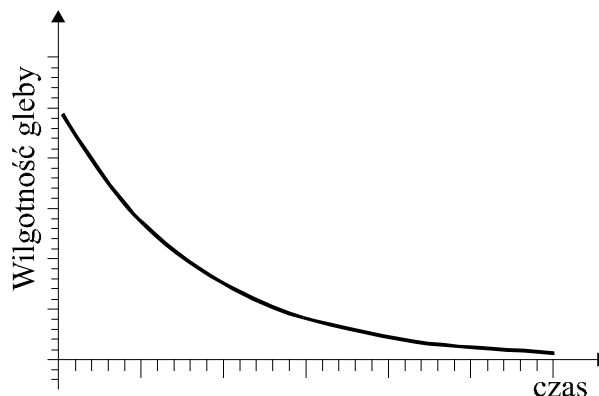
Jeżeli gleba jest nasycona, cały opad spadający na jej powierzchnię będzie odprowadzany do ciekła w postaci spływu powierzchniowego, który będzie zasilać rzekę szybciej i intensywniej niż spływ podpowierzchniowy. Spływ podpowierzchniowy wywołany opadem o małej intensywności lub krótkim czasie trwania jest niewystarczający do podniesienia strefy nasycenia do powierzchni gruntu. W takim przypadku zasilanie rzeki pochodzić będzie ze spływu podpowierzchniowego oraz bezpośredniego opadu do koryta. Strefa nasycenia wypełnia się, gdy opad trwa dalej, a zwłaszcza, jeżeli wzrasta jego intensywność. Wraz z wydłużaniem się czasu trwania opadu i wzrostem jego wysokości

powiększa się strefa nasycenia, jak również obszar objęty spływem powierzchniowym. Zależnie od opadu obszar ten, zwany **obszarem zasilania**, rozszerza się lub zwęża. Miejscem jego występowania jest prawie zawsze sąsiedztwo sieci rzecznej (patrz rys. 49). W regionach wilgotnych koryto rzeczne zajmuje 4-5% powierzchni zlewni, natomiast obszar zasilania przy długotrwałym opadzie osiąga ponad 30% obszaru zlewni.



Rys. 49. Poszerzenie ciek.

Po upływie około 48 godzin od zakończenia opadu następuje grawitacyjne odwadnianie większych porów glebowych, prowadzące do takiej zawartości wilgoci glebowej, którą powszechnie nazywa się **pojemnością połową**. W wyniku tego procesu woda utrzymuje się tylko w mniejszych porach, gdzie droga odpływu jest bardziej złożona. Wraz z upływem czasu gleba osusza się coraz wolniej, często zgodnie z zależnością wykładniczą (patrz rys. 50). Proces ten, nazywany odpływem podpowierzchniowym w strefie nienasyconej, prowadzi w efekcie końcowym do zasilania strefy nasyconej w sąsiedztwie ciek, stanowiąc część **przepływu podstawowego** ciek.



Rys. 50. Osuszanie gleby.

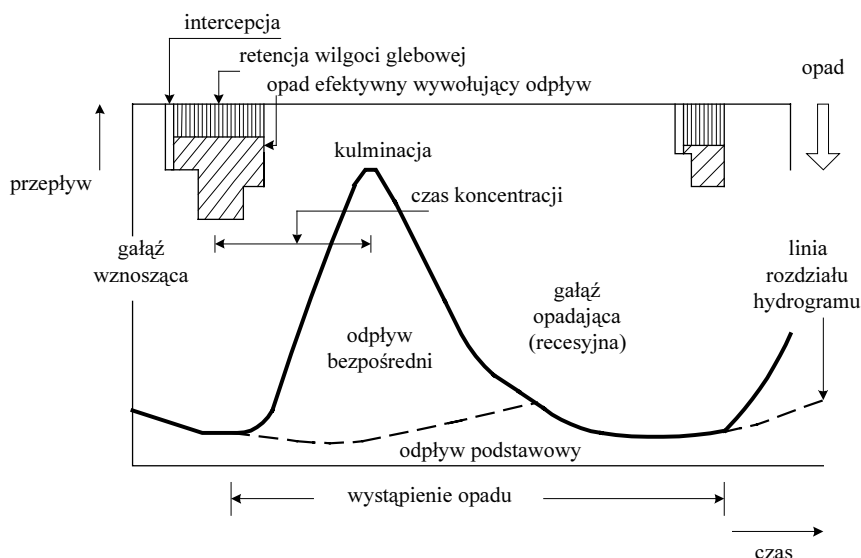
8.2 Fazy kształtowania się odpływu

1. Okres bezopadowy - brak odpływu bezpośredniego, przepływ w rzece odbywa się kosztem retencji gruntowej (odpływ podziemny). Woda ubywająca ze zlewni drogą ewapotranspiracji również pochodzi z retencji gruntowej.
2. Początek deszczu - nadal brak lub rozpoczęcie nieznacznego odpływu bezpośredniego, woda gromadzi się głównie w postaci intercepcji oraz retencji powierzchniowej, ewapotranspiracja istotnie zmniejsza się.
3. Kontynuacja deszczu - rozpoczynają się i przybierają istotne rozmiary: infiltracja, przesiąkanie i odpływ bezpośredni, rosną stany wody w rzekach.
4. Kontynuacja deszczu - retencje powierzchniowa i gruntowa zostają wypełnione, infiltracja osiąga wartość minimalną, znaczna część opadu przechodzi w odpływ bezpośredni.
5. Zakończenie deszczu - zanik odpływu powierzchniowego, następnie podpowierzchniowego, kontynuacja infiltracji, wzrost ewapotranspiracji, stany w rzece mogą jeszcze przez pewien czas wzrastać, następnie opadają.

8.3 Przepływ rzeczny

Przepływ rzeczny jest jednym z najłatwiejszych do pomiaru elementów cyklu hydrologicznego. Stanowi on wypadkową zasilania ze wszystkich źródeł. Przepływ jest mierzony w metrach sześciennych na sekundę. Wykres przebiegu przepływu w czasie w dowolnym przekroju cieków wodnych nosi nazwę **hydrogramu**.

Gdyby opad trwał nieskończenie długo, odpływ ze zlewni osiągnąłby pewną ustaloną wartość maksymalną, utrzymującą się przez cały okres trwania opadu. Na przykład opad o intensywności $1 \text{ [mmh}^{-1}\text{]}$, zasilający zlewnię o powierzchni $100 \text{ [km}^2\text{]}$, uformowałby odpływ rzędu $30 \text{ [m}^3 \text{ s}^{-1}\text{]}$. W rzeczywistości opady nie trwają jednak tak długo i kończą się zwykle zanim odpływ osiągnie ustaloną wartość. W takich warunkach na hydrogramie zaznacza się kulminacja przepływu, po której następuje opadanie (gałąź recesji) o przebiegu zbliżonym do krzywej wykładniczej. Gałąź recesji zdąża stopniowo do osiągnięcia małej ustalonej wartości przepływu (patrz rys. 51).



Rys. 51. Przykładowy hydrogram.

8.4 Zasoby wodne

Za miarę zasobów wodnych kraju uważa się odpływ roczny lub dobowy przypadający na 1 mieszkańca. Wskaźnik ten dla Polski i innych krajów Europy przedstawia tabela 8.

Tabela 8.

Zasoby wodne różnych krajów

Kraj	Zasoby w $\text{m}^3\text{M}^{-1}\text{d}^{-1}$	Uwagi
Rosja	35.6	
Austria	20.0	
Francja	8.2	
Niemcy	6.9	
Czechy	6.3	
Rumunia	5.1	
Polska	4.9	1966 – 1970
	< 4	2000
Egipt	3.8	

Wynika z niej wyjątkowa szczupłość zasobów Polski. Wzrastające zużycie wody i postępujące jej zanieczyszczenie wskazuje rangę trudności gospodarki wodnej w Polsce.