

Hydrogeologia z podstawami geologii

Jerzy Kowalski

Hydrogeologia z podstawami geologii

**Wydanie III
poprawione i uzupełnione**



Wrocław 2007

Opiniodawcy:

Zdzisław Śmietański

Andrzej Szczepański

Stanisław Staśko

Redaktor merytoryczny

Jerzy Sobota

Redakcja:

Janina Bartkowska

Elżbieta Winiarska-Grabosz

Janina Szydłowska

Alina Gebel

Halina Sebzda

Projekt okładki

Romuald Lazarowicz

Na okładce wykorzystano satelitarną fotografię terytorium Omanu (satelita "Landsat")

Podręcznik akademicki dofinansowany przez Ministra Nauki i Szkolnictwa Wyższego

© Copyright by Wydawnictwo Uniwersytetu Przyrodniczego we Wrocławiu, Wrocław
2007

ISBN 978-83-60574-14-0

WYDAWNICTWO UNIwersytetu PRZYRODniczego WE WROcławIU

Redaktor naczelny – prof. dr hab. Andrzej Kotecki

ul. Sopocka 23, 50-344 Wrocław, tel. (071) 328-12-77

e-mail: wyd@ozi.ar.wroc.pl

Nakład: 1000 + 16 egz. Ark. wyd. 18,7
Druk i oprawa: Korab Reklama Sp. z o.o.

Przedmowa do wydania II

Wyczerpanie nakładu podręcznika, którego pierwsze wydanie miało miejsce przeszło dziesięć lat temu, skłoniło autora do przygotowania nowej edycji, adresowanej głównie do studentów inżynierii środowiska.

Wody podziemne stanowiące:

- źródło zaopatrzenia w wodę ludności i przemysłu;
- część wody użytecznej lub szkodliwej w rolnictwie;
- wodę, którą należy odprowadzić w związku z odwodnieniami budowlanymi lub trwałym obniżeniem poziomu wody gruntowej na terenach zabudowanych;
- wodę, która przez swój ruch lub ciśnienie oddziałuje na podłoże gruntowe, budowle wodne, jak zapory, wały przeciwpowodziowe, fundamenty jazów itp. – stawiają nauce i działaniom praktycznym stale nowe zadania, które ze względu na przyrodnicze warunki występowania, zasilania i skomplikowane drogi krążenia nie mogą być analizowane schematycznie.

Życzeniem autora jest, aby studium hydrogeologii chcieli widzieć system wód podziemnych jako pewną jedność, na którą składają się skały, w których woda gromadzi się i krąży oraz warunki na powierzchni zlewni decydujące o zasilaniu i wpływające na jakość wody. Elementy tego systemu są ściśle ze sobą związane, przy czym częste zaburzenia systemu, szczególnie krążenia i jakości, są, niestety, efektem działalności człowieka. Inżynier środowiska musi mieć świadomość, że swoją działalnością ingeruje bezpośrednio w środowisko naturalne. Chciałbym bardzo, aby podręcznik przyczynił się choć w małym stopniu do tego, aby ingerencje te służyły poprawie i zachowaniu równowagi środowiska.

W obecnym wydaniu zdecydowałem się zachować poprzedni układ podręcznika, wprowadzając jednak w poszczególnych jego rozdziałach niewielkie zmiany merytoryczne oraz korekty stylistyczne, dzięki którym, mam nadzieję, wykład zyskał na jasności. Wprowadzone zmiany wynikają również częściowo z nowych przepisów prawa geologicznego i ustawy o ochronie i kształtowaniu środowiska.

Chciałbym skorzystać ze sposobności, aby podziękować wszystkim, którzy pomogli mi w przygotowaniu nowego wydania. Jeszcze raz dziękuję Panu doc. dr. Zdzisławowi Śmietańskiemu za bardzo wnikliwą recenzję i cenne uwagi do wydania I, a Pani Krystynie Matusiak – za dokonanie składu komputerowego zmienionych rozdziałów.

Wrocław, 15 listopada 1998 r.

Autor

Przedmowa do wydania III

Kolejne wydanie podręcznika „Hydrogeologia z podstawami geologii” przeznaczone jest głównie dla studentów inżynierii oraz ochrony środowiska, inżynierii wodnej i melioracyjnej oraz gospodarki wodnej. Absolwenci tych kierunków i specjalności studiów odpowiadać będą za realizację inwestycji w zakresie budowy i utrzymania urządzeń i budowli wodnych, systemów melioracyjnych – odwadniających i nawadniających, zaopatrzenia w wodę ludności i przemysłu, odwadniania wyrobisk górniczych, składowania odpadów, a także za gospodarowanie zasobami wodnymi. We wszystkich tych przedsięwzięciach ma miejsce ingerencja człowieka w system wód podziemnych. Zależnie od intensywności i czasu trwania ingerencji system ulega przekształceniu, osiągając nowy stan równowagi lub zmienia się w sposób ciągły. W nowoczesnej gospodarce wodnej system wód powierzchniowych i system wód podziemnych muszą być traktowane jako jeden system wodny, którego elementami wzajemnie na siebie oddziaływającymi są wody podziemne i wody powierzchniowe.

Warunkiem racjonalnego projektowania i realizacji inwestycji ingerujących w środowisko wód podziemnych jest dokładne rozpoznanie jego struktury i właściwości celem minimalizacji niekorzystnych oddziaływań obiektów i urządzeń technicznych na środowisko z jednej strony, a środowiska na obiekty i urządzenia – z drugiej. Optymalne rozwiązania projektowe, uwzględniające środowiskowe i ekonomiczne wymagania, możliwe są tylko przy ścisłej współpracy specjalistów inżynierii środowiska i gospodarki wodnej ze specjalistami z zakresu geologii, w szczególności hydrogeologii i geologii inżynierskiej. Aby taka współpraca mogła być efektywna, specjaliści inżynierii środowiska, ochrony środowiska, inżynierii wodnej, gospodarki wodnej itp. muszą posiadać dostateczną wiedzę z zakresu hydrogeologii, a geolodzy powinni orientować się, które cechy i właściwości środowiska wód podziemnych oddziaływać będą na obiekty i urządzenia gospodarki wodnej.

W nowym, III wydaniu podręcznika wprowadzono szereg zmian wynikających z nowych przepisów prawa, zasad badań, dokumentowania i gospodarowania zasobami wód podziemnych, monitorowania oraz ochrony jakościowej i ilościowej

wód. W rozdziale III – Dynamika wód podziemnych – dodano nowy podrozdział dotyczący podstaw modelowania przepływu wód podziemnych. Na nowo opracowane zostały rozdziały dotyczące dokumentacji hydrogeologicznej, regionalizacji hydrogeologicznej, występowania wód podziemnych na obszarze Polski, map geologicznych oraz dodano nowy rozdział obejmujący podstawy prawa, dotyczące dokumentowania i gospodarowania zasobami wód podziemnych.

Mam nadzieję, że podręcznik, który z przyjemnością przekazuję Studiującym, pozwoli zrozumieć wpływ czynników naturalnych na właściwości systemu wód podziemnych oraz czynników antropogenicznych oddziaływających na ten system.

Dziękuję Opiniodawcom i Recenzentom podręcznika, prof. dr. hab. Andrzejowi Szczepańskiemu oraz prof. dr. hab. Stanisławowi Staśko za życzliwe rady i inspirację wprowadzenia zmian i uzupełnień do nowego wydania oraz za merytoryczne uwagi.

Dziękuję moim Współpracownikom za pomoc i dyskusje, w szczególności Pani Krystynie Matusiak oraz Panom Piotrowi Kałudze i Sławomirowi Nowakowi za techniczne przygotowanie materiałów do druku.

Wrocław, czerwiec 2007 r.

Prof. Jerzy Kowalski

Rozdział 1

PODSTAWY GEOLOGII

➤ 1.1. Wiadomości ogólne

Geologia jest nauką zajmującą się budową, składem i historią Ziemi. W skład nauk geologicznych wchodzi wiele dyscyplin naukowych uzupełniających się wzajemnie. Podstawowymi działami geologii są: geologia dynamiczna i geologia historyczna.

Geologia dynamiczna zajmuje się procesami zachodzącymi zarówno na powierzchni, jak i w głębi skorupy ziemskiej. Do zjawisk tych należą: ruchy górotwórcze, trzęsienia ziemi, wulkanizm, działalność rzek, mórz, lodowców, atmosfery i organizmów żywych.

Geologia historyczna bada przeszłość Ziemi, a więc zmiany, jakim podlegała skorupa ziemska w ciągu jej dziejów, liczących kilka miliardów lat. Ustala kolejność i wiek powstawania skał oraz odtwarza rozkład lądów i mórz w ubiegłych okresach geologicznych.

Obydwa wymienione działy geologii opierają się na działach pomocniczych. Do ważniejszych należą:

Mineralogia i petrografia – badające skład, właściwości i pochodzenie minerałów oraz skał.

Paleontologia – nauka o wymarłych roślinach i zwierzętach. Wymarłe organizmy znajdowane w skałach nazywamy kopalnymi. Ich szkielety, kości, odciski łodyg i liści noszą nazwę **skamieniałości**. Paleontologia jest główną nauką pomocniczą geologii historycznej.

Geofizyka bada zjawiska fizyczne, którym podlega kula ziemska, a w szczególności jej część zewnętrzną – skorupę Ziemi. Geofizyka, stosując metody fizyczne, bada równocześnie budowę geologiczną Ziemi, rozmieszczenie minerałów, warstw skalnych itp.

Geochemia zajmuje się badaniem rozmieszczenia i krążenia pierwiastków chemicznych w skorupie ziemskiej.

Poza wymienionymi w geologii są działy specjalne, stojące na pograniczu geologii i nauk technicznych. Do działów tych, zaliczanych do tzw. geologii stosowanej, należą: geologia kopalniana (górnicza), inżynierska, złożowa i hydrogeologia.

➤ 1.1.1. Kształt i budowa Ziemi

Potocznie mówi się zwykle o Ziemi jako o kuli. Nie jest ona jednak dokładnie kulista, bowiem spłaszczona jest na biegunach. Spłaszczenie to, bardzo niewielkie, powstało wskutek ruchu obrotowego Ziemi dokoła jej osi. Zostało ono odkryte w XVII w. przez Newtona na podstawie pomiarów siły przyciągania Ziemi. Newton wykazał, że siła grawitacji zwiększa się wraz ze wzrostem szerokości geograficznej. Do końca XIX wieku przyjmowano, że Ziemia jest elipsoidą obrotową, której kształt tylko nieznacznie różni się od kuli. Dokładne pomiary natężenia siły ciężkości dowiodły jednak, że powierzchnia Ziemi odchyła się o 50 do 150 m w jedną lub drugą stronę od powierzchni elipsoidy obrotowej. Taki nieprawidłowy kształt powierzchni Ziemi nazwano geoidą.

Wymiary Ziemi, przyjęte w 1924 r. na międzynarodowym kongresie w Paryżu, przedstawiają się następująco:

promień równikowy	(a) – 6378,4 km
promień biegunowy	(b) – 6357,9 km

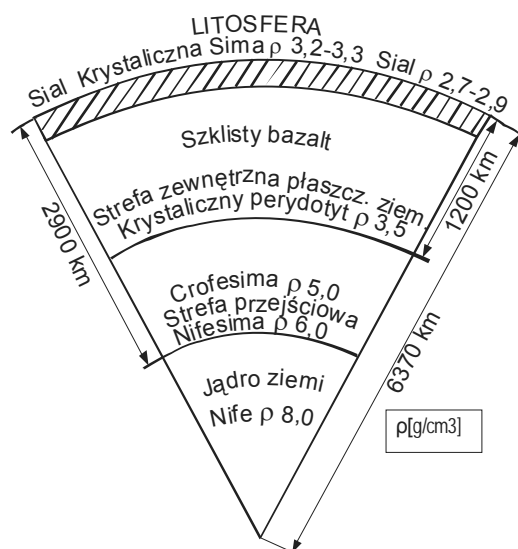
$$a - b = 20,5 \text{ km}$$

powierzchnia Ziemi	– 510 083 tys. km ²
objętość Ziemi	– 1083 mld km ³
powierzchnia lądów	– 148,94 mln km ² , czyli 28% powierzchni Ziemi.

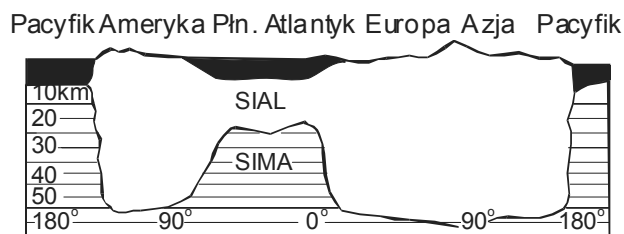
➤ 1.1.2. Przekrój przez Ziemię

Zagadnienie budowy Ziemi nie zostało do tej pory w dostatecznej mierze wyjaśnione. Według dotychczasowych poglądów kula ziemską zbudowaną jest z trzech głównych warstw współrodkowych, przedstawionych na rysunku 1.1. Najbardziej zewnętrzna część **litosfera** dzieli się na dwie warstwy: górną zwaną siałem (krzem Si + aluminium Al) i dolną zwaną simą (krzem Si + magnez Mg). Warstwa siału, zbudowana ze skał lżejszych – granitów, gnejsów i skał osadowych, zanurzona jest w cięższej, plastycznej simie. Sima składa się z cięższych skał typu bazaltu. Siał nie stanowi warstwy ciągłej o stałej miąższości, jakby wynikać mogło z rysunku 1.1.

Na podstawie badań geofizycznych (przebiegu fal sejsmicznych) wiadomo, że na głębokości 50–60 km pod kontynentami, a na głębokości 20–30 km pod Atlantykiem znajduje się granica dwóch różnych serii skał. Na dnie Pacyfiku występują skały o takich właściwościach, jakie mają utwory położone głęboko pod kontynentami. Zagadnienie to wyjaśnia rysunek 1.2. Dolną część płaszcza budują ciężkie skały magmowe niespotykane na powierzchni Ziemi.



Rys. 1.1. Schemat budowy Ziemi



1.2. Schematyczny przekrój przez skorupę ziemską

➤ 1.2. Geologia dynamiczna

Rzeźba i budowa skorupy ziemskiej jest wypadkową działania dwóch sił:

- a) wewnętrznych, czyli endogenicznych, mających swe źródło w plastycznej magmie, a przejawiających się w postaci ruchów górotwórczych, tektonicznych, uskoków, zapadnięć, obniżenia i podnoszenia się lądów i dna mórz;
- b) zewnętrznych, czyli egzogenicznych, przejawiających się jako procesy niszczące, jak wietrzenie skał, erozja i ruchy masowe, albo jako procesy twórcze, agradujące, jak transport i sedimentacja materiału skalnego. W sumie siły egzogeniczne dążą do wyrównania powierzchni Ziemi, niszcząc wyniosłości oraz odkładając transportowany materiał skalny w obniżeniach.

➤ 1.2.1. Procesy endogeniczne

Procesy endogeniczne, których źródłem są siły wewnętrzne, objawiają się na powierzchni skorupy ziemskiej w następujących postaciach:

Trzęsienia ziemi – będące nagłym przemieszczeniem pionowym i poziomym w obrębie skorupy ziemskiej.

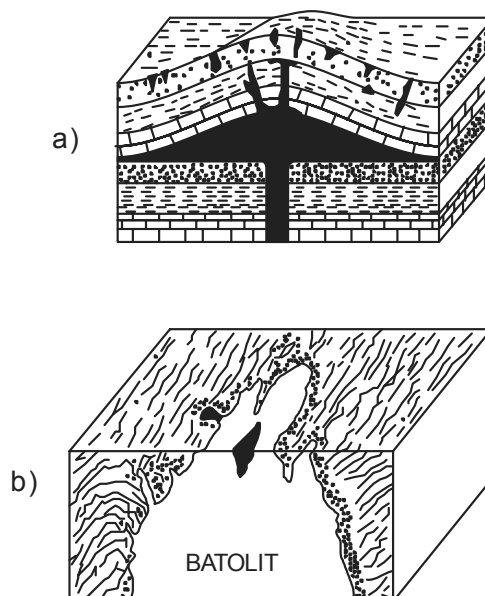
Wyróżnia się:

- a) Trzęsienia tektoniczne spowodowane przesuwaniem się skał wzdłuż uskoków. Są one najczęściej związane z ruchami górotwórczymi.
- b) Trzęsienia wulkaniczne wywołane wybuchami wulkanów.
- c) Trzęsienia zapadliskowe powstające wskutek obrywania się dużych mas skalnych, zawalenia się podziemnych jaskiń, wyrobisk górniczych itp. Trzęsienia zapadliskowe mają charakter lokalny, ograniczony do niewielkiej strefy od centrum trzęsień. Ognisko trzęsienia ziemi, czyli miejsce, z którego rozchodzą się fale sejsmiczne, nazywamy hipocentrum, a punkt na powierzchni Ziemi, do którego najszybciej dochodzą fale sejsmiczne i który najbardziej narażony jest na wstrząsy, nosi nazwę epicentrum.

W zależności od częstotliwości występowania trzęsień wyróżnia się obszary sejsmiczne, penesejsmiczne (o rzadko występujących trzęsieniach) i asejsmiczne (wolne od trzęsień ziemi). Na powierzchni Ziemi zaznaczają się dwa duże obszary sejsmiczne – strefa pacyficzna i strefa, która rozciąga się od obszarów nad Morzem Śródziemnym przez Małą Azję, Iran, Himalaje aż do Archipelagu Sundajskiego.

Plutonizm jest to przemieszczanie się magmy w podłożu skorupy, ziemskiej oraz jej intrudowanie w ową skorupę. Magma, która wdarła się do skorupy, nosi nazwę **intruzji**. **Intruzje** mogą być **zgodne** – żyły pokładowe, lakolity i **niezgodne** – batolity (rys. 1.3).

Wulkanizmem określamy wydobywanie się magmy i materiału piroklastycznego na powierzchnię Ziemi. **Ekstruzja** utworów wulkanicznych następuje pod wpływem działalności gazów – wulkany eksplozywne albo przemieszczeń w skorupie ziemskiej doprowadzających do wyciskania magmy na zewnątrz – wulkany efuzywne. Gdy materiały wulkaniczne wydobywają się z jednego otworu, krateru, mówimy o erupcji centralnej, w wyniku której powstają pojedyncze wzniesienia, natomiast w przypadku gdy lava wylewa się spokojnie rozległymi szczelinami, występuje erupcja linearna, z którą związane jest powstanie rozległych pokryw wulkanicznych.

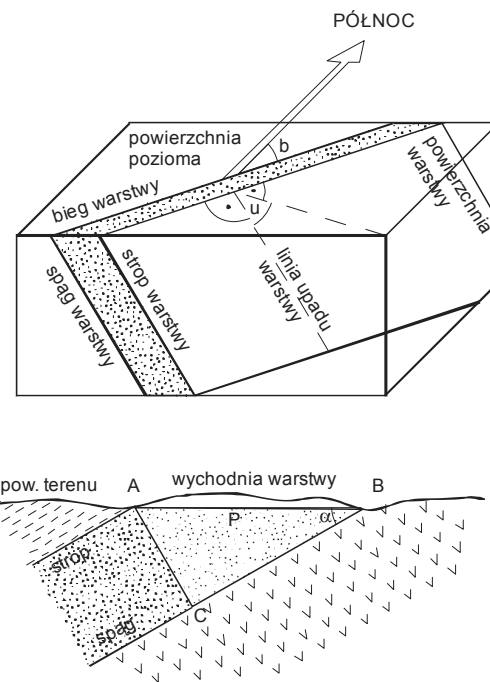


Rys. 1.3. Lakolit (a) i batolit (b)

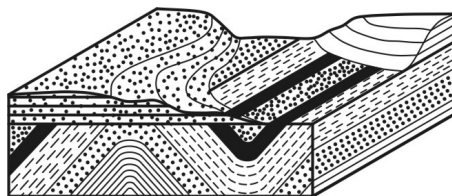
Ruchy górotwórcze objawiają się albo spiętrzeniem mas skalnych w postaci fałdów i płaszczowin – góry fałdowe, albo też pionowym przemieszczeniem mas skalnych wzdłuż uskoków – góry zrębowe. Powstawanie sfałdowań (dyslokacji ciągłych) związane jest z siłami poziomymi, działającymi na nagromadzone w **geosynklinach**, czyli w długich wąskich zapadliskach podmorskich, osady. Gromadzące się na dnie geosynkliny osady występują najczęściej w postaci poziomych warstw. Warstwa może zalegać zgodnie (rys. 1.4) lub niezgodnie (rys. 1.5 i 1.6). Zaleganie niezgodne nazywamy dyskordancją.

Dyskordancja tektoniczna (kątowna) powstaje wskutek denudacyjnego zrównania powierzchni terenu uprzednio zaburzonego tektonicznie, a następnie osadzenia na niej poziomych warstw utworów młodszych (rys. 1.5).

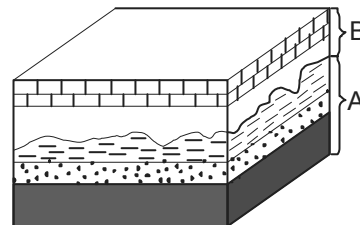
Dyskordancja erozyjna spowodowana jest przerwą w sedymentacji osadów, podczas której górne partie skał ulegają erozji. Powtórna sedymentacja tworzy warstwy o kontakcie niezgodnym (rys. 1.6).



Rys. 1.4. Elementy warstw skalnych: b – kąt biegu, u – kąt upadu, m – miąższość warstwy

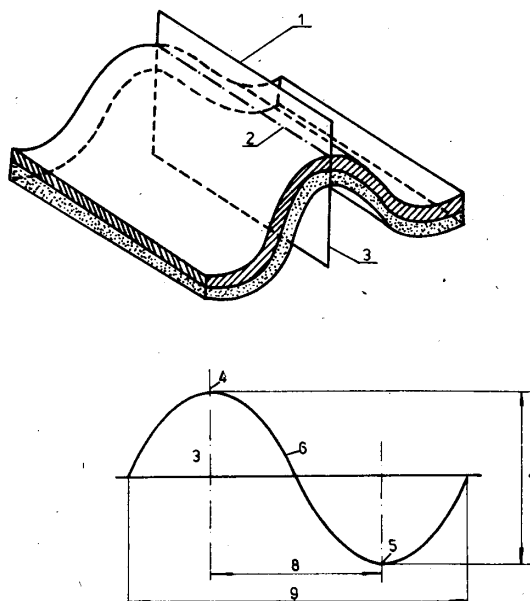


Rys. 1.5. Dyskordancja (niezgodność) tektoniczna

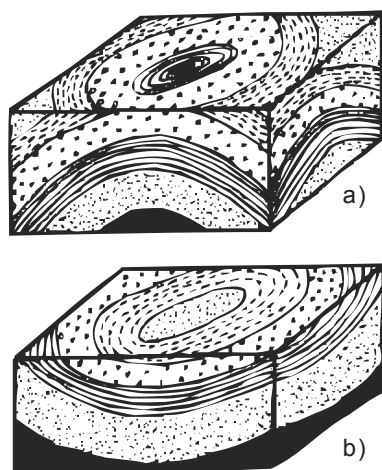


Rys. 1.6. Dyskordancja erozyjna

Dyslokacje ciągłe – w wyniku działania sił stycznych do powierzchni Ziemi powstają deformacje tektoniczne polegające na plastycznym wygięciu warstw skalnych bez przerywania ich ciągłości. Wygięcia te nazywamy **fałdami**. Fałd składa się z części wypukłej (antykliny) i wklęsłej (synkliny). Części boczne nazywamy skrzydłami (rys. 1.7).



Rys.1.7. Elementy fałdu: 1- płaszczyzna osiowa, 2 - oś antykliny, 3 - oś pionowa, 4 - przegub antykliny (siodła), 5 - przegub synkliny, 6 - skrzydło, 7 - amplituda, 8 - promień fałdu, 9 - szerokość fałdu



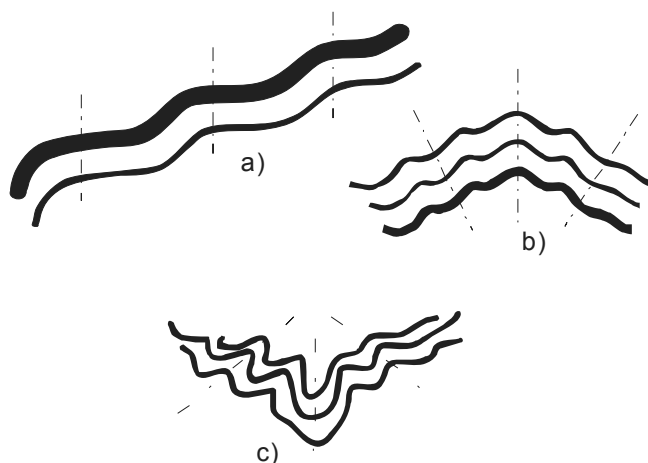
Rys. 1.8. Kopuła (a) i niecka fałdowa (b)

Antykliny lub synkliny, których długość niewiele przekracza szerokość, nazywamy kopułą fałdową (brachyantykliną) lub niecką fałdową (brachysynkliną). Formy te przedstawiono na rysunku 1.8. Często najwyższe części antykliny (przegub i górne partie skrzydeł) są niszczone przez erozję. Mówimy wtedy o antyklinie powietrznej (rys. 1.8).

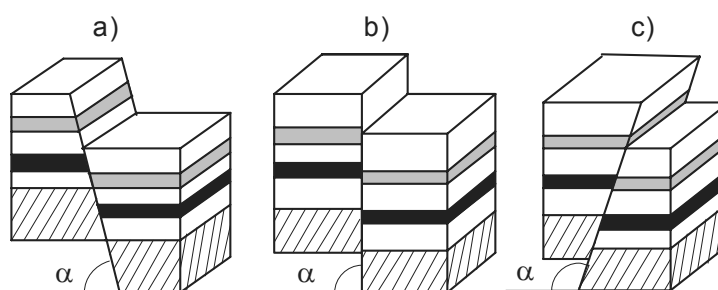
Wielkie wyniesienia antyklinalne zbudowane z wielu mniejszych fałdów tworzą tzw. antyklinorium; podobnie powstaje synklinorium (rys. 1.9).

Dyslokacje nieciągłe – siły poziome działające w okresie górotwórczym na

obszary zupełnie sztywne, niepoddające się plastycznemu odkształceniu (kratogen), powodują pęknięcia w skorupie ziemskiej oraz pionowe i poziome przesunięcia mas skalnych z przerwaniem ich ciągłości. Przykładami dyslokacji nieciągłych są szczeliny i uskoki (rys. 1.10).

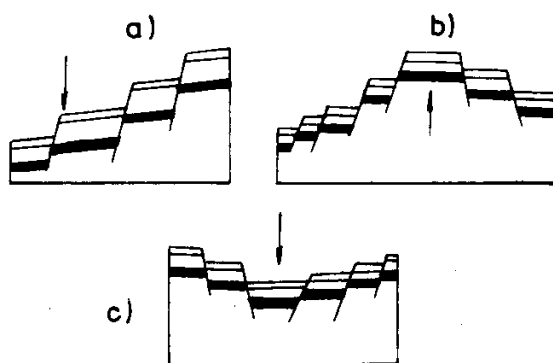


Rys. 1.9. Schody fałdowe (a), antyklinorium (b), synklinorium (c)



Rys. 1.10. Uskok normalny (a), pionowy (b), odwrócony (c)

Wskutek popękania i przesunięć sztywnych mas skalnych wzdłuż wielkich uskoków powstają góry zrębowe (Sudety), schody, rowy tektoniczne (Rów Krzeszowicki) i inne formy terenowe. Teren otoczony ze wszystkich stron uskokami tworzy kotliny i niecki zapadliskowe (np. kotliny Jeleniogórska i Kłodzka). Charakterystyczne grupy uskoków pokazano na rysunku 1.11.



Rys. 1.11. Grupa uskokoń schody (a), zrab (b), rów tektoniczny (c)

➤ 1.2.2. Procesy egzogeniczne

Omówione poprzednio procesy endogeniczne prowadzą z jednej strony do tworzenia licznych skał magmowych, z drugiej powodują powstanie wypiętrzeń i zapadlisk. Wynikiem działania sił wewnętrznych jest powstanie nierówności skorupy ziemskiej.

Czynniki zewnętrzne dążą do zrównania powierzchni Ziemi, niszcząc wyniosłości i odkładając powstały materiał w obniżeniach i zapadliskach. Wyróżnia się w związku z tym procesy niszczące, czyli degradujące, i twórcze – agradujące. Źródłem sił i procesów egzogenicznych jest Słońce. Od Słońca bowiem zależy ruch atmosfery, powstanie opadów, a więc i działalność wód płynących, lodowców itp.

Do procesów degradujących prowadzących do denudacji, czyli zrównania wyniosłości, należą: wietrzenie, erozja i powierzchniowe ruchy masowe powodujące usuwanie zwietrzliny. Na proces agradacji składa się transport i sedymentacja materiału skalnego (akumulacja).

➤ 1.2.2.1. Wietrzenie

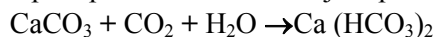
Skały występujące na powierzchni Ziemi wystawione są na stałe działanie Słońca, powietrza, wody i biosfery. Pod wpływem niszczącego działania tych czynników, zwanego **wietrzeniem**, następuje rozpadanie się litych bloków skalnych i tworzenie okruchów skalnych. Czynniki fizyczne powodują rozdrobnienie skał, czynniki chemiczne natomiast działają w kierunku przeobrażenia składników mineralnych i powstania nowych o zmienionym składzie chemicznym. Zależnie od czynników wywołujących wietrzenie rozróżniamy wietrzenie fizyczne i chemiczne.

Wietrzenie fizyczne. Głównym czynnikiem wietrzenia fizycznego są zmiany termiczne w skałach. Zarówno pod wpływem nagrzewania, jak i obniżenia temperatury, wskutek nierównej rozszerzalności cieplnej minerałów budujących skałę oraz wskutek nierównego nagrzewania, w skałe powstają naprężenia wewnętrzne, powodujące ich pękanie i rozpadanie się. Nasilenie tego procesu zależy przede wszystkim od dobowej amplitudy temperatur, a proces rozpadu będzie tym większy, im większe będą wahania temperatur.

W naszych warunkach klimatycznych dużą rolę w procesie wietrzenia fizycznego odgrywa zamarznięta woda. Pod wpływem wzrostu objętości zamarzającej w porach lub szczelinach skalnych wody następuje rozrywanie skały. O ile niszczące działanie dużych różnic temperatur występuje szczególnie w strefie gorącej, to działanie mrozu przeważa na obszarach polarnych, w strefie umiarkowanej oraz w wysokich górach.

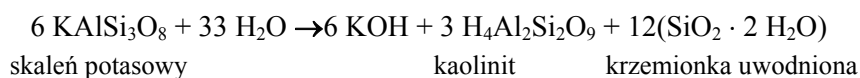
Produktem wietrzenia jest zwietrzelina, składająca się z różnej wielkości okruchów skalnych. W górach materiał zwietrzelinowy pod wpływem siły ciężkości zsuwa się po zboczach i w postaci tzw. **piargów** gromadzi się u podnóża skał wietrzejących.

Wietrzenie chemiczne. Podstawowym czynnikiem wietrzenia chemicznego jest woda z rozpuszczonym w niej dwutlenkiem węgla i tlenem oraz kwasy organiczne. Dużą rolę w procesie wietrzenia skał odgrywają obecnie zanieczyszczenia przemysłowe atmosfery, szczególnie związkami siarki. Kwaśne deszcze oddziałują nie tylko na biosferę, ale na całą litosferę. Wietrzenie chemiczne obejmuje rozpuszczanie niektórych minerałów pierwotnych i wytworzenie produktów wtórnych, rozpuszczalnych lub nierozpuszczalnych. Szczególnie intensywnie występuje ługowanie węglanów wapnia lub magnezu w obecności dwutlenku węgla. Trudno rozpuszczalny węglan wapnia przechodzi w łatwiej rozpuszczalny wodorowęglan:



Można wyróżnić następujące typy reakcji chemicznych, zachodzących przy procesach wietrzenia i prowadzących do powstania nowych związków: hydroliza, hydratacja, oksydacja, karbonatyzacja.

Procesy hydrolizy przeobrażają przede wszystkim skalenie i inne glinokrzemiany. Na przykład, wietrzenie skaleni potasowych może przebiegać następująco:



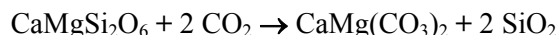
skaleń potasowy

kaolinit

krzemionka uwodniona

Przykładem hydratacji jest przechodzenie anhydrytu (CaSO_4) w gips ($\text{CaSO}_4 \cdot 2 \text{H}_2\text{O}$).

Proces karbonatyzacji polega na zastąpieniu krzemionki przez dwutlenek węgla. Przykładem takiego procesu jest przejście diopsydu w dolomit:



Przebieg procesu wietrzenia chemicznego i rodzaj powstającej zwietrzliny zależy zarówno od rodzaju skały wietrzejącej, jak i od klimatu. Wszystkie skały osadowe, pośrednio lub bezpośrednio, zawdzięczają swoje powstanie wietrzeniu skał magmowych. Wskutek wietrzenia fizycznego (mechanicznego) z luźnego materiału skalnego tworzą się klastyczne skały osadowe, wynikiem wietrzenia chemicznego są rozpuszczalne w wodzie związki chemiczne i koloidy, które po wytrąceniu i osadzeniu tworzą chemiczne skały osadowe.

Wietrzenie chemiczne może być także spowodowane działaniem na skały słonej wody i związków chemicznych wydzielanych przez rozkładające się szczątki roślin (głównie siarkowodoru, amoniaku, dwutlenku węgla).

➤ 1.2.2.2. Erozja

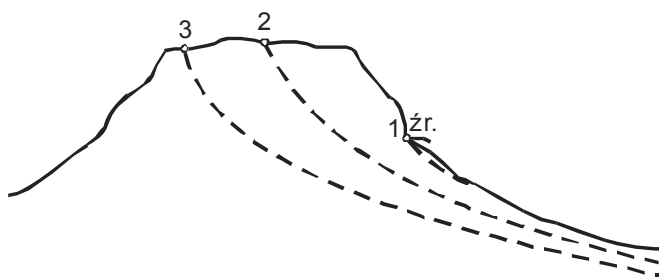
Erozją nazywamy mechaniczne niszczenie skał połączone z usuwaniem odsłoniętego materiału. Głównym czynnikiem erozji jest energia kinetyczna, która dąży do rozluźnienia i odsłonięcia materiału skalnego. W zależności od rodzaju materii będącej w ruchu rozróżniamy: erozję rzeczną, morską, eoliczną i lodowcową. Pod względem zasięgu działania erozja może być traktowana jako erozja powierzchniowa i erozja cieków.

Erozja powierzchniowa, zwana również erozją gleby lub erozją zbroczy, ma miejsce bezpośrednio w czasie lub po deszczu oraz w czasie topnienia śniegu na powierzchniach nachylonych. Polega ona na zmywaniu, czyli ablacji gleby przez warstewkę spływającej po zboczu wody lub przez sączące się po zboczu liczne drobne strugi.

Wskutek erozji powierzchniowej w aspekcie długotrwałego działania następuje ogólne obniżenie bezwzględnej wysokości zbocza, zmiana jego nachylenia i powstanie nowych form morfologicznych.

Szczególnie niekorzystnym wynikiem erozji gleb (spłukiwania) jest degradacja gleb w związku z wypłukiwaniem składników pokarmowych i odsłanianiem jałowego podłoża. Stąd też duże zainteresowanie erozją różnych dyscyplin nauk rolniczych. Zagadnienie walki z erozją jest bardzo złożone, a w zależności od miejscowych warunków stosuje się zarówno różne rozwiązania techniczne, jak i uprawowe, związane np. z odpowiednim kierunkiem orki i uprawą roślin. Intensywność erozji powierzchniowej zależy od szaty roślinnej, ilości i natężenia opadów względnie roztopów, nachylenia, kształtu i długości stoku, zwięzłości i przepuszczalności podłoża.

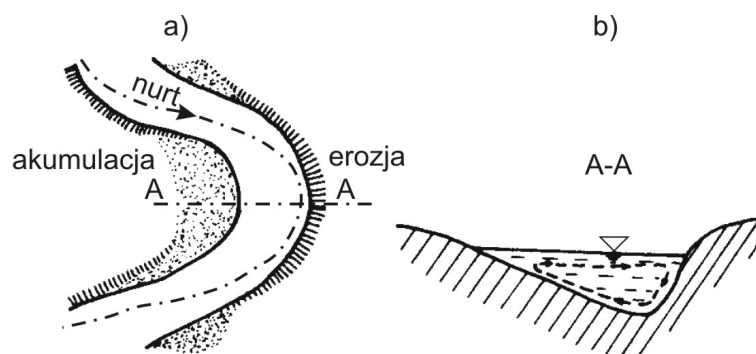
Erozja rzek. Potok lub rzeka w zależności od prędkości przepływu, a więc energii cieku, wcina się w dno koryta lub dąży do jego poszerzenia. Działalność pogłębiająca nosi nazwę erozji **dennej** (wglębnej), działalność poszerzająca – erozji **bocznej**. W obszarze źródliskowym rzeki działa erozja **wsteczna**, polegająca na wydłużeniu się cieku w górę wskutek przesuwania się jego punktu początkowego (źródła) w kierunku działu wodnego. Erozję wsteczną nazywa się również erozją **źródlaną** (rys. 1.12).



Rys. 1.12. Erozja wsteczna (źródłana)

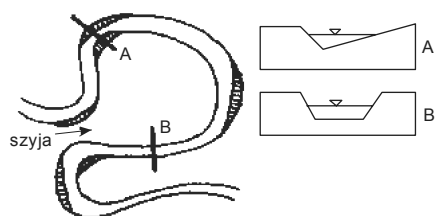
Erozja denna polega na pogłębianiu koryta rzecznego przez wodę płynącą. Występuje ona w górnym biegu rzeki, gdzie zaobserwować możemy głęboko wcięte doliny. Wcinanie się rzeki postępuje nierównomiernie, zależnie od odporności podłoża. Na wychodniach skał o małej odporności rzeka wcina się szybciej, na wychodniach o dużej odporności – wolniej. Dzięki temu w profilu podłużnym rzeki zaznacza się schodkowość, powstają progi i załomy, oddzielające odcinki o mniejszym spadku dna od odcinków o większym spadku. Na progach wysokich i stromych woda spada w dół tworząc wodospady.

Erozja boczna polega na podcinaniu i podmywaniu brzegów koryta rzecznego przez płynącą wodę. Działalność erozji bocznej szczególnie zaznacza się w środkowym odcinku rzeki. W kręto płynących rzekach nurt atakuje na przemian to jeden, to drugi brzeg (rys. 1.13). Równocześnie na łukach dzięki sile odśrodkowej zwierciadło wody podnosi się przy brzegu wklęsłym, co z kolei jest przyczyną ruchu poprzecznego w korycie (rys. 1.13 b). Na brzegu wypukłym wskutek mniejszej prędkości naniesiony materiał jest osadzany. Wskutek działania erozji bocznej rzeka zaczyna meandrować (rys. 1.14).



Rys. 1.13. Erozja boczna: a – sytuacja, b – przekrój poprzeczny

W czasie większych wezbrań dochodzi do przerwania szyi. Nowe koryto rzeki skraca jej bieg, co powoduje zwiększenie spadku i siły niszczącej. Stare kręte koryto zostaje oddzielone od nowego koryta, zasypywane osadami i namulami, a w

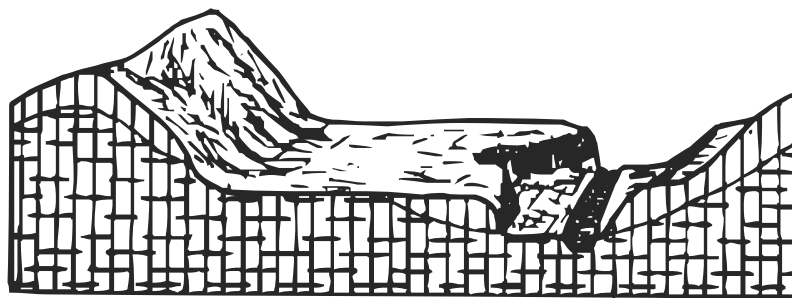


Rys. 1.14. Meander – wężownica

końcu zarasta. W ten sposób tworzą się tzw. **starorzecza**. W przypadku nierównomiernego rozcinania dna doliny przez płynącą wodę zbocza jej będą miały kształt schodkowy. Schodki te są dawnymi, rozciętymi fragmentami dna doliny i noszą nazwę tarasów (teras) rzecznych. W

zależności od budowy rozróżnia się tarasy rzeczne skaliste (erozyjne) i tarasy rzeczne akumulacyjne.

Tarasy rzeczne skaliste są to fragmenty dawnego, rozciętego dna doliny. Spłaszczenia tarasowe skaliste są wycięte w materiale skalnym podłoża i mają pokrywę osadów rzecznych (żwiry, piaski) o różnej grubości, jakości, stanie zachowania i wieku (rys. 1.15). Tarasy erozyjne występują tylko w dolinach płaskodennych lub nieckowatych.

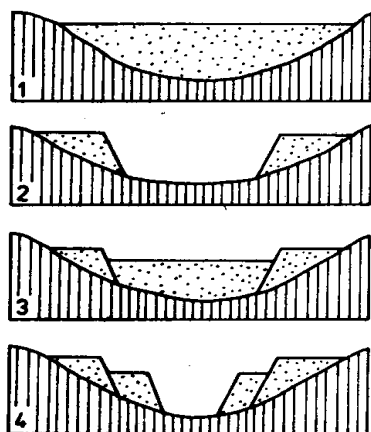


Rys. 1.15. Taras rzeczny erozyjny (skalisty)

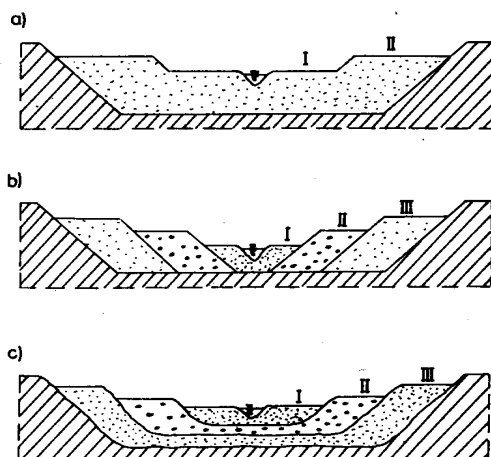
Taras akumulacyjne są to fragmenty dawnego dna doliny, wycięte w osadach aluwialnych, które w przeszłości spowodowały zasypanie doliny. Etapy powstawania tarasów akumulacyjnych ilustruje rysunek 1.16. Wypełnianie wyźłobionych dolin osadami rzecznyymi szczególnie intensywnie zachodziło w okresie zlodowaceń (plejstocen). W ostrym, suchym klimacie glacialnym do rzek dostaje się dużo materiału skalnego, który przy małych przepływach akumulowany jest w dolinie. W okresie międzylodowcowym, w ciepłym, wilgotnym klimacie następuje rozcinanie osadów i tworzenie tarasu.

W zależności od głębokości rozcięcia osadów w poszczególnych interglacjalach powstały różne typy tarasów akumulacyjnych (rys. 1.17).

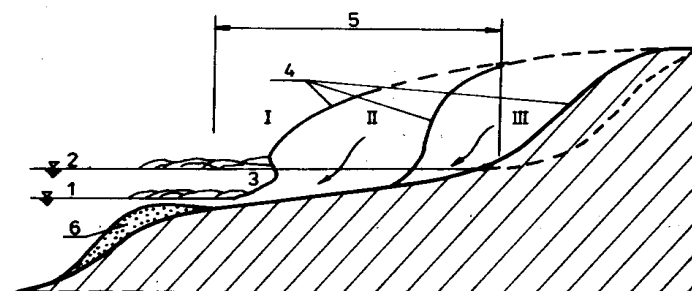
Erozja morska polega na niszczącym działaniu fal, które uderzając o wysoki brzeg podmywają go od dołu, wskutek czego górne warstwy brzegu osuwają się. Powstałe strome urwisko, zwane **klifem**, wskutek dalszego podmywania i obrywania cofa się w głąb lądu na odległość, na którą nie sięgają fale. Klif podcinany nazywamy żyjącym, a klif znajdujący się poza zasięgiem fal morskich nazywamy klifem martwym (rys. 1.18). U podnóża cofającego się klifu powstaje i rozrasta się powierzchnia słabo pochylona w kierunku morza, zwana powierzchnią albo platformą abrazyjną.



Rys. 1.16. Etapy powstawania tarasów akumulacyjno-erozyjnych



Rys. 1.17. Typy tarasów akumulacyjnych, a – prosty, b – włożony, c – nałożony



Rys. 1.18. Wybrzeże klifowe: 1 – niski stan wody, 2 – wysoki stan wody, 3 – nisza abrazyjna, 4 – urwisko, 5 – platforma abrazyjna, 6 – platforma akumulacyjna, I, II, III – kolejne stadia rozwoju klifu

Erozja lodowcowa ma inny charakter niż erozja wody w stanie ciekłym i polega na żłobieniu podłoża przez posuwające się wielkie masy lodowca. W wyniku erozyjnej działalności lodowca powstają misy (cyrki) i rynny lodowcowe, zagłębienia końcowe, doliny lodowcowe i fiordy.

Erozja eoliczna. Zależnie od siły wiatru materiał bywa odrywany, przesuwany, toczony, unoszony i zawieszony. Najszybciej i najczęściej unoszony jest pył. Do uniesienia piasków potrzebny jest wiatr o znacznie większej prędkości. Działalność niszcząca – proces wywiewania pyłu i piasku – nosi nazwę deflacji. Proces niszczenia, nadgryzania, szlifowania i polerowania powierzchni skalnych przez wiatr miotający piaskiem nosi nazwę korazji.

➤ 1.2.2.3. Procesy agradujące – transport i akumulacja

Materiał będący produktem wietrzenia skał pierwotnych może częściowo lub w całości pozostać na miejscu, gdzie odbywał się proces wietrzenia, może się zsuwać pod działaniem siły ciężkości (ruchy masowe) względnie może być przenoszony na znaczne odległości przez płynącą wodę, lodowce i wiatr.

Transport i akumulacja rzeczna zależy od energii kinetycznej wody, proporcjonalnej do masy wody m oraz kwadratu prędkości v , zależnej od spadku rzeki. Określa ją wzór:

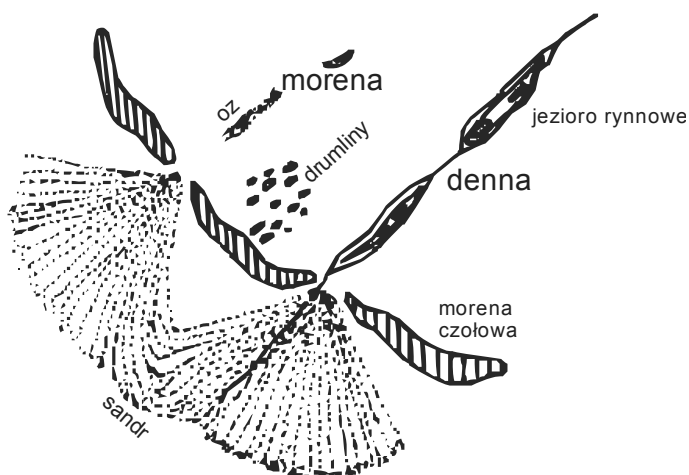
$$E = \frac{mv^2}{2}$$

Część energii płynącej wody zużywa się na pokonywanie oporów wywołanych tarcieniem, na odrywanie z koryta jego cząstek i na transport rumowiska. Materiał wleczony na dnie przesuwa się lub toczy, drobne części – muł i koloidalne znajdują się w zawieszeniu. W procesie toczenia lub przesuwania rumowiska następuje mechaniczna obróbka transportowanego materiału i dalsze jego rozdrobnienie.

Gdy energia kinetyczna wody zmniejszy się wskutek zmniejszania prędkości, lub gdy ilość przepływu spadnie poniżej wartości potrzebnej do transportu rumowiska, następuje akumulacja materiału transportowanego. W czasie transportu następuje sortowanie cząstek według ich wielkości. W górnym biegu rzeki przeważa materiał grubszy, w dolnym drobniejszy. Zmienność wielkości ziaren nie zachodzi jednak w sposób regularny, gdyż zakłócona jest zmienną w czasie prędkością przepływu. W okresach wezbraniowych siła unoszenia rzeki jest odpowiednio większa, a materiał grubszy będzie transportowany i odkładany w niższym biegu rzeki niż przy stanach niskich. Największe ilości transportowanego przez rzekę materiału osadzają się u ujścia rzeki, tworząc stożki napływowe, zwane deltami.

Transport i akumulacja lodowcowa. Lodowce górskie lub lądolody niszczą powierzchnię skalną na drodze swego ruchu i transportują bardzo różnorodny materiał, który osadzają w obszarach swego zanikania. Siła transportu lodowców jest znaczna, a przenoszony materiał nie jest segregowany.

Głównymi formami akumulacji lodowcowej (glacialnej) i wodnolodowcowej (fluwioglacialnej) są: morena czołowa, morena denna, drumliny, ozy, sandry, pradoliny, a w przypadku lodowców górskich również moreny boczne i środkowe (rys. 1.19).

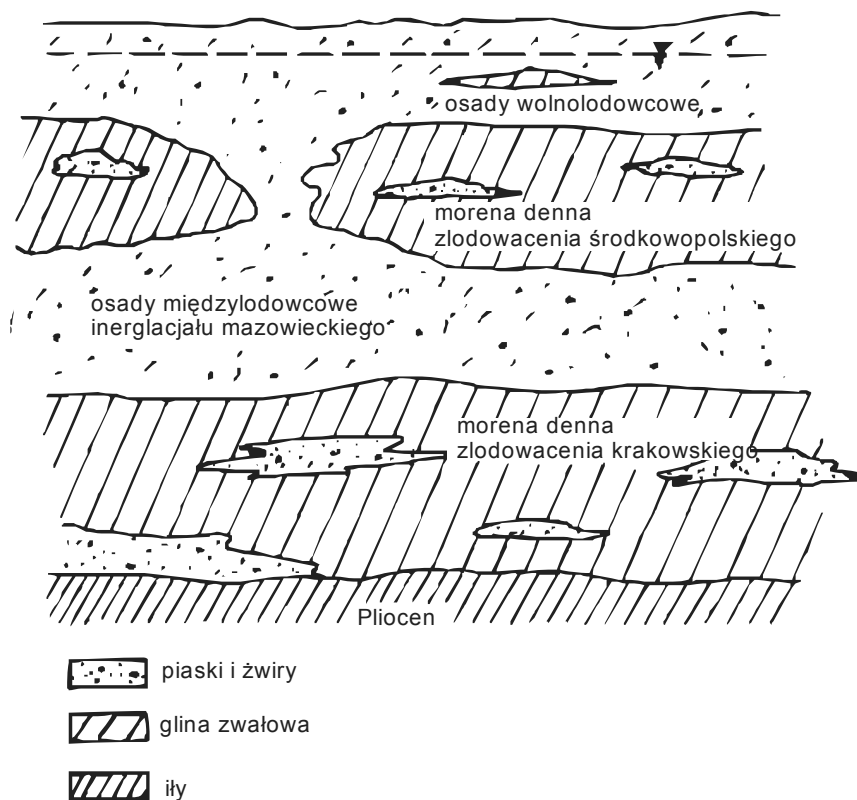


Rys. 1.19. Formy morfologiczne akumulacji lodowcowej i wodnolodowcowej

Moreny czołowe przedstawiają się jako zespół pagórków uszeregowanych w wały lub grzbiety, ciągnące się łukami równoległe do dawnego skraju jeziorów lodowcowych. Materiał moreny czołowej składa się z piasku, żwirów, głazów i gliny, chaotycznie pomieszanych i pozbawionych uwarstwienia. Materiał akumulacji lodowcowej nosi nazwę zwałowego, w związku z czym mówimy o piaskach, żwirach i glinach zwałowych.

Moreny denne powstają z materiału gromadzonego w spodzie lodowca. Materiał moreny dennej pochodzi częściowo z gruzu skalnego, który z powierzchni lodowca dostaje się na jego dno, częściowo zaś został oddarty od podłoża działaniem lodu. Materiał ten wskutek dużego ciśnienia lodu i wzajemnego ocierania się ulega zaokrągleniu i ścieraniu, przy czym wytwarzają się duże ilości gliny. Po stopnieniu lodowca materiał transportowany w dnie lodowca zostaje odłożony i pokrywa w zasadzie cały teren, na którym się znajdował. Powierzchnie moren dennych przedstawiają krajobraz równinny lub równiny falistej. Zbudowane są przeważnie z gliny zwałowej z zawartością rumoszu i głazów skalnych (rys. 1.20).

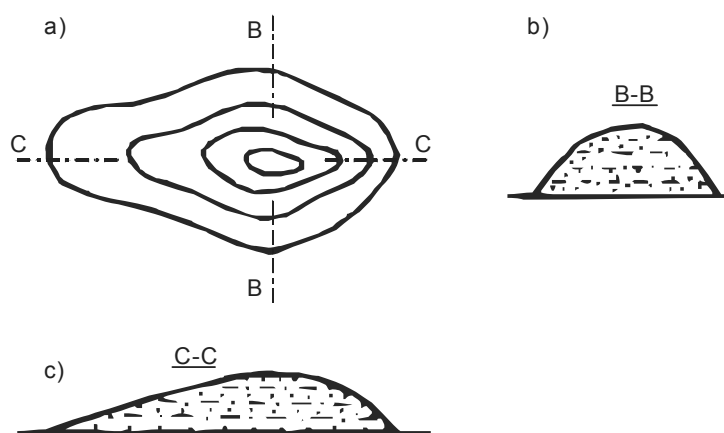
Drumliny (rys. 1.21) stanowią podłużne, elipsowate wzniesienia, ułożone równolegle lub wachlarzowato, a zbudowane z gliny zwałowej lub ze żwirów i piasków pokrytych płaszczem gliny. Najczęściej powstawanie drumlinów związane jest z niszczeniem i przeobrażeniem powierzchni moreny dennej przez ponownie nasuwający się na nią lodowiec.



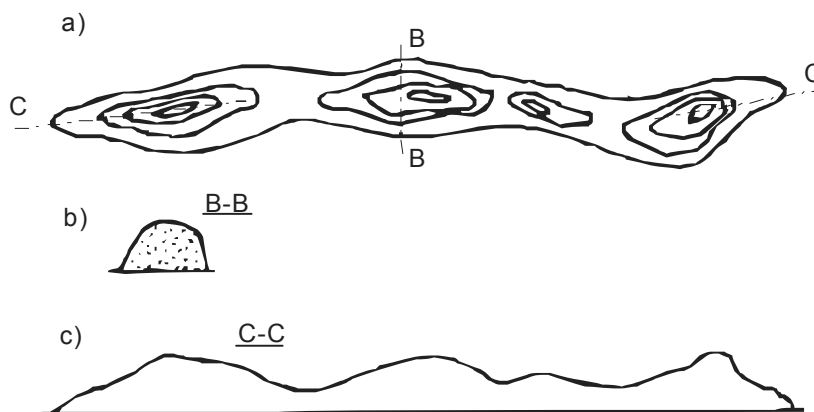
Rys. 1.20. Przekrój geologiczny okolic Wrocławia

Ozy (rys. 1.22) są to długie, wąskie, kręte wały o stromych zboczach. Ich wysokość i szerokość ulega częstym zmianom. Powstały wskutek nagromadzenia piasków i żwirów ułożonych warstwami przez strumienie płynące pod lodowcem. Ozy ustawione są zwykle prostopadłe do ciągów moren czołowych, a równoległe do kierunku ruchu lodowca.

Sandry są to formy wytworzone przez wody roztopowe spływające z topniejącego lodowca i osadzające wyniesiony z moren materiał w postaci stożków napływowych. Stożki te łączą się z czasem, tworząc rozległe równiny sandrowe. Wypływające spod lodowców potoki sortują unoszony materiał; bliżej czoła lodowca osadzają grubo żwir, a dalej piaski i wreszcie muł. Miąższość tych osadów fluwioglacjalnych zmniejsza się w miarę oddalania od moren czołowych. Równiny sandrowe, jako piaszczyste, porośnięte są zwykle lasami sosnowymi.



Rys. 1.21. Drumlin: a – plan, b – przekrój poprzeczny, c – przekrój podłużny

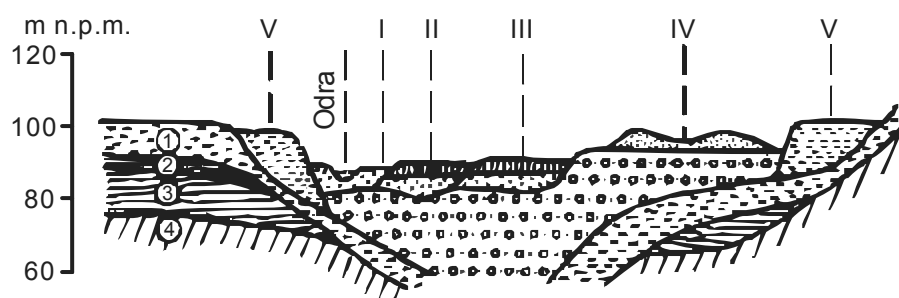


Rys. 1.22. Ozy: a – plan, b – przekrój poprzeczny, c – przekrój podłużny

Pradoliny lodowcowe utworzone zostały przez rzeki płynące wzdłuż czoła lodowca. W okresie zlodowacenia plejstocénskiego na terenach Polski i północnej części Niemiec powstał cały system pradolin, przy czym każda pradolina odpowiada kolejnym stadiom dłuższego postoju lodowca. Wody spływające z południa i od północy z topniejącego lodowca łączyły się i razem równoległe do czoła lodowca spływały potężną rzeką ku zachodowi. Na terenie Polski wyróżnia się następujące główne pradoliny (rys. 1.30):

- 1) wrocławsko-magdeburgską (Odry),
- 2) barycko-głogowską,
- 3) warszawsko-berlińską (dolina Bzury i Warty),
- 4) toruńsko-eberswaldzką,
- 5) pomorską,
- 6) Łeby i Redy.

Pradoliny wypełnione są osadami rzecznyymi, warstwowanymi. Przy dnie znajduje się materiał grubszy – rumosz, żwir, przechodzący ku powierzchni w pospółki, piaski grube, średnie, przykryte często od góry młodymi osadami rzecznyymi (rys. 1.23).



Rys 1.23. Przekrój przez dolinę Odry w Obniżeniu Ścinawskim (wg S. Szczepankiewicza)
 I, II, III – system tarasów holocénskich z pokrywami napływowymi, IV – taras północnopolski z pokrywą eoliczną, V – powierzchnia zasypania warciańskiego;
 1 – morena denną górną, 2 – osady wodnolodowcowe międzymorenowe, 3 – morena denną dolną, 4 – iły i piaski preglacjalne oraz trzeciorzędowe

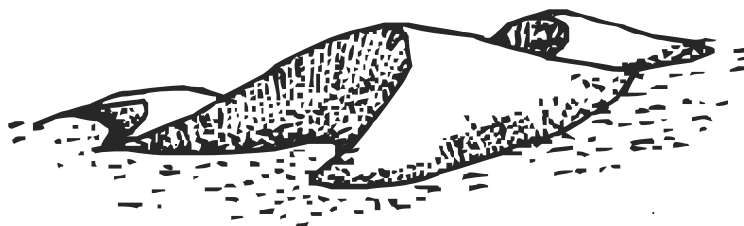
Rzeki Polski i Niemiec, po ustąpieniu lodowca, wykorzystują pradoliny tylko częściowo i w wielu wypadkach przepływają z jednej do drugiej dolinami poprzecznymi.

U brzegu ustępującego lądolodu tworzyły się nieraz rozległe jeziorzyska zwane zastoiskami. Osadzał się w nich, z dala od silniejszych prądów, drobnoziarnisty

materiał pochodzący z moren i z materiału skalnego zawartego w lodzie. Charakterystyczną formą osadów powstałych w zastoiskach są tzw. **ily wstęgowe**, zwane również **warwowymi**. Składają się one z licznych warstewek na przemian jaśniejszych i ciemniejszych o kilkumilimetrowej zazwyczaj grubości. Warstewki jasne o ziarnie grubszym (pył) przechodzą ku górze stopniowo w ciekłą ciemniejszą warstewkę ilastą. Warstewki ciemne natomiast są ostro odgraniczone od leżących nad nimi warstewek jasnych. Warstewki jasne odpowiadają sedymentacji letniej w warunkach dostępu tlenu przy silniejszym prądzie wody. Warstewki ciemne sedymentacji zimowej powstały z najdrobniejszych zawiesin. Tafla lodowa odcinając dostęp tlenu wywoływała procesy redukcyjne zaznaczone ciemną barwą.

Transport i akumulacja eoliczna. Drobną materiał skalny (pył, piasek) może być transportowany przez wiatr na znaczne odległości. Pomimo że prądy powietrzne osiągają znaczną prędkość, nie mogą one wskutek małej gęstości powietrza podnosić dużych ziaren na większą wysokość. Przy dużej prędkości (13 m/s) wiatr przenosi ziarna tylko do średnicy 1,5 mm. Materiał grubszy może być przesuwany przez wiatr blisko powierzchni Ziemi, przy czym zachodzi obróbka materiału wskutek tarcia o podłoże.

Tam gdzie siła wiatru maleje, materiał transportowany ulega akumulacji. Wiatr usypuje pagórki zwane **wydami**. Charakterystyczną formą wydmi są barchany (rys. 1.24).



Rys. 1.24. Barchany

Z wielkich pustyń lub równin sandrowych wiatr unosi najdrobniejszy materiał pyłowy, transportując go nieraz tysiące kilometrów i osadzając go w miejscu, w którym siła wiatru słabnie. Ten rodzaj osadów nazywamy **lessami**. W Polsce osady lessu występują w większej ilości w południowo-wschodniej części kraju (Sandomierskie, Lubelszczyzna).

➤ 1.3. Geologia historyczna i stratygrafia

Geologia historyczna zajmuje się odtwarzaniem dziejów Ziemi, badając rozmieszczenie dawnych lądów i mórz, ukształtowanie powierzchni Ziemi, dawny świat organiczny, warunki klimatyczne i inne czynniki związane z historią Ziemi. Celem jej jest określenie zjawisk zachodzących na Ziemi w kolejnych przemianach oraz ustalenie ich przyczyn i współzależności.

Stratygrafia natomiast zajmuje się porównywaniem i ustalaniem następstwa warstw skalnych, ich wieku i rozmieszczenia na podstawie badania zawartych w nich skamieniałości, a także innych metod, jak np. przez porównywanie wykształcenia osadów (facja) i sposobu ich ułożenia.

Łatwo zrozumieć, że skały powstałe w tym samym czasie, ale w różnych lokalnych warunkach geograficznych, mieć będą inny wygląd, budowę, inne "oblicze". Oblicze to w geologii nazywamy **facją**. Lokalne warunki geograficzne określają przede wszystkim charakter litologiczny sedymentu oraz skład występującej w nim fauny i flory. W zależności więc od sposobu powstawania i wykształcenia skał rozróżniać będziemy przede wszystkim fację morską i kontynentalną. Idąc dalej będziemy mogli wyróżnić fację morza otwartego, fację przybrzeżną, plażową, lagunową, jeziorną, wydmy pustyniowych itp.

Stratygrafia, dla podkreślenia ważniejszych wspólnych cech zespołów skał, posługuje się pewnymi jednostkami stratygraficznymi. Jednostki te mają swoje odpowiedniki w jednostkach czasowych, historycznych. Podział na jednostki stratygraficzne i odpowiadające im jednostki czasowe podano w tabeli 1.

Tabela 1

Jednostki stratygraficzne i czasowe

Jednostka stratygraficzna	Jednostka czasowa
Grupa	Era
System, formacja	Okres
Seria, oddział	Epoka (podokres)
Piętro	Wiek
Poziom	Doba
Warstwa	Warstwa

Jednostki stratygraficzne wydzielone z serii utworów geologicznych, różniących się składem, wyglądem i pochodzeniem, ale powstałych w ciągu tego samego, stosunkowo krótkiego czasu, tzw. wieku, nazywamy **piętrami**. Nazwa piętra pochodzi od nazwy miejscowości, gdzie utwory te mają swoje wychodnie, są dobrze widoczne, wykształcone i zawierają charakterystyczne dla danego wieku

skamieniałości. W podobny sposób utworzone zostały nazwy niektórych systemów, np. kambryj od Cambrii (Walii), dewon od hrabstwa Devon w południowej Anglii itp.

Twórcą pierwszego, nowoczesnego podziału skał w dziejach Ziemi był urodzony na Dolnym Śląsku Abraham Gottlob Werner (1749–1817), który podzielił warstwy geologiczne na pierwszorzędne, odpowiadające prekambrowi, przejściowe – odpowiadające w przybliżeniu paleozoikowi, drugorzędne – odpowiadające mezozoikowi oraz trzeciorzędowe. W pierwszej połowie XIX wieku geolodzy dodali do tego podziału czwartorzęd, obejmujący najmłodsze osady [70]. Podział taki przetrwał przez ponad 100 lat. Obowiązujący do końca ubiegłego wieku podział podano w tabeli 2.

Najnowszy podział stratygraficzny, rekomendowany przez Międzynarodową Komisję Stratygraficzną (ISC) i zaakceptowany przez Międzynarodową Unię Nauk Geologicznych (IUGS), podano w tabeli 2a. Zmiany dotyczą przede wszystkim podziału dawnych er: archaicznej i proterozoicznej, trwających łącznie około 4 mld lat. W dawnym archaiku wydzielono 4 ery, a w dawnym proterozoiku 3 ery. Zmianie uległ podział ery kenozoicznej, z której zniknęły nazwy okresów trzeciorzęd i czwartorzęd. W nowym podziale erę kenozoiczną podzielono na dwa okresy, paleogen i neogen. Plejstocen i holocen przyporządkowane wcześniej do czwartorzędu zaliczono do neogenu. Granice między erami i okresami zostały wyznaczone na podstawie datowania wieku bezwzględnego skał.

Przedstawiając w podręczniku dwie tabele stratygraficzne uwzględniono fakt, że w licznych opracowaniach geologicznych, w tym w mapach geologicznych stosowano podział z końca ubiegłego wieku zgodnie z tabelą 2. Według redakcji Przeglądu Geologicznego nowe wydzielenia stratygraficzne podane w tabeli 2a winne obowiązywać w publikacjach naukowych, podręcznikach, a także w aktualnie opracowywanych dokumentacjach geologicznych [70].

Tabela 2

TABELA STRATYGRAFICZNA

ERA ERATEM	SYSTEM OKRES	ODZIAŁ EPOKA	PIĘTRO WIEK	Typowe skały w Polsce	Ważniejsze wydarzenia w Polsce	Wiek (mln lat)				
KENOZOIK	2	3	4	HOLOCEN	tworzenie tarasów zalewowych i nadzalewowych, w dolinach najmłodsze osady piaszczysto-gliniaste, torfowiska wysokie	7				
						CZWARTORZĘD	5	procesy denudacji i akumulacji rzecznej	0,0115	
	PLEJSTOCEN	6					tworzenie się pradolin			0,115
		NEOPLEJSTOCEN								7
	MEZOPLEJSTO- CEN	PLEJSTOCEN	8	osady lodowcowe, gyty i torfy, na południu Polski lessy, w dolinach osady rzeczne w części na południe od łądolału podobnie jak w interglacjale mazowieckim	temp. -3 °C, opady 300 mm, powstanie pradolin	0,400				
			9	akumulacja osadów lodowcowych, na południe od łądolału osady rzeczne w dolinach	Klimat zmienny, arktyczny do umiarkowanego	0,600				
		MEZOPLEJSTO- CEN	10	interglacjale eemski	osady lodowcowe i rzeczno-lodowcowe	śr. temp. roczna -5 °C, opady 400 mm	0,730			
			11	interglacjale środkowo-polskie	erozja niszczy najstarsze osady plejstocenu; w dolinach osady rzeczne	temp. +8 °C, opady 700 mm	0,900			
		EOPLEJSTO- CEN	PLEJSTOCEN	12	interglacjale krakowskie	akumulacja osadów rzecznych	Klimat umiarkowany śr.	0,950		
				13	interglacjale kromerski	w dolinach wyerodowanych w trzeciorzędzie i preglacjale	temp. roczna +5 °C, opady ok. 700 mm rocznie			
				osady rzeczne: piaski, żwiry z warstwami ilów i mułków	Klimat umiarkowany śr. temp. roczna +7 °C, opady ok. 800 mm rocznie	1,806				

Tabela 2 cd.

1	2	3	4	5	6	7	
KENOZOIK	TRZECIORZĘD	Neogen	PLIOCEN	GELAS	na Niziu ily poznańskie tłuste, ku brzegom bardziej spiaszczone; na Dolnym Śląsku bazalty (Góra Św. Anny)	na Niziu Polskim jeden wielki zbiornik słodkowodny, reszta łądem	5,332
				PIACENT			
				ZANKL			
				MESSYN			
			MIOCEN	TORTON	margle z Opola, gips, sól (Wieliczka); formacja brunatno-węglowa, piaski, ily, lignity	morze obejmuje południową Polskę po Góry Świętokrzyskie; północna Polska łądem z licznymi zbiornikami śródlądowymi	23,03
				SERRAWAL			
				LANG			
				BURDYGAŁ			
			OLIGO-CEN	SZAT	ily niebieskie z bursztynem, piaski glaukonitowe, szczyńskie ily (Pomorze) utwory brunatno-węglowe, kwarcyty na Dolnym Śląsku	transgresja morza w północnej i środkowej Polsce, ostateczne fałdowanie Karpat; pod koniec oligocenu regresja morza	33,9±0,1
				RUPEL			
			EOCEN	PRIABON	piaszczyste margle, ily (Pomorze)	morze wdziera się do wyspy iatrzańskiej; cała Polska poza Zatoką Pomorską i geosynklina Karpat łądem	55,8±0,2
				BARTON			
				LUTET			
				IPRES			
			PALEO-CEN	TANET	margle i ily piaszczyste (niecka mazowiecko-lubelska), piaski glaukonitowe (Mazury), piaszczyste wapienie detrytyczne (Pomorze Wschodnie, Mazury)	w środkowej Polsce łąd; niecka mazowiecko-lubelska i Karpaty morzem; Tatry stanowią wyspę	65,5±0,3
SELAND							
DAN							

Tabela 2 cd.

1	2	3	4	5	6	7
MEZOZOIK	KREDA	K ₁ GÓRNA/PÓŹNA	MASTRYCHT	piaskowce, margle, wapienie, kreda piasząca, fosforyty	krótkotrwały zalew morza	99,6±0,9
			KAMPAN			
			SANTON			
		K ₂ ŚRODKOWA	KONIAK			
			TURON			
			CENOMAN			
		K ₃ DOLNA/WCZESNA	ALB			
			APT			
			BARREM			
	HOTERYW					
	WALANŻYN					
	BERIAS					
	JURA	J ₃ GÓRNA/PÓŹNA (malin)	TYTON	iły, piaski, piaskowce, margle: w Tatrach wapienie	morze obejmuje całą Polskę, a z końcem górnej jury wycofuje się z północnej Polski	145,5±4,0
			KIMERYD			
			OKSFORD			
		J ₂ ŚRODKOWA (dogger)	KELOWEJ			
			BATON			
			BAJOS			
		J ₁ DOLNA/WCZESNA (lias)	AALEN			
			TOARK			
			PLIENSBACH			
SYNEMUR						
HETANG						
RETYK						
TRIAS	T ₃ GÓRNY (kajper)	NORYK	iły, łupki, piaski, piaskowce	wycofywanie się morza	228,0±2,0	
		KARNIK				
		LADYN				
T ₂ ŚRODKOWY (wapień muszlowy)	ANIZYK	wapienie, dolomity z kruszcami cynku i ołowiu, margle	transgresja morska nie obejmująca południowej części Sudetów	245,0±1,5		
	T ₁ DOLNY (pstry piaskowiec)	OLENEK	piaskowce, zlepienie, margle	poza Sudetami i Śląskiem panuje morze	251,0±0,4	
IND						

Tabela 2 cd.

1	2	3	4	5	6	7
PALEOZOIK	PERM	P ₂ GÓRNY/PÓŹNY (cechszyn)	TURYNG	ity, anhydryt, sól, wapień, dolomity, rudy cynku i ołowiu, łupki miedzionośne	niemal cała Polska zostaje zalana morzem	270,6±0,7
		P ₁ DOLNY/WCZESNY (czerwony spagowiec)	SAKSON AUTUN STEFAN WESTFAL NAMUR WIZEN TURNEJ	skaly wulkaniczne, wapień, zlepienie, piaskowce	Polska lądem, w Sudetach i krakowskim wulkanizmie	299,0±0,8
	KARBON	C ₂ GÓRNY/PÓŹNY		granit Karconoszy, Strzelina, Strzegomia i Tatr Wysokich, wapień węglowe	w Sudetach i Górach Świętokrzyskich ruchy górotwórcze	318,1±1,3
		C ₁ DOLNY/WCZESNY		piaskowce, zlepienie wapień, łupki	na Śląsku i w pld.-wsch. Polsce morze	359,2±2,5
	DEWON	D ₃ GÓRNY/PÓŹNY		szarogłazy, wapień, łupki	morze w Górach Świętokrzyskich i Sudetach	
		D ₂ ŚRODKOWY		wapień, dolomity, margle	Wschodnich zalew morski w Sudetach Środkowych	416,0±2,8
		D ₁ DOLNY/WCZESNY		piaskowce		
	SYLUR	S ₂ GÓRNY/PÓŹNY		łupki, szarogłazy	W Sudetach i Górach Świętokrzyskich pogłębiające się morze	422,9±2,5
		S ₁ DOLNY/WCZESNY		wapień, łupki	wydzwignięcie Gór Świętokrzyskich, w Sudetach ruchy górotwórcze	443,7±1,5
	ORDO- WIK	O ₂ GÓRNY/PÓŹNY		łupki, wapień, kwarcyty	Góry Świętokrzyskie i Sudety zalane morzem	488,3±1,7
		O ₂ ŚRODKOWY		szarogłazy, łupki, wapień		
		O ₁ DOLNY/WCZESNY		zlepienie, piaskowce, łupki, wapień		
	KAMBR	C _{m3} GÓRNY/PÓŹNY		kwarcyty, piaskowce	w Górach Świętokrzyskich ruchy górotwórcze, w Sudetach podmorski wulkanizm	542,0±1,0
		C _{m2} ŚRODKOWY		łupki, piaskowce		
C _{m1} DOLNY/WCZESNY			wapień, piaskowce			
PRO- TEROZOIK			w Sudetach: gnejsy, kwarcyty, marmury, łupki krystaliczne		2500	
ARCHAİK			gnejsy, łupki krystaliczne		Nie określono	

Tabela 2a

Tabela stratygraficzna rekomendowana przez Międzynarodową Komisję Stratygraficzną
(wg Mizerskiego [70])

EONOTEM EON	ERATEM ERA	SYSTEM OKRES	ODDZIAŁ, EPOKA	PIĘTRO, WIEK	Wiek (mln lat)	
1	2	3	4	5	6	
FANEROZOIK	KENOZOIK	NEOGEN	HOLOCEN		0,0115	
			PLEJSTOCEN	GÓRNY/POZNY	1,806	
				SRODKOWY		
				DOLNY/WCZESNY		
			PLIOCEN	GELAS	5,332	
				PIACENT		
				ZANKL		
				MESSYN		
			MIOCEN	TORTON	23,03	
		SERRAWAL				
		LANG				
		BURDYGAŁ				
					AKWITAN	
		PALEOGEN	OLIGOCEN	SZAT	33,9±0,1	
				RUPEL		
			EOCEN	PRIABON	55,8±0,2	
				BARTON		
				LUTET		
	PALEOCEN		IPRES	65,5±0,3		
			TANET			
			SELAND			
			DAN			
	MEZOZOIK	KREDA	GÓRNA/PÓŻNA	MASTRYCHT	99,6±0,9	
				KAMPAN		
				SANTON		
				KONIAK		
				TURON		
			CENOMAN			
			DOLNA/WCZESNA	ALB	145,5±4,0	
				APT		
				BARREM		
		HOTERYW				
WALANŻYN						
BERIAS						
JURA		GÓRNA/PÓŻNA	TYTON	161,2±4,0		
			KIMERYD			
			OKSFORD			
	ŚRODKOWA	KELOWEJ	175,6±2,0			
		BATON				
		BAJOS				
	DOLNA/WCZESNA	AALEN	175,6±2,0			
		TOARK				
		PLIENSBACH				
	SYNEMUR					
	HETANG	199,6±0,6				

Tabela 2a cd.

1	2	3	4	5	6	
FANEROZOIK	PALEOZOIK	TRIAS	GÓRNY	RETYK	228,0±2,0	
				NORYK		
				KARNIK		
			ŚRODKOWY	LADYN	245,0±1,5	
				ANIZYK		
				OLENEK		
			DOLNY	IND	251,0±0,4	
		PERM	LOPING	CZANGSING	260,4±0,7	
				WUCZIAPING		
				CAPITAN		
			GWADELUP	WORD	270,6±0,7	
				ROAD		
				KUNGUR		
			CISURAL	ARTYNSK	299,0±0,8	
				SAKMAR		
				ASSEL		
		KARBON	MIS- SIS- SIPP	GÓRNY/PÓŹNY	GZEL	306,5±1,0
					KAZIM	
					MOSKOW	
			ŚRODKOWY	BASZKIR	318,1±1,3	
				SERPUCHOW		
				WIZEN		
		DOLNY/WCZESNY	TURNEJ	359,2±2,5		
		DEWON	GÓRNY/PÓŹNY	FAMEN	385,3±2,6	
				FRAN		
				ZYWET		
			ŚRODKOWY	EIFEL	397,5±2,7	
				EMS		
				PRAG		
DOLNY/WCZESNY	LOCHKOW	416,0±2,8				
SYLUR	PRIDOL	LUDFORD	422,9±2,5			
		GORST				
		HOMER				
	WENLOK	SHEINWOOD	428,2±2,3			
		TELYCH				
		AERON				
LANDOWER	RHUDDAN	443,7±1,5				
ORDOWIK	GÓRNY/PÓŹNY	HIRNANT	460,9±1,6			
	ŚRODKOWY	DARRIWIL	471,8±1,6			
DOLNY/WCZESNY	TREMADOK	488,3±1,7				
KAMBR	FURONG	PAIBI	501,0±2,0			
	ŚRODKOWY		513,0±2,0			
	DOLNY/WCZESNY		542,0±1,0			

Tabela 2a cd.

1	2	3	4	5	6	
PREKAMBR	PROTEROZOIK	NEO PROTEROZOIK	EDIAKAR			
			KRIOGEN			
			TON			1000
		MEZO PROTEROZOIK	STEN			
			ECTAS			
			KALYM			1600
		PALEO PROTEROZOIK	STATER			
			OROSIR			
			SIDER			2500
	ARCHAİK	NEOARCHAIK				2800
MEZOARCHAIK					3200	
PALEOARCHAIK					3600	
EOARCHAIK					Nie określono	

➤ 1.3.1. Wiek Ziemi

Badania rozprzestrzenienia, następstwa warstw skalnych i zawartych w nich skamieniałości pozwalają jedynie na określenie ich wieku względnego. Do określenia wieku bezwzględnego poszczególnych warstw skalnych stosuje się w ostatnich latach metody wykorzystujące zjawisko rozpadu pierwiastków promieniotwórczych. Każda przemiana promieniotwórcza prowadzi do wytworzenia z danej wyjściowej substancji radioaktywnej końcowych, trwałych produktów rozpadu (np. $U^{238} \rightarrow Pb^{206} + 8He^4$). Ilość substancji końcowej zależy od ilości substancji wyjściowej oraz czasu, jaki upłynął od początku przemian promieniotwórczych. Znając ilość produktów przemiany oraz ilość nierozłożonej substancji wyjściowej, oblicza się czas, jaki upłynął od początku przemiany.

Ocenia się, że wiek najstarszych skał żyłowych wynosi ponad 2 mld lat, a wiek Ziemi jako planety oceniany jest na 5–6 mld lat.

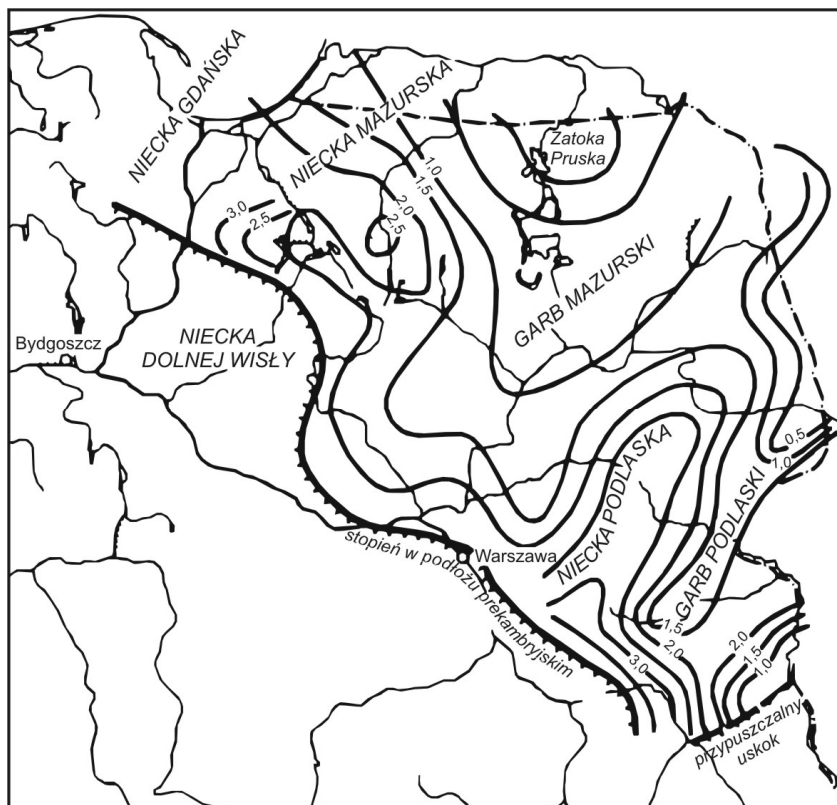
➤ 1.4. Budowa geologiczna Polski

Dzisiejsza złożona budowa geologiczna Polski jest wynikiem działania różnych zjawisk i procesów geologicznych, głównie górotwórczych, denudacyjnych i sedymentacyjnych.

Na obszarze Europy wyróżnić można dwa wielkie piętra strukturalne. Dolne piętro zwane **fundamentem krystalicznym** zbudowane jest z archaicznych, proterozoicznych, sfałdowanych skał magmowych, w większości zmetamorfizowanych. Na fundamencie krystalicznym leżą utwory kambryjskie i młodsze, tworząc górne piętro strukturalne. Utwory tego piętra leżą poziomo lub prawie poziomo, albo też zostały sfałdowane w młodszych cyklach górotwórczych.

Przez Polskę przebiega z południowego wschodu na północny zachód od Morza Czarnego poprzez zachodnią krawędź Podola, wzdłuż wschodnich zboczy Gór Świętokrzyskich i dalej przez wyspę Bornholm linia rozdzielająca Europę na dwie odmienne jednostki strukturalne (rys. 1.25). Na północny wschód od tej linii znajduje się tzw. płyta wschodnioeuropejska. W północnej Europie na terenie tzw. tarczy bałtyckiej (teren Szwecji, Finlandii i półwyspu Kola) fundament krystaliczny występuje na powierzchni. Na południe od linii odcinającej Skanię, Olandię, Gotlandię i południowe wybrzeże Zatoki Fińskiej fundament zanurza się ku południowi, przy czym wzdłuż południowo-wschodnich wybrzeży Bałtyku znajduje się jeszcze na niezbyt dużych głębokościach (500 m). Dalej na południe fundament krystaliczny zanurza się na znaczne głębokości; wyłaniając się jedynie w dwóch obszarach. Obszar pierwszy obejmuje przedpole Sudetów, Sudety oraz część Czech, drugi stanowi rozległy masyw ukraiński. Między masywem ukraińskim a

tarczą bałtycką w powierzchni fundamentu krystalicznego zarysowuje się w północno-wschodniej Polsce garb zwany garbem mazurskim. W okolicy Białegostoku fundament krystaliczny nawiercono na głębokości ok. –250 m. Garb mazurski ogranicza od północy głęboka (–1500 m) niecka mazursko-litewska, od południa – niecka podlaska.



Rys. 1.25. Szkic morfologiczny podłoża prekambryjskiego

Wymienione obszary należące do płyty wschodnioeuropejskiej charakteryzują się tym, że przykrywające fundament krystaliczny osady paleozoiczne i młodsze nie są tu sfałdowane, w przeciwieństwie do obszarów leżących po południowo-zachodniej stronie linii odcinającej wymienioną płytę. Na zachód od Warszawy, na Pomorzu, w Lubelskiem, nie nawiercono skał krystalicznych. Przypuszcza się, że fundament krystaliczny zalega tu na głębokości rzędu kilku tysięcy metrów.

Teren Polski na zachód od linii ograniczającej płytę wschodnioeuropejską ulegał kilkakrotnie działaniu ruchów górotwórczych, z których na wyróżnienie zasługują orogenezy: kaledońska (sylur-dewon), hercyńska zwana też waryscyjską (karbon-perm) i alpejska (trzeciorzęd). Na obszar między Sudetami i płytą wschodnioeuropejską wkraczało i ustępowało kilkakrotnie morze, w którym powstawały warstwy różnorodnych skał osadowych.

Północną Polskę po Sudety tworzą osady mezozoiczne, zakryte osadami trzeciorzędowymi i czwartorzędowymi. Miąższość osadów mezozoicznych w zachodniej i środkowej Polsce osiąga kilka tysięcy metrów, natomiast na wschód od linii dyslokacyjnej jest znacznie mniejsza. Miąższość osadów jest związana z tworzeniem się w części zachodniej i środkowej Polski nieckowatego basenu. Osady kolejnych transgresji zostały w większości tylko słabo zaburzone przez ruchy tektoniczne. Wytworem ruchów kimeryjskich (trias, jura), laramijskich (górną kreda) i alpejskich są powstałe w pokrywie mezozoicznej płaskie, rozległe formy antyklinalne i synklinalne o przebiegu z północnego zachodu na południowy wschód ukryte obecnie pod osadami plejstoceniowymi.

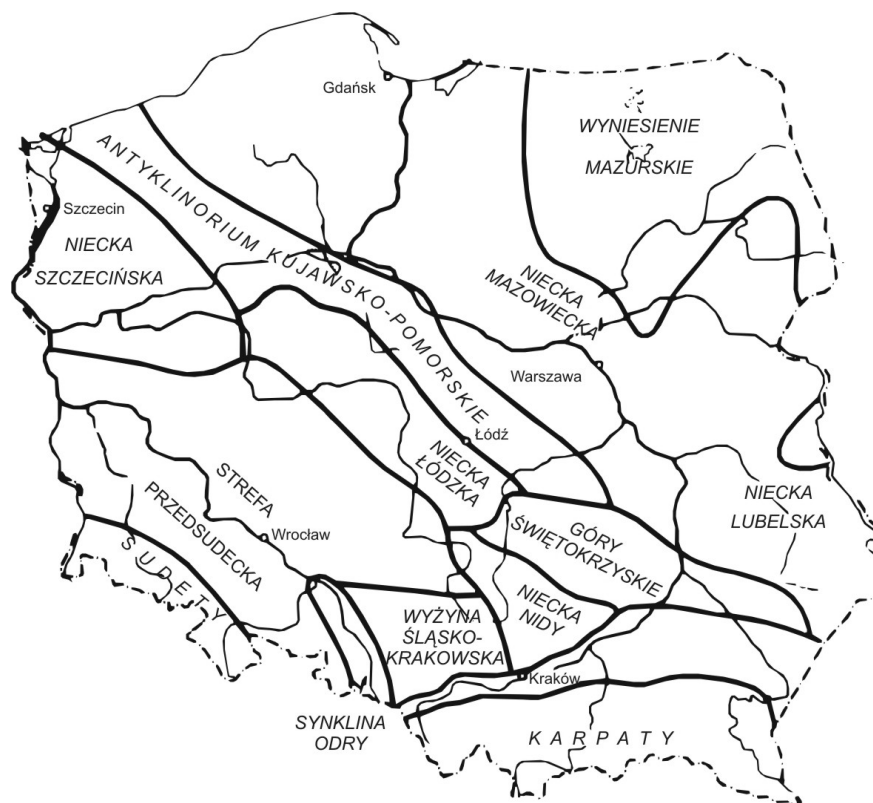
Na Niżu Polskim w przedłużeniu płaskiej antykliny Gór Świętokrzyskich powstało **antyklinorium pomorsko-kujawskie** (rys. 1.26), do którego od wschodu przylega **synklinorium brzeżne** (niecka mazowiecko-lubelska), a od zachodu synklinorium (niecka) szczecińsko-łódzko-miechowskie. Południowe skrzydło niecki szczecińsko-łódzko-miechowskiej stanowi **monoklinę przedsudecką**, przechodzącą ku południowi w silniej wydźwigniętą monoklinę śląsko-krakowską.

Blok przedsudecki, zanurzający się antyklinalnie ku północnemu zachodowi, oddziela od **zrębu sudeckiego** niecka zewnętrznosudecka.

W południowej części Europy już od ery paleozoicznej powstało geosynklinalne obniżenie, które zajmował ocean Tetydy. W orogenezie alpejskiej powstały wskutek sfałdowania osadów w geosynklinie Karpaty. Na ich przedpolu w młodszym trzeciorzędzie wytworzył się rów przedgórski, zwany zapadliskiem przedkarpackim.

Na tle zróżnicowanej budowy geologicznej rozróżnia się na terenie Polski następujące jednostki geologiczne: Karpaty, zapadlisko przedkarpackie, Sudety wraz z Przedgórzem, monoklina śląsko-krakowska, monoklina przedsudecka, niecka szczecińsko-łódzko-miechowska, wał pomorsko-kujawski, Góry Świętokrzyskie, niecka mazowiecko-lubelska oraz na wschodzie wcinające się w tę nieckę garby mazurski i podlaski.

Karpaty wypiętrzone zostały w dwóch etapach orogenezy alpejskiej. Między środkową kredą a starszym trzeciorzędem sfałdowana została część wewnętrzna (Karpaty Wewnętrzne), do której na terenie Polski należą: Tatry, pas skałek pienińskich oraz rozdzielający je flisz podhalański. Karpaty Zewnętrzne lub Fliszowe uległy sfałdowaniu w miocenie.



Rys. 1.26. Regiony geologiczne Polski

Tatry zbudowane są z trzonu krystalicznego (granitów i gnejsów) otoczonego skałami osadowymi. W dolnym triasie (ret) obszar Tatr został zalany przez morze. Z okresu tego pochodzą głównie czerwone łupki ilaste. Trias środkowy reprezentowany jest przez serię wapienno-dolomityczną. W triasie górnym (kajper) morze wycofało się, aby powtórnie zalać część Tatr w dolnej jurze (lias). Ze szczątków rozwijających się w tym morzu ramienionogów, koralów, liliowców i amonitów utworzyły się skały wapienne. W jurze środkowej (dogger) i górnej (malm) morze pogłębiło się i tworzyły się dalsze osady wapieni. W kredzie dolnej głębokie morze jurajskie uległo spłyceniu, powstały osady facji rafowej – wapienie urgonu. Na przełomie kredy środkowej i górnej osady geosynkliny zostały sfałdowane i prze-

sunięte z południa na północ ponad masywem krystalicznym, tworząc płaszczowiny wierzchowe i reglowe. W eocenie nastąpiła kolejna transgresja morza. Tworzyły się wapienie numulitowe, po czym nastąpiło ostateczne wydzwignięcie Tatr.

Karpaty Zewnętrzne zbudowane są z utworów fliszowych, czyli naprzemianległych warstw łupków, piaskowców i ilów, będących produktami niszczenia obszarów wynurzonych. W utworach tych, sięgających do 5000 m, występuje ropa naftowa i gaz ziemny.

Zapadlisko przedkarpackie od północy ograniczone jest Wyżyną Lubelską, Górami Świętokrzyskimi i Wyżyną Śląsko-Krakowską. W miocenie poprzez Bramę Morawską wdarło się na obniżający się teren zapadliska morze. Piaszczysto-ilaste osady tego morza osiągają w środkowej części zapadliska miąższość 1500 do 2000 m. Facja przybrzeżna odznacza się dużą różnorodnością fauny, która dała początek tzw. wapieniom litotamniowym. W ilastych utworach miocenijskich zapadliska znajdują się warstwy solonośne (Bochnia, Wieliczka) oraz złoża siarki (Tarnobrzeg).

Sudety rozciągają się między Bramą Morawską a Łużycką. Należą do najstarszych obszarów górskich w Europie. Utwory krystaliczne pochodzą z ery archaicznej i proterozoicznej. W wyniku wielokrotnego fałdowania Sudetów skały zostały silnie zmetamorfizowane. Przykładem mogą tu być łupki krystaliczne, gnejsy, serpentynity i marmury.

Na początku ery paleozoicznej obszar Sudetów był zalany przez morze. Z okresu tego pochodzą osady wapieni, piaskowców, łupków i szarogłazów. W wyniku podmorskiego wulkanizmu powstały diabazy, przeobrażone w łupki zielone. Przez pęknięcia w trzonie krystalicznym wdzierała się ku powierzchni magma (intruzja), zastygająca pod osadami paleozoicznymi w postaci granitów (granit Karkonoszy, Strzelina i Strzegomia).

W karbonie, po wycofaniu się morza, Sudety objęte zostały fałdowaniem hercyńskim. W części wewnętrznej powstało zapadlisko, do którego znoszony był materiał z wietrzejących gór. Z nagromadzonych resztek bujnej roślinności (skrzypy, paprotniki, widłaki) powstały pokłady wysokokalorycznego węgla (Zagłębie Wałbrzyskie).

W orogenezie alpejskiej usztywniony obszar Sudetów uległ silnemu popękaniu, utworzył się system licznych uskoków o kierunku z północnego zachodu na południowy wschód. Wzdłuż dwóch linii uskokowych masyw sudecki został wydzwignięty, tworząc zrąb tektoniczny. Przez spękania przedzierała się ku powierzchni magma, tworząc na powierzchni skały wylewne – bazalty. Uskokom i pęknięciom zawdzięczamy na terenie Sudetów powstanie licznych źródeł mineralnych.

Na terenie Przedgórza tworzyły się w miocenie osady piaszczyste i ilaste, w których występują pokłady węgla brunatnych.

Dzisiejsza rzeźba Sudetów ukształtowała się w pliocenie. Wskutek silnych procesów erozyjnych powstały głęboko wcięte doliny rzeczne, które rozczłonkowały wydzwignięty w miocenie i z początkiem pliocenu masyw zrębowy. Zlodowacenia plejstoceniowe nie spowodowały większych zmian w rzeźbie i budowie Sudetów. Większe ślady działalności lodowców widoczne są w Karkonoszach w postaci zagłębień i kotłów (Śnieżne Kotły, Czarny Kocioł, Kocioł Łomnicki, Kotły Małego i Wielkiego Stawu).

Wyżyna Śląsko-Krakowska obejmuje Wyżynę Śląską oraz zachodnią część Wyżyny Małopolskiej, tzw. Jurę Krakowsko-Wieluńską. Głównym elementem strukturalnym Wyżyny Śląskiej jest Zagłębie Górnośląskie.

Zagłębie Górnośląskie ma charakter niecki o podłożu wapiennym z okresu dewońskiego. Po ustąpieniu morza dolnokarbońskiego teren zagłębia był stale obniżany. W zapadlisku tym w karbonie gromadziła się roślinność bujnych lasów paprotników, widłaków i skrzypów. Osadzające się resztki roślinne przysypane zostały przez obficie znoszony do zapadliska materiał klastyczny. W ten sposób tworzyły się utwory górnego karbonu miąższości do 7000 m, złożone z warstw piaskowców, łupków, zlepieńców i pokładów węgla.

Perm cechowały częste zjawiska wulkaniczne. W triasie (wapień muszlowy) wkroczyło na teren Wyżyny Śląskiej morze, w którym osadziły się wapień i dolomity. Wśród dolomitów wykształciły się w postaci żył i gniazd rudy cynku i ołowiu z domieszką srebra. Wapień eksploatowane są między innymi w okolicach Gogolina i Strzelec Opolskich. Od triasu górnego (kajper) do miocenu teren był łądem. Morze wtargnęło ponownie w miocenie, w którym osadziły się pokłady gipsu i soli (Żory, Orzesze, Rybnik).

Jura Krakowska jest pasmem skałek ciągnących się od Krakowa po Częstochowę. Leży ona między Wyżyną Śląską a Niecką Nidziańską. Większa część utworów skalnych pochodzi z okresu jurajskiego. W dolnej jurze w licznych jeziorach osadziły się piaski i iły. Na początku doggeru od północnego zachodu rozpoczęła się wielka transgresja morska, w czasie której powstały piaskowce, piaski i iły z kilkoma pokładami syderytów. Pod koniec jury morze pogłębiło się, a na dnie utworzyły się wapień skaliste. Dzięki dużej odporności na wietrzenie tworzą one malownicze skałki. Pieczary, jaskinie, suche doliny i wydajne źródła typowe są dla krajobrazu jury krakowsko-wieluńskiej.

Niecka szczecińsko-lódzko-miechowska tworzy wydłużoną strefę synklinalną o kierunku z północnego zachodu na południowy wschód. Na obu skrzydłach niecki ukazują się utwory jurajskie, zapadające łagodnie ku osi. Pokrywają je utwory dolnej kredy: piaski i iły. W górnej kredzie osadziły się wapień białe i margliste o miąższości do 1000 m. Miocen i pliocen były okresami lądowymi. Z okresu tego pochodzi

formacja lignitowa (węgiel brunatny w okolicach Konina). W czwartorzędzie podłoże przykryte zostało osadami lodowcowymi i wodnolodowcowymi.

Wał pomorsko-kujawski, stanowiący przedłużenie Gór Świętokrzyskich, zbudowany jest z utworów permskich, triasowych, jurajskich i kredowych. Utwory kredy i jury uległy częściowej erozji. Utwory permu stanowią powtarzające się warstwy anhydrytu, soli kuchennej, soli potasowych oraz ilów. Jest to tzw. cechsztyńska formacja solonośna. Z utworami solnymi związane są solanki występujące między innymi w Kołobrzegu, Inowrocławiu i Ciechocinku. Cały niemal wał pokrywają utwory miocenu i czwartorzędu.

Góry Świętokrzyskie. Pomiedzy Pilicą a Wisłą, z północnego zachodu na południowy wschód ciągną się szczątki większego niegdyś górotworu hercyńskiego. Ruchy związane z orogenezą alpejską wypiętrzyły na obszarze dzisiejszych Gór Świętokrzyskich płaską, kopułową antyklinę, której szczytowa część została następnie zniszczona przez erozję. Dzięki temu spod pokrywy osadów mezozoicznych ukazuje się na powierzchni trzon silnie sfałdowanych utworów paleozoicznych. Ze wszystkich stron, z wyjątkiem południowo-wschodniej, masyw paleozoiczny Gór Świętokrzyskich otoczony jest wychodniami mezozoicznymi triasu, jury i kredy, coraz młodszych w miarę oddalania się od masywu. Od strony południowo-wschodniej masyw paleozoiczny zanurza się pod utwory mioceńskie zapadliśka przedkarpackiego. Masyw paleozoiczny przecięty jest na dwie części wielką podłużną dyslokacją świętokrzyską, dzielącą Góry Świętokrzyskie na północny obszar łysogórski i południowy – kielecki.

Głównym czynnikiem powstania paleozoicznego masywu Gór Świętokrzyskich była orogeneza hercyńska (karbon-perm). Największe nasilenie ruchów hercyńskich przypadało na obszar łysogórski. Na granicy obszarów łysogórskiego i kieleckiego wytworzyła się płaszczyna dyslokacyjna. Z ery paleozoicznej pochodzą osady: kwarcyty kambryjskie, łupki graptolitowe sylurskie, wapienie dewońskie i zlepieńce z permu.

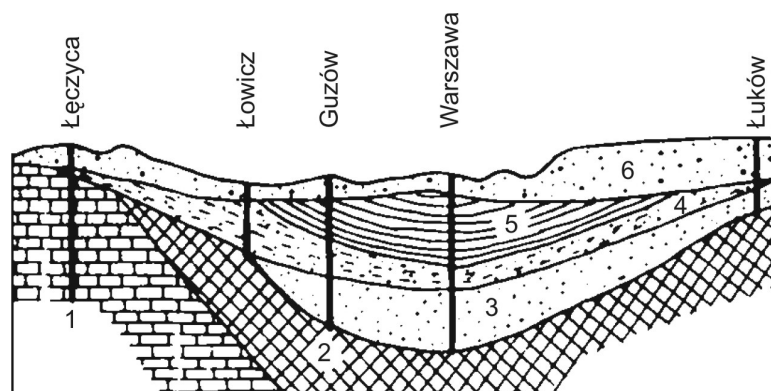
Osady mezozoiczne wskazują, że obszar Gór Świętokrzyskich kilkakrotnie zalewany był przez morze, to znów się wynurzał. Utwory lądowe w postaci piaskowców spotykamy w triasie i na początku jury. W środkowej jurze wkracza morze, na przełomie jury i kredy wskutek orogenezy kimeryjskiej słabemu sfałdowaniu uległa osłona mezozoiczna Gór Świętokrzyskich. Powstały liczne płaskie siodła, łęki i fleksury o kierunku z północnego zachodu na południowy wschód oraz liczne uskoki.

Najmłodszym cyklem, który wpłynął na budowę geologiczną Gór Świętokrzyskich, był cykl trzeciorzędowy i związane z nim ruchy tektoniczne. W fazie górotwórczości karpackiej powstało wiele dyslokacji i częściowe pofałdowanie.

W czwartorzędzie trzon Gór Świętokrzyskich nie został przykryty lodem, jednak wskutek silnego wietrzenia powstały tzw. **gołoborza**, stanowiące rumosz bloków kwarcytowych.

Góry Świętokrzyskie są regionem bogatym w różne surowce skalne i mineralne. Na uwagę zasługują piaskowce i wapień, rudy żelaza, rudy ołowiu (galena w Chęcinach i na Karczówce pod Kielcami), w mniejszych ilościach złoża miedzi i barytu. Znane są z pięknych marmurów o wielkiej różnorodności barw i deseni.

Niecka mazowiecko-lubelska stanowi strefę synklinálną, obrzeżającą od wschodu antyklinorium kujawsko-pomorskie. Oś niecki biegnie na linii Gdańsk – Warszawa – Lublin – Lwów.



Rys. 1.27. Przekrój przez nieckę mazowiecką: 1 – wapień, 2 – margle nieprzepuszczalne (kreda), 3 – piaski glaukonitowe, wodonośne (oligocen), 4 – piaski i ropy brunatno-węglowe (miocen), 5 – ropy poznańskie (pliocen), 6 – piaski, żwiry, gliny zwalowe (plejstocen i holocen)

Niecka mazowiecka (rys. 1.27) wypełniona jest utworami kredowymi, które zalegają niezgodnie na jurze. Od góry przykryta jest utworami trzecio- i czwartorzędowymi. W morzu oligoceńskim powstały piaski glaukonitowe, nad którymi wśród piasków i ropy występują pokłady ropy brunatnej (miocen). W pliocenie w zbiorniku typu jeziornego osadziły się ropy pstre. Dzięki nieckowatemu ułożeniu warstw skalnych i przykryciu ich utworami nieprzepuszczalnymi, powstały dogodne warunki dla występowania ropy pod ciśnieniem (artezyjskie).

Region geologiczny niecki lubelskiej obejmuje Wyżynę Lubelską, północną część Roztocza oraz południowe krańce Niziny Mazowiecko-Podlaskiej. Od wschodu niecka lubelska ograniczona jest znajdującymi się blisko powierzchni osadami paleozoicznymi. Wypełniona jest prawie poziomo leżącymi utworami kredowymi.

Na przełomie kredy i trzeciorzędu morze wycofało się, a ruchy epejrogeniczne (ładotwórcze) nadały temu obszarowi charakter wyżyny. W okresie zlodowaceń

plejstocenijskich na Wyżynie Lubelskiej osadziły się na rozległych obszarach lessy. Pokrywają one miejsca wyżej położone. Gleby powstałe na pokrywie lessowej należą do bardzo urodzajnych, podobnie jak rędziny powstałe na marglach kredowych.

➤ 1.5. Plejstocen i holocen (neogen/czwartorzęd)

Osady epoki plejstocenu i holocenu (neogen) poza rejonami górskimi pokrywają prawie całą powierzchnię Polski (80%).

Podłoże plejstocenu w Polsce stanowią przede wszystkim osady pliocenu i miocenu. We wschodniej części kraju, na obszarze lubelskim i białostocko-suwalskim oraz we wschodniej części Mazur oprócz osadów kenozoiku występują w podłożu margle górnej kredy.

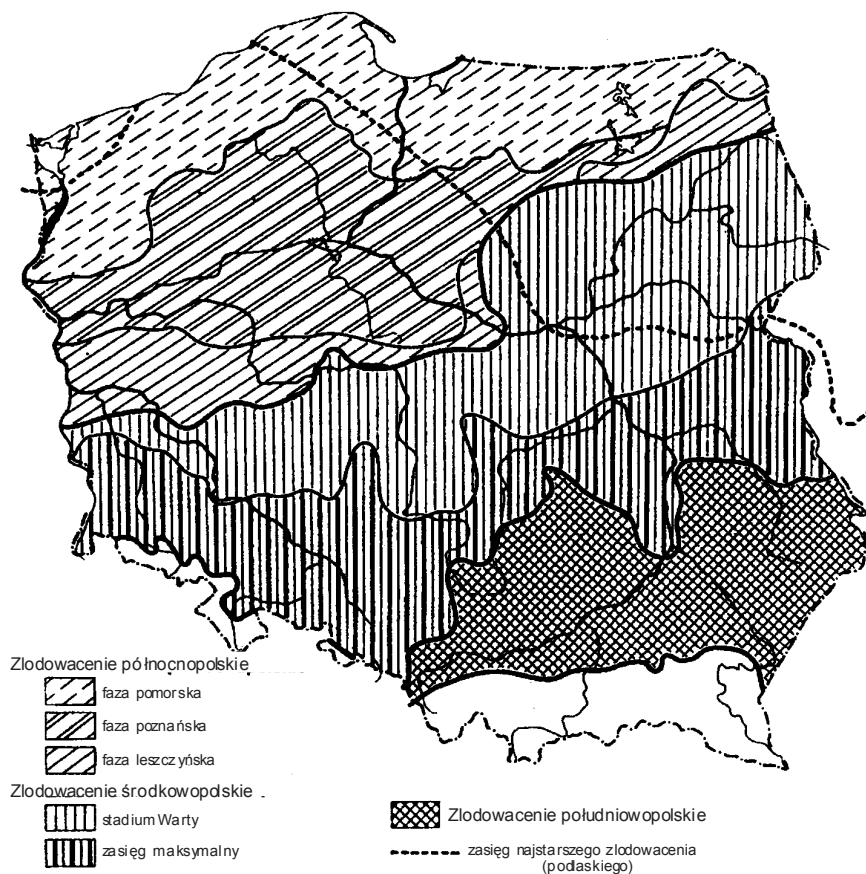
Osady plejstocenu i holocenu odznaczają się dużą zmiennością zarówno w profilu pionowym, jak i rozmieszczeniu poziomym. Pod względem genezy można podzielić je na trzy grupy: osady akumulacji lodowcowej i wodnolodowcowej (plejstocen), osady akumulacji wodnej – rzeczne, jeziorne i bagienne oraz osady akumulacji eolicznej – lessy i piaski wydmowe (holocen).

➤ 1.5.1. Zlodowacenia plejstocenijskie

Głównym czynnikiem kształtującym dzisiejszą rzeźbę i budowę powierzchniowych warstw północnej i środkowej Polski był nasuwający się w plejstocenie od północy lądolód. W Polsce w plejstocenie miały miejsce prawdopodobnie 4 następujące po sobie zlodowacenia (okresy glacialne), przedzielone okresami większego ocieplenia (interglacjami). W okresie glacjału lądolód mógł nieznacznie cofnąć się, w związku z czym rozróżnia się stadia zlodowaceń i okresy interstadialne.

W Polsce w plejstocenie wyróżnić można cztery zlodowacenia (rys. 1.28):

- I – zlodowacenie Narwi (950–900 tys. lat) o nieznanym dokładniej zasięgu – interglacjał podlaski (900–730 tys. lat);
- II – zlodowacenie południowopolskie (krakowskie) (730–600 tys. lat) – interglacjał mazowiecki/wielki (600–400 tys. lat);
- III – zlodowacenie środkowopolskie (400–130 tys. lat) – interglacjał eemski (130–115 tys. lat);
- IV – zlodowacenie północnopolskie/bałtyckie (115–11 tys. lat) – interglacjał (?) holocenijski.



Rys. 1.28. Zasięgi zlodowaceń w Polsce

Zlodowacenie południowopolskie rozpoczęło się przed około 730 tys. lat. Osady tego zlodowacenia sięgają północnych zboczy Sudetów i Karpat do wysokości 590 m i 420 m. Osady tego glacjału zostały silnie zniszczone w czasie długotrwałych procesów erozyjnych i denudacyjnych. Zachowały się jedynie w zagłębieniach szczątki glin zwałowych oraz rumosz skalny z rozmycia moren czołowych i dennych, a także wielkie głazy narzutowe.

W interglacjale wielkim pojawia się roślinność i świat zwierzęcy, imponujący rozmiarami takich swych przedstawicieli, jak mamuty, nosorożce, niedźwiedzie jaskiniowe.

Zlodowacenia środkowopolskie, w swym klasycznym ujęciu, były początkowo traktowane jako jedno zlodowacenie, związane z nasunięciem na obszar Polski lądolodu skandynawskiego, korelowanego z alpejskim zlodowaceniem Riss. Geomorfologicznie zaznacza się ono pagórkami moren czołowych, jakkolwiek zostały

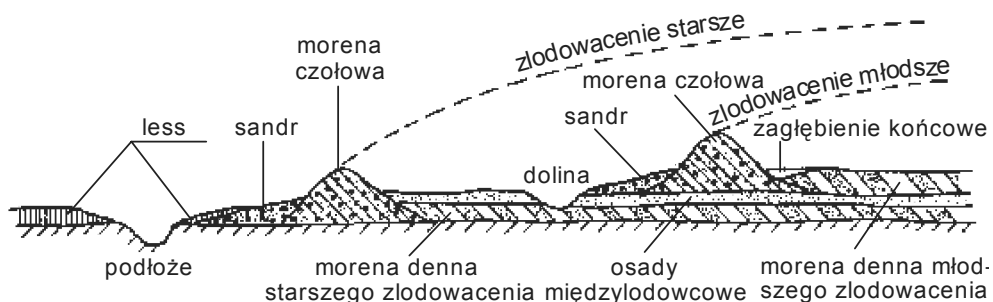
one już znacznie zniszczone. Według Różyckiego (1972) w okresie tego zlodowacenia wyróżnia się dwa jego stadia: południowe (maksymalne) i Warty oraz dwa kolejno młodsze stadiały Wkry i Mławy.

Na podstawie najnowszych badań można przyjąć (L.Lindner 2005), że w istocie w okresie zlodowaceń środkowopolskich mamy do czynienia z trzema nasunięciami lądolodu skandynawskiego. Najstarsze zlodowacenie tego okresu zostało określone jako zlodowacenie Liwca (400–360 tys. lat), w którym lądolód obejmował jedynie północną część dorzecza środkowej Wisły, sięgając po ujście Wieprza.

Młodsze zlodowacenie środkowopolskie (330–320 tys. lat), określane wcześniej jako zlodowacenie Odry, obecnie jako zlodowacenie Krzyny, dotarło do północnego przedpola wyżyn południowopolskich, sięgając do około 260–230 m npm.

Najmłodsze zlodowacenie Odry (210–130 tys. lat) wkroczyło najdalej na południe, obejmując na zachodzie część źródłiskową Odry, a dalej na wschód obejmowało zachodnie i północne obrzeża Gór Świętokrzyskich, północną część Kotliny Sandomierskiej oraz Wyżynę Lubelską do wysokości 330–280 m npm.

W ostatnim zlodowaceniu, **północnopolskim (bałtyckim)**, wyróżnia się trzy fazy: leszczyńską, poznańską i pomorską. Poszczególne stadia i fazy zlodowaceń odznaczają się pasmami moren czołowych, utworami moreny dennej i rozległymi obszarami utworów wodnolodowcowych i rzeczno-lodowcowych (rys. 1.29).



Rys. 1.29. Szkic rozmieszczenia osadów plejstoceniowych

➤ 1.5.1.1. Pradoliny

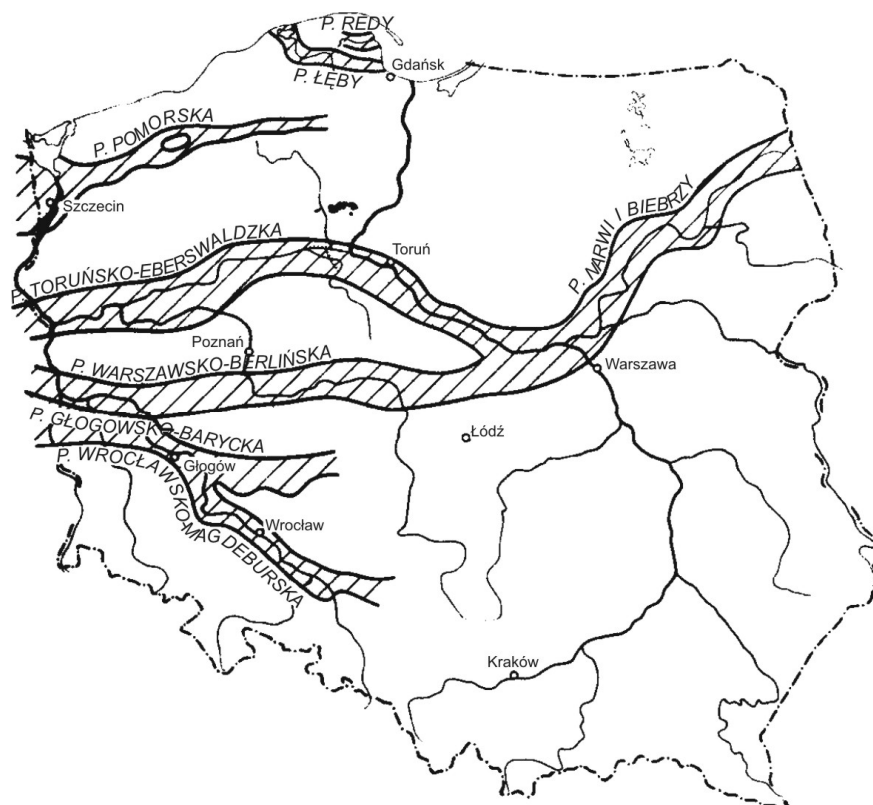
Przed czołami kolejnych postojów lądolodu uformowała się równoleżnikowa sieć pradolin, którymi wody odpływały w kierunku zachodnim (rys.1.30).

Najstarsza pradolina **wrocławsko-magdeburgska** powstała w okresie zlodowacenia środkowopolskiego w stadium Warty. Łączy ona Odrę z Łabą przez Dolne Łużyce i Czarną Elsterę. Za Magdeburgiem przechodzi w dolinę Wezery.

Druga pradolina barycko-głogowska zaczyna się nad Baryczą i odpowiada fazie leszczyńskiej. W fazie poznańskiej powstała pradolina **warszawsko-berlińska**, którą płynęła wielka rzeka spod Wilna do Hamburga. Dawny jej bieg zaznaczają: Mereczanka, Biebrza, Narew, Bzura, odcinek Warty od Śremu, Obra, część Odry, Szprewa, oraz dolna Łaba.

W następnej fazie pomorskiej wytworzyła się pradolina **toruńsko-eberswaldzka**, łącząca się z poprzednią poniżej Berlina.

Najmłodsze pradoliny: Leby i Redy, Słupi, Radwy i Parsęty powstały po regresji lądolodu fazy pomorskiej na Pomorzu.



Rys. 1.30. Główne pradoliny w Polsce

➤ 1.5.1.2. Osady plejstocenu

Wśród osadów plejstocenu, w zależności od ich genezy, wyróżnić można osady akumulacji lodowcowej, głównie moreny dennej i czołowej, zastoiskowe i wodno-lodowcowe, osady rzeczne, rzeczno-jeziorne, bagienno-jeziorne oraz osady akumulacji eolicznej. Lodowiec transportuje wielkie ilości materiału skalnego

w postaci bloków, głazów, żwiru, piasku oraz jeszcze drobniejszych cząstek. Materiał ten w różnej postaci zostaje odłożony na obszarach objętych zlodowaceniem. Wśród osadów lodowcowych wyróżnia się dwie grupy: utwory powstałe przez akumulację materiału naniesionego bezpośrednio przez lodowiec oraz osady utworzone przez wody wypływające z topniejącego lodu (osady wodnolodowcowe lub fluwioglacjalne). Osady lodowcowe nie wykazują sortowania, materiał wodnolodowcowy jest przesortowany i warstwowany. Powstające w spodzie lodowca moreny denne zbudowane z gliny zwałowej, moreny czołowe, powstające na ich przedpolu, piaszczyste utwory sandrowe oraz inne utwory (ozy i drumliny) zostały omówione w rozdziale 1.2.2.3.

Wśród osadów czwartorzędowych (neogenu) bardzo pospolite są utwory jeziorno-bagienne, wypełniające różnej wielkości interglacjalne, interstadialne i holocenijskie zagłębienia terenu. Utwory jeziorne zbudowane są z części organicznych – roślinnych i zwierzęcych, przemieszanych z różną ilością materiału nieorganicznego, który dostarczany jest przez wody dopływające do zbiorników. Skład osadów jeziornych zależy od typu ekologicznego jeziora. Mogą to być gytie, złożone z drobnych szczątków roślin i zwierząt z domieszką części nieorganicznych, lub ił jeziorny w jeziorach polodowcowych, w których brak było życia organicznego.

➤ 1.5.2. Holocen

Po wycofaniu się (w związku z ociepleniem) lądolodu na północ rozpoczęła się przed 10 000 laty ostatnia, najmłodsza epoka okresu neogenu – holocen (interglacjal?).

Cały obszar Polski w czasie holocenu podlega procesom denudacyjnym, głównie wskutek erozji, oraz procesom akumulacyjnym. Materiał wietrzeniowy przemieszczony jest przede wszystkim przez wodę i osadzany w zagłębieniach oraz dolinach rzecznych. W dolinach tworzą się najmłodsze osady gliniasto-piaszczyste (mady), budujące tarasy zalewowe. W zagłębieniach terenu, głównie w dolinach rzecznych ze słabym przepływem wody zaskórnej tworzą się osady organiczne, przede wszystkim torfy. W jeziorach północnej Polski występuje akumulacja substancji organicznej – gytii. W górach tworzą się stożki napływowe, zbudowane z materiału miejscowego.

Obecne rozmieszczenie przypowierzchniowych osadów jest rezultatem złożonych procesów twórczych i niszczących, zachodzących w ciągu całego neogenu, szczególnie w epoce plejstocenu i holocenu.

Rozdział 2

HYDROGEOLOGIA OGÓLNA

Hydrogeologia, jako nauka o wodach podziemnych, zajmuje się badaniem ich pochodzenia, właściwości fizykochemicznych, rozmieszczenia i sposobów przemieszczania się w skorupie ziemskiej.

Znaczenie hydrogeologii polega przede wszystkim na tym, że przedmiotem jej badań jest woda, najbardziej niezbędny dla działalności gospodarczej i potrzeb życiowych człowieka surowiec mineralny. Brak wody w pewnych warstwach skalnych powoduje nieraz trudności i odwrotnie – jej nadmiar jest często szkodliwy, zwłaszcza w kopalniach przy wykonywaniu odkrywek, wykopów fundamentowych czy w rolnictwie.

Hydrogeologia, poza ścisłym związkiem z innymi naukami geologicznymi, opiera się na wielu naukach przyrodniczych, jak meteorologia i klimatologia, fizyka i geofizyka, chemia i geochemia, gleboznawstwo i balneologia. Bardzo ściśle powiązana jest z hydrologią, geologią inżynierską, hydrauliką i hydrodynamiką. Na uwagę zasługuje fakt wyodrębnienia się z hydrogeologii oddzielnego jej działu, tzw. geohydrologii, czyli nauki o wodach podziemnych pierwszego poziomu wodonośnego. Jest to niewątpliwie związane ze znaczeniem, jakie mają płytko występujące wody podziemne dla gospodarczej działalności człowieka.

Hydrogeologia jako samodzielna dziedzina wiedzy zaczęła wyodrębniać się w połowie XIX wieku. Do rozwoju tej nauki w tym okresie przyczyniły się zwłaszcza badania francuskich uczonych, jak Paramelle'a, H. Darcy'ego, J. Dupuita, E. Belgranda i innych. Niemalą zasługę w dalszym rozwoju hydrogeologii należy przypisać wiedeńskiemu geologowi i geografowi A. Penckowi (1896), któremu zawdzięczamy sformułowanie dwóch tez dotyczących bilansu wodnego dorzecza, znanych pod nazwą praw Pencka. Począwszy od przełomu XIX i XX w., na tle potrzeb budownictwa naziemnego i podziemnego oraz zaopatrzenia osiedli i miast w wodę pitną i przemysłową, rozpoczyna się żywy rozwój hydrogeologii w różnych

krajach świata. Nazwiska: A. Hazen, R.S. King, Ch.S. Slichter (Stany Zjednoczone), O. Lueger, Ph. Forchheimer, G. Thiem, O. Smreker, E. Prinz (Niemcy), I.I. Żyliński, W.W. Dukuczajew, A.F. Lebediew (Rosja) do dnia dzisiejszego mają swoją ugruntowaną pozycję w literaturze hydrogeologicznej.

Z badaczy polskich, których wkład naukowy przyczynił się do rozwoju hydrogeologii, należy wymienić J. Niedźwieckiego, W. Szajnochę, Ł.J. Bodaczewskiego, Z. Kowalskiego, K. Pomianowskiego, O. Nadolskiego, J. Samsonowicza, F. Rutkowskiego, J. Gołęba, Z. Pazdrę i wielu innych z młodszego pokolenia. Wybitne zasługi dla rozwoju hydrogeologii położył R. Rosłoński, którego prace, zwłaszcza z zakresu metod sporządzania bilansu wodnego zlewni, stanowią wkład do hydrogeologii w skali światowej.

➤ 2.1. Hydrogeologiczne właściwości skał

➤ 2.1.1. Porowatość

Podstawową właściwością skał, dzięki której możliwe jest występowanie i przemieszczanie się wody podziemnej, jest ich porowatość lub szczelinowatość. Występowanie porów zależy od pęknięć (szczelinowatość) w różnym stopniu przenikających skały, których pochodzenie wiąże się z różnymi procesami geologicznymi, oraz od budowy skał okruchowych, składających się z odłamków skalnych i minerałów nieuszczelnie przylegających do siebie. Wielkość odłamków warunkuje rozmiary i ogólną ilość porów. Objętość porów w skałach okruchowych zależy od wymiarów i kształtu ziaren (cząstek), ich wzajemnego ułożenia i stopnia różnoziarnistości.

Objętość wolnych przestrzeni wskazuje na ilość wody, jaka w danej skale może być magazynowana; wymiar i kształt wolnych przestrzeni określają przepuszczalność skały.

Meinzer podaje następującą klasyfikację wolnych przestrzeni w skałach:

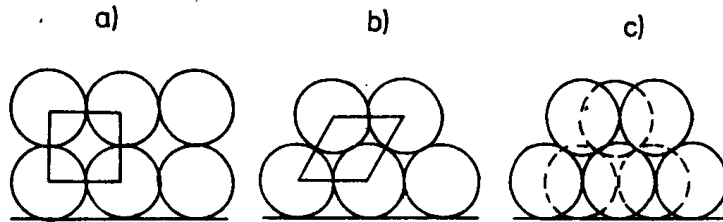
1. Wolne przestrzenie pierwotne:

- a) w skałach osadowych,
- b) w skałach magmowych.

2. Wolne przestrzenie wtórne:

- a) spękania i szczeliny,
- b) krasowe,
- c) przestrzenie wytworzone przez korzenie roślin, zwierzęta itp. Porowatość skał okruchowych nazywamy intergranularną lub międzyziarnową.

Gdyby cząstki, z których składa się skała, były kulami o jednakowej średnicy, to objętość porów w jednostce objętości zależałaby tylko od wzajemnego ułożenia ziaren, a byłaby niezależna od ich średnicy. Można wyobrazić sobie trzy sposoby ułożenia ziaren (rys. 2.1): układ sześcienny, rombowy i romboedrowy.



Rys. 2.1. Układy ziaren kulistych: a – sześcienny, b – rombowy, c – romboedrowy

Liczbową miarą porowatości jest **współczynnik porowatości** (porowatość), będący stosunkiem objętości porów do objętości całej skały:

$$n = \frac{V_p}{V} \quad (2.1)$$

gdzie: V_p – objętość porów w skałe o objętości V .

Dla podanych wyżej układów ziaren porowatość wynosi:

a) dla układu sześciennego, najbardziej luźnego:

$$n_{\max} = \frac{\left(d^3 - \frac{\pi d^3}{6} \right)}{d^3} = 0,4764$$

Obliczony w podobny sposób współczynnik porowatości wynosi dla:

b) układu rombowego $n = 0,3954$

c) układu romboedrowego $n_{\min} = 0,258$.

W naturalnych warunkach wartości współczynników porowatości mogą zarówno przekraczać podaną wcześniej wartość n_{\max} , jak i przyjmować wartości mniejsze od n_{\min} . Wynika to z faktu, że cząstki skały nie mają ani kształtu kuli, ani nie są jednakowych rozmiarów. Ogólnie można stwierdzić, że skały różnoziarniste mają mniejszą porowatość niż skały zbudowane z ziaren o równej średnicy. Gdy wśród stosunkowo grubego materiału znajdzie się materiał drobnoziarnisty, pomieścić się on może w przestrzeniach (porach) między cząstkami większymi, zmniejszając przez to ogólną porowatość. Liczne badania wykazały poza tym, że współczynnik porowatości jest tym większy, im bardziej ziarna odbiegają od kształtu kuli.

Skały droбноziarniste (spoiście) mają znacznie większą porowatość, gdyż cząstki iłowe ($< 0,002$ mm) tworzą strukturę komórkową lub kłaczkową, dające bardziej porowate układy. Pory w tych skałach są w dużej mierze wypełnione wodą związaną (higroskopijną i błonkową), przywartą siłami międzycząsteczkowymi do powierzchni cząstek.

Ze względu na ruch w porach, jak również z uwagi na działanie sił międzycząsteczkowych, przyjmuje się w hydrogeologii następujący podział porów:

- a) nadkapilarne – o średnicy większej niż $50 \mu\text{m}$, w których ruch wody wolnej może zachodzić pod działaniem siły ciężkości (pory grube);
- b) kapilarne – o średnicy $50 - 0,2 \mu\text{m}$ (pory średnie);
- c) subkapilarne – o średnicy mniejszej niż $0,2 \mu\text{m}$ (pory drobne), w których woda zostaje związana i unieruchomiona działaniem sił cząsteczkowych.

Mówiąc o średnicy mamy na uwadze średnicę zastępczą, tzn. przekrój kapilary gruntowej przyrównujemy do równoważnego hydraulicznie przekroju rurki okrągłej.

Podobnie jak pory, szczeliny w zależności od ich szerokości dzieli się na:

- a) nadkapilarne – o szerokości ponad $0,25$ mm,
- b) kapilarne – o szerokości $0,25 - 0,0001$ mm,
- c) subkapilarne – o szerokości mniejszej od $0,0001$ mm.

W skałach osadowych zdiagenezowanych (scementowanych) porowatość jest zredukowana przez substancję cementującą. Lepiszczą krzemionkowe, wapienne, żelaziste lub iłowe mogą w całości wypełniać pory pierwotne. W piaskowcach i zlepieńcach, w których połączenia występują tylko między okruchami, występować może znaczna porowatość i przepuszczalność nawet przy silnym scementowaniu.

W skałach osadowych pochodzenia chemicznego i organicznego wolne przestrzenie pierwotne występują jako kawerny. Powstały one w czasie sedymentacji bądź to wskutek zamknięcia przez wytrącające się osady pewnych objętości wody, bądź też wskutek otoczenia organizmów przez sedyment. Kawerny występują jako utwory odosobnione i najczęściej nie mają wzajemnego połączenia, a ich wpływ na przepuszczalność ogólną skały jest znikomy. W skałach krystalicznych pory występują głównie w skałach wylewnych wskutek wydzielania się gazów w czasie erupcji magmy.

Porowatość skał wylewnych może być pęcherzykowa, jeśli pęcherzyki gazów są zamknięte, bez wzajemnego połączenia, lub gąbczasta, jeżeli pęcherzyki, przewody i innego kształtu wolne przestrzenie są ze sobą połączone. Skrajnym przykładem skały z porowatością pęcherzykową może być pumeks, w którym porowatość dochodzi do 80%. Z doświadczenia wiemy, że pumeks zanurzony w wodzie nie nabiera wody, a pływa dzięki licznym zamkniętym wolnym przestrzeniom.

Dla krążenia wody struktury pęcherzykowe nie mają większego znaczenia. Połączenie pęcherzyków może nastąpić przez szczeliny i wtedy skały takie nabierają pewnej przepuszczalności.

Istotną rolę w krążeniu wód w skałach magmowych, osadowych chemicznych i organicznych, w skałach zdiagenezowanych, a nawet w osadach klastycznych odgrywają przestrzenie wtórne.

W skałach magmowych szczeliny i pęknięcia powstają głównie jako termiczne pęknięcia skurczowe w procesie stygnięcia skały oraz wskutek działania różnych sił rozrywających i ścinających, występujących w różnych procesach tektonicznych. Powstawać mogą również przez odprężenie skał na skutek zdjęcia nadkładu, np. przez erozję. Pęknięcia takie przebiegają równoległe do powierzchni.

Gęstość szczelin, ich położenie i kierunek zależą od rodzaju skały oraz od czynników wywołujących pęknięcia skały. W dawnym masywie skalnym pęknięcia wykazują zawsze ściśle określony główny kierunek. Dlatego też skały takie są wyraźnie anizotropowe, ich przepuszczalność jest wyraźnie różna w poszczególnych kierunkach.

Krążąca w szczelinach woda może rozpuszczać pewne minerały oraz wywoływać procesy wietrzenia chemicznego. Zjawiska ługowania występują głównie w skałach chemicznych: w złożach gipsu, anhydrytu, wapieni, soli kamiennej, sylwiniu, karnalitu i innych. Proces rozpuszczania nazywamy krasowaniem skał, a powstałe formy morfologiczne nazywamy krasami.

Wolne przestrzenie utworzone przez system korzeniowy roślin oraz przez niektóre zwierzęta (krety, myszy, dżdżownice) grupują się w warstwach przypowierzchniowych. Ułatwiają one przede wszystkim wsiąkanie wody do głębszych warstw.

➤ 2.1.1.1. Wyznaczanie współczynnika porowatości

Objętość porów można określić w sposób bezpośredni lub pośredni. Porowatość skał spowodowaną obecnością szczelin określa się za pomocą pomiaru bezpośredniego. Próbkę litej skały o znanej objętości suszy się w temperaturze 105–110°C, a po wystudzeniu w eksykatorze waży. Następnie próbkę powoli zanurzamy w wodzie, aby pory (szczeliny) wypełniły się wodą. Po pewnym czasie próbkę wyjmujemy z wody, szybko wyciera jej powierzchnię i ponownie waży. Masa wody wypełniająca pory wynosi:

$$V_p \rho_w = M_w - M_s$$

gdzie: ρ_w – gęstość właściwa wody, M_w – masa próbki nasyconej wodą, M_s – masa suchej próbki. Stąd objętość porów:

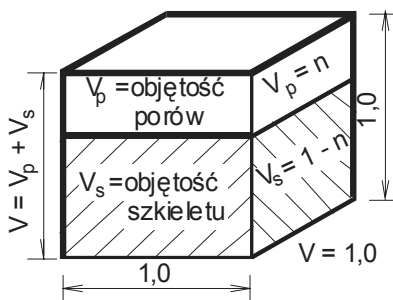
$$V_p = \frac{M_w - M_s}{\rho_w}$$

a przyjmując $\rho_w = 1,0$ obliczyć możemy współczynnik porowatości:

$$n = \frac{V_p}{V} = \frac{M_w - M_s}{V}$$

W badaniach tych największą trudność przedstawia wyparcie z porów powietrza. W wyniku niedokładnego wypełnienia porów wodą otrzymujemy zaniżone wartości współczynnika porowatości.

Znacznie bardziej dokładna jest metoda pośrednia, oparta na zależnościach wynikających z rysunku 2.2.



Rys. 2.2. Schemat ideowy podziału objętości gruntu na objętość szkieletu i objętość porów

Stosując oznaczenia jak na rysunku 2.2 oraz oznaczając: ρ_s – gęstość właściwa szkieletu gruntowego, ρ_d – gęstość objętościowa szkieletu gruntowego, możemy napisać:

$$M_s = V_s \rho_s$$

$$\rho_d = \frac{M_s}{V} = \frac{V_s \rho_s}{V_p + V_s} = \frac{(1-n)\rho_s}{n + (1-n)} = (1-n)\rho_s$$

stąd:

$$n = \frac{\rho_s - \rho_d}{\rho_s} \quad (2.2)$$

Dokładność wyznaczenia porowatości związana jest z trudnościami wynikającymi z pobierania próbek o strukturze nienaruszonej (NNS) dla ustalenia ciężaru objętościowego badanej próbki. Pobranie próbki gruntu niespoistego (np. piasku) z większych głębokości poniżej poziomu wody gruntowej bez naruszenia jej struktury (ułożenia ziaren) jest praktycznie niemożliwe. Dlatego, zwłaszcza w

ostatnim okresie, wyznacza się ciężar objętościowy gruntu *in situ*, bezpośrednio w złożu bez pobierania próbek. W tym celu stosowane są różnego typu sondy radiometryczne, elektryczne i inne.

➤ 2.1.2. Skład granulometryczny

Skały osadowe mechaniczne, niescementowane składają się z oddzielnych ziaren i cząstek (cząstki mają wymiary mniejsze od 0,05 mm) tworzących porowaty układ. W zależności od zawartości w skałach ziaren różnej wielkości mieć one będą różne właściwości fizyczne i mechaniczne. Ziarna lub cząsteczki mieszczące się w pewnym przedziale średnic nazywamy frakcją. Zgodnie z klasyfikacją przyjętą w normie PN-86/B-02480 („Grunty budowlane – określenia, symbole, podział i opis gruntów”) rozróżnia się 5 głównych frakcji według tabeli 3. Zawartość poszczególnych frakcji wyrażoną w procentach ogólnego ciężaru danego gruntu nazywamy uziarnieniem. Stosując odpowiednią klasyfikację można na podstawie uziarnienia określić nazwę gruntu. W hydrogeologii przyjmuje się klasyfikację i nazwy gruntów zgodnie z normą PN-86/B-02480.

Dla oznaczenia składu granulometrycznego (uziarnienia) stosuje się najczęściej trzy metody:

- a) analizę sitową – dla uziarnienia $> 0,07$ mm;
- b) analizę sitowo-areometryczną – dla ośrodków drobnoziarnistych zawierających dużą ilość cząstek mniejszych od 0,07 mm,
- c) analizę pipetową, jak w przypadku areometrycznej.

Analiza sitowa polega na przesiewaniu wysuszonego gruntu przez zestaw sit o określonych wymiarach oczek i obliczeniu procentowej zawartości ciężarowej ziaren pozostających na kolejnych sitach, w stosunku do całkowitego ciężaru badanej próbki. Zawartość poszczególnych frakcji oblicza się ze wzoru:

$$Z_i = \frac{m_i}{m_s} 100\% \quad (2.3)$$

gdzie: Z_i – zawartość frakcji o rozmiarach ziaren między dwoma sąsiednimi sitami,
 m_i – masa frakcji pozostałej na sicie i , m_s – masa szkieletu gruntowego całej próbki.

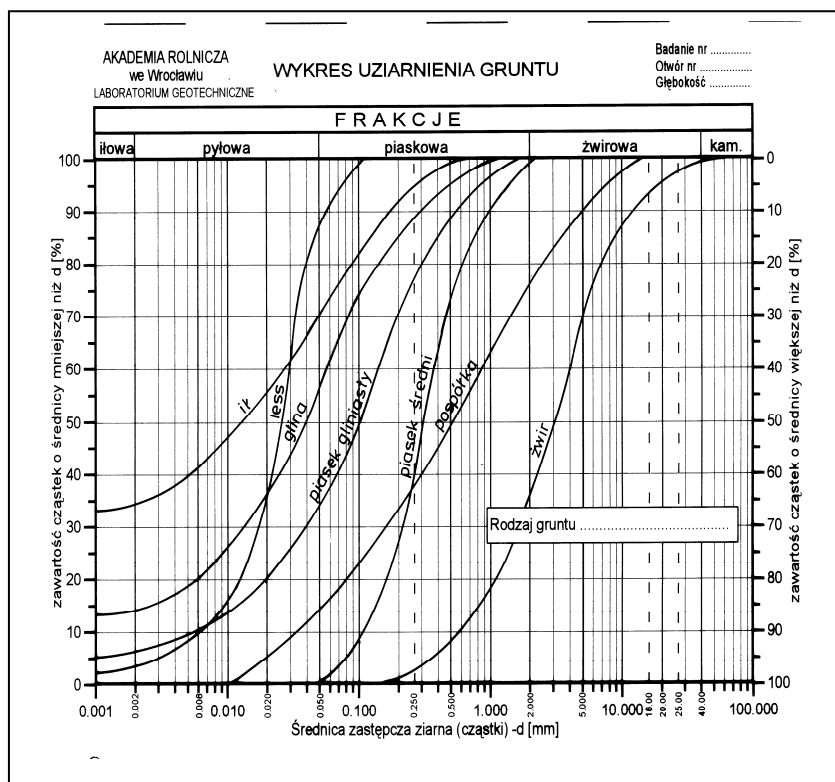
Tabela 3

Podstawowe frakcje uziarnienia gruntów mineralnych według normy PN-86/B-02480

Nazwa frakcji	Granica wymiarów ziaren i cząstek ^{*)}	
	Górna	Dolna
Kamienista	Nie ogranicza się	40
Żwirowa	40	2
Piaskowa	2	0,05
Pyłowa	0,05	0,002
łłowa	0,002	Nie ogranicza się

^{*)} Ziarna mają wymiary $\geq 0,05$ mm, cząstki $< 0,05$ mm.

Znając zawartość poszczególnych frakcji wykonuje się wykres uziarnienia (rys. 2.3). Z wykresów uziarnienia można wyznaczyć procentowe zawartości poszczególnych frakcji oraz pewne charakterystyczne średnice, jak np. d_{10} , d_{50} , d_{60} itp., gdzie d_{10} , d_{50} itp. oznacza średnicę ziarna (cząstki), które wraz z mniejszymi stanowią 10, 50 itd. procent ogólnej masy próbek.



Rys. 2.3. Wykresy uziarnienia gruntu

W hydrogeologii do określenia przepuszczalności skały stosuje się między innymi pojęcie tzw. średnicy miarodajnej d_m . Przez średnicę miarodajną rozumiemy taką wielkość ziaren gruntu, która w zbiorze ziaren o różnej średnicy decyduje o przepuszczalności gruntu. Teoretycznie można by przyjąć, że grunt różnoziarnisty ze średnicą miarodajną d_m ma taką samą przepuszczalność, jak grunt idealnie równoziarnisty, złożony wyłącznie z ziaren o średnicy d_m . Należy podkreślić, że wśród różnych autorów nie ma zgodności, jaką średnicę uznać za miarodajną. Niektórzy za średnicę taką uważają wartość d_{17} , d_{21} i inne, najczęściej jednak za średnicę miarodajną przyjmuje się wartość d_{10} .

Z rysunku 2.3 widać, że jedne grunty zawierają się w wąskich przedziałach średnic, inne w bardzo szerokich. Mówimy w związku z tym odpowiednio o gruncie równoziarnistym lub różnoziarnistym. Miarą różnoziarnistości jest tzw. **wskaznik różnoziarnistości** U :

$$U = \frac{d_{60}}{d_{10}} \quad (2.4)$$

Gdy: $U \leq 5$ – grunt jest równoziarnisty (piaski wydymowe, lessy),
 $5 < U \leq 15$ – grunt jest różnoziarnisty (gliny holoceniowe),
 $U > 15$ – grunt jest bardzo różnoziarnisty (pospółki, gliny zwałowe).

Właściwości fizyczne, a również i mechaniczne ośrodka gruntowego w znacznym stopniu zależą od tzw. powierzchni właściwej ziaren gruntu Θ' . Przez powierzchnię właściwą rozumiemy stosunek sumy powierzchni ziaren do sumy objętości fazy stałej lub masy ziaren (powierzchnia ziaren na jednostkę objętości lub masy szkieletu gruntowego):

$$\Theta' = \frac{\Sigma \text{powierzchni ziaren}}{\Sigma \text{objętości lub masy ziaren}}$$

Jeżeli oznaczymy: P_i – powierzchnia jednego ziarna [cm^2], V – objętość jednego ziarna [cm^3], m – masa jednego ziarna [g], N – ilość ziaren, ρ_s – gęstość właściwa ziarna [g/cm^3], to powierzchnia właściwa wyniesie:

$$\Theta' = \frac{\sum_{i=1}^N P_i}{\sum_{i=1}^N V_i} \left[\text{cm}^2/\text{cm}^3 \right] \text{ lub } \Theta' = \frac{\sum_{i=1}^N P_i}{\rho_s \sum_{i=1}^N V_i} \left[\text{cm}^2/\text{g} \right]$$

Dla ziaren o kształcie kulistym:

$$\Theta' = \frac{N\pi d^2}{N \frac{\pi d^3}{6}} = \frac{6}{d} [\text{cm}^{-1}]$$

Powierzchnię właściwą gruntu różnoziarnistego obliczyć można na podstawie składu granulometrycznego.

Według A. Kezdiego:

$$\Theta' = 6 \int_{g=0}^{g=1} \frac{dg}{d}$$

Jeżeli całka $\int_{g=0}^{g=1} \frac{dg}{d} = \frac{1}{d_m}$, to powierzchnia właściwa:

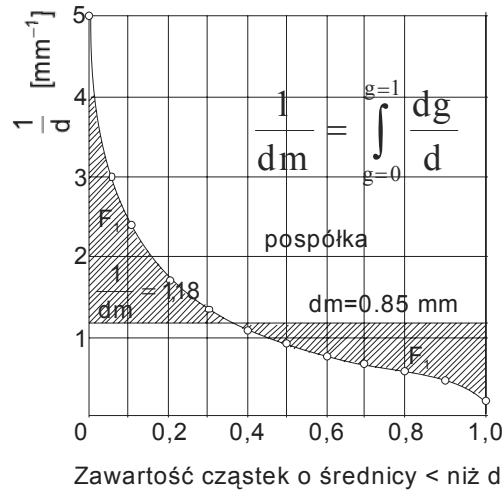
$$\Theta' = \frac{6}{d_m} [\text{cm}^{-1}] \quad (2.5)$$

gdzie: dg – ciężar ziaren poszczególnych frakcji, d – średnica ziaren odpowiednich frakcji, d_m – średnica miarodajna gruntu.

Jeżeli za powierzchnię właściwą uważać będziemy powierzchnię cząstek (ziaren) zawartych w 1 cm^3 gruntu łącznie z porami, to jej wartość według Krügera wyniesie:

$$\Theta = \Theta'(1 - n) = 6(1 - n) \frac{1}{d_m} [\text{cm}^2/\text{cm}^3] \quad (2.6)$$

Średnicę miarodajną występującą we wzorze 2.5 wyznaczyć można graficznie z rysunku 2.4. Powierzchnia pod krzywą $1/d$ jest proporcjonalna do powierzchni właściwej, a wartość $1/d_m$ jest wysokością prostokąta, którego podstawę tworzy oś odciętych. Średnica miarodajna dzieli więc zbiór ziaren na dwie części o równej powierzchni właściwej. Grunty różnoziarniste o średnicy miarodajnej d_m mają te same właściwości hydrauliczne, częściowo również mechaniczne, jak grunty zbudowane z jednakowych ziaren o średnicy d_m .



Rys. 2.4. Wyznaczanie średnicy miarodajnej metodą graficzną

Inną charakterystyczną wielkością uziarnienia jest średnia średnica ziaren d_{sr} . Określa ją wzór:

$$d_{sr} = \frac{1}{100} \int_{g=0\%}^{g=100\%} d * dg \quad (2.7)$$

Średnia średnica ziaren stanowi więc średnicę ważoną poszczególnych średnic. Jeżeli skład ziarnowy podzielimy na frakcje o jednakowym ciężarze, np. $\Delta g = 10\%$, średnią średnicę obliczyć można ze wzoru:

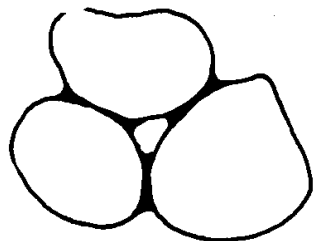
$$d_{sr} = \frac{1}{100} (d_5 + d_{15} + \dots + d_{95}) 10 = 0.1 (d_5 + d_{15} + \dots + d_{95}) \quad (2.8)$$

gdzie: d_5, d_{15}, \dots średnica ziaren, które z mniejszymi stanowią odpowiednio 5, 15...%

➤ 2.1.3. Przepuszczalność i pojemność wodna skał

Z porowatością skał związane są dwie ich właściwości, ważne z hydrogeologicznego punktu widzenia: przepuszczalność i pojemność wodna. Pory gruntu łączą się w skomplikowane układy tworząc kanaliki, które traktować możemy jako naczynia kapilarne. Kapilary te umożliwiają przemieszczanie się (przepływ) cieczy pod wpływem siły ciężkości lub różnicy ciśnień oraz zatrzymanie przez skałę pewnej ilości cieczy siłami kapilarnymi.

Teoretycznie wszystkie skały stanowią ośrodek porowaty, a więc są przepuszczalne. Stopień przepuszczalności zależy przede wszystkim od wymiarów porów; im pory są większe, tym ciecz łatwiej przenika przez skałę. Średnica kapilar gruntowych zależy głównie od wielkości ziaren, w związku z czym grunty gruboziarniste uważać będziemy za dobrze przepuszczalne, grunty drobnoziarniste za słabo lub praktycznie nieprzepuszczalne. Gdy mówimy o nieprzepuszczalności jakiejś skały dla wody, nie dotyczy to nieprzepuszczalności absolutnej, lecz względnej, przy zwykłym, naturalnym ciśnieniu. W gruntach spoistych (gliny, ropy) pory są zwykle prawie całkowicie wypełnione wodą związaną z cząsteczkami gruntu siłami międzycząsteczkowymi (woda higroskopijna i błonkowa) i trzeba dość



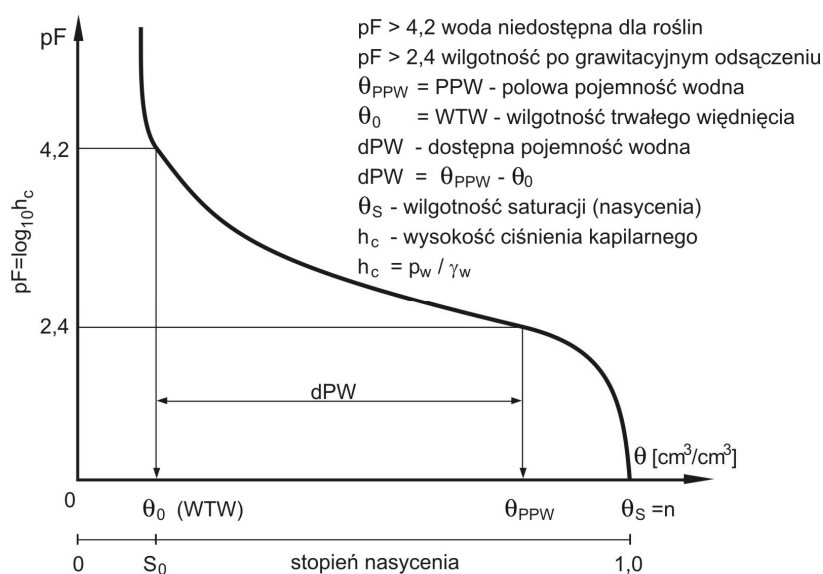
Rys. 2.5. Woda zakątkowa

znacznego ciśnienia, aby pokonać opór sił molekularnych i zapoczątkować przepływ wody przez grunt. W każdym ośrodku porowatym, niezależnie od wielkości porów, są pory zdolne do utrzymania wody siłami kapilarnymi. Jeżeli skała niescementowana składa się z ziaren dużych, np. z otoczków, pory między nimi są większe od rozmiarów kapilary (nadkapilarne), jednak wokół punktów styku powierzchni ziaren są tak zbliżone do siebie, że woda utrzymuje się między nimi siłami kapilarnymi w postaci tzw. **wody zakątkowej** (rys. 2.5). Ilość wody zatrzymywanej trwale siłami kapilarnymi i molekularnymi wzrasta w miarę zwiększania się ilości kapilarów i rozdrobnienia cząstek.

Jeżeli ze skały o pewnej objętości woda wypełniająca pory będzie mogła swobodnie odsączyć się pod wpływem siły ciężkości, to stwierdzimy, że ilość swobodnie odsączonej wody jest mniejsza niż ilość wody, która wypełniała pory. Część wody zostanie zatrzymana siłami kapilarnymi i międzycząsteczkowymi. Tę właściwość skał do zatrzymywania wody nazywamy pojemnością wodną. Rozróżniamy pojemność pełną (maksymalną MPW) i połową (kapilarną PPW). Pełną pojemność wodną ma grunt, którego pory są całkowicie wypełnione wodą. Przez połowę pojemność wodną określamy maksymalną ilość wody, która może być zatrzymana przez grunt po grawitacyjnym odsączeniu. Wartość pojemności połowej określa się zwykle jako wilgotność, którą osiąga nasyciona próbka gleby (gruntu) po 2 do 3 dniach grawitacyjnego odsączenia. Dla gleb z głęboko położonym zwierciadłem wody podziemnej (> 3 m) pojemność połowa odpowiada wilgotności przy $pF = 2,4$ (podciśnienie kapilarne $p/\gamma = 300$ cm słupa wody. $pF = \log p/\gamma$). Jako dostępną pojemność wodną dPW określa się ilość wody, którą retencjonuje gleba w przedziale między pojemnością połową a wilgotnością trwałego wędnięcia WTW ($pF = 4,2$; $p/\gamma = 15\ 000$ cm słupa wody) w strefie korzeniowej

($dPW = \theta_{PPW} - \theta_{WTW}$). Dostępna pojemność wodna (rys. 2.6) odgrywa istotną rolę w gospodarce wodnej roślin, gdyż odpowiada maksymalnej ilości wody, jaką mogą pobrać rośliny z gleby przy braku opadów i podsiąku kapilarnego z wód podziemnych. Orientacyjną wartość dPW określić można na podstawie uziarnienia, zawartości części organicznych i zagęszczenia gleby.

Pojemność wodną podajemy w milimetrach słupa wody w określonej miąższości profilu glebowego, odpowiada ona stosunkowi objętości wody na jednostkę powierzchni gleby. Jeśli np. pojemność wodna wynosi 100 mm/m, oznacza to, że w prostopadłościanie o podstawie 1 m^2 i wysokości 1 m znajduje się 100 dm^3 wody ($V_w = 0,1 \text{ m} \cdot 1,0 \text{ m}^2 = 0,1 \text{ m}^3$).



Rys. 2.6. Krzywa retencji wody strefy aeracji (wykres ciśnienia ssącego $pF(\theta)$)
 WTW – wilgotność trwałego więdnięcia PPW – połowa pojemność wodna, $pF=2,4$
 $pF = -\log_{10} h_p = 4,2$

Orientacyjne wysokości ciśnienia ssącego w zależności od średnicy porów

Charakter porów	Średnica porów μm	Wysokość ciśn. ssącego		Charakter wody
		cm słupa wody h_p	$pF = -\log_{10} h_p$	
Grube	> 50	0 – 60	$< 1,8$	Woda grawitacyjna i powietrze
Grube	10 – 50	60 – 300	1,8 – 2,5	
Średnie	10 – 0,2	300 – 15000	2,5 – 4,2	Woda dostępna dla roślin
Drobne	$< 0,2$	> 15000	$> 4,2$	Woda niedostępna

Stosunek objętości wody odsączonej grawitacyjnie do całkowitej objętości skały nazywamy współczynnikiem odsączalności:

$$\mu = \frac{V_o}{V}$$

gdzie: μ – współczynnik odsączalności, V_o – objętość wody odsączonej grawitacyjnie, V – objętość skały (szkieletu wraz z porami).

Wartości współczynnika odsączalności wynoszą orientacyjnie dla piasków drobnoziarnistych 0,14–0,18, gruboziarnistych 0,19–0,23, żwiru 0,24–0,28.

Ilość wody, jaka może być zatrzymywana przez skałę jedynie siłami międzycząsteczkowymi (woda higroskopijna i błonkowa), nazywamy najmniejszą pojemnością wodną albo maksymalną molekularną pojemnością wodną. Woda ta, otaczająca cienką warstewką cząstki gruntu, jest dla roślin właściwie niedostępna.

Z pojęciem odsączalności łączy się, a czasem niesłusznie utożsamia się porowatość efektywną. Przez pojęcie to rozumiemy tę część objętości porów w skale, która bierze udział w przepływie wody podziemnej i nie jest wypełniona wodą kompleksu adsorpcyjnego (wodą związaną):

$$n_e = \frac{V_e}{V_c}$$

gdzie: n_e – współczynnik porowatości efektywnej, V_e – objętość efektywna (czynna) porów, V_c – objętość całkowita skały.

Zakładając, że w procesie filtracji nie bierze udziału woda higroskopijna i błonkowa, czynna objętość porów będzie różnicą między całkowitą objętością porów a objętością wody, odpowiadającą maksymalnej molekularnej pojemności wodnej:

$$V_e = V_p - V_m$$

gdzie: V_p – objętość całkowita porów, V_m – objętość wody odpowiadająca maksymalnej molekularnej pojemności wodnej.

Współczynnik porowatości efektywnej obliczyć więc można z następującej relacji:

$$n_e = n - (1 - n) w_m \rho_s$$

gdzie: n – współczynnik porowatości (ogólnej), w_m – maksymalna wilgotność molekularna (wagowa), ρ_s – gęstość właściwa gruntu, lub ze wzoru:

$$n_e = n - \theta_0$$

gdzie: θ_0 – rezydualna wilgotność objętościowa (maks. molekularna wilgotność objętościowa, rys. 2.6). (Między wilgotnością objętościową a wagową zachodzi zależność: $\theta = w \cdot \rho_d = w[\rho_s(1-n)]$; gdzie ρ_d – gęstość objętościowa szkieletu gruntowego).

Różnica między odsączalnością a porowatością efektywną polega przede wszystkim na tym, że przy grawitacyjnym odsączeniu pewna objętość wody pozostaje w porach jako woda kapilarna, podczas gdy w procesie filtracji objętość porów zajęta przez wodę kapilarną i zakątkową może brać udział w przesączaniu cieczy. Wynika stąd, że współczynnik odsączalności jest zawsze mniejszy od współczynnika porowatości efektywnej, a jedynie w przypadku skał o większych ziarnach wartości obu współczynników mogą być zbliżone.

Orientacyjne wartości współczynników porowatości efektywnej i odsączalności podano w tabeli 4, a współczynników filtracji w tabeli 4a.

Porowatość efektywna zależy od średnicy ziaren, składu mineralogicznego i od rodzaju kationów wymiennych, znajdujących się na powierzchni cząstek. O ile w żwirach i piaskach współczynnik porowatości efektywnej jest praktycznie równy współczynnikowi porowatości ogólnej, to w glinach jest on z reguły bardzo mały ($n_e < 0,10$), a w iłach równy zero.

Tabela 4

Przeciętne wartości współczynników porowatości, porowatości efektywnej i odsączalności

Rodzaj skały	Porowatość n	Porowatość efektywna n_e	Odsączalność μ
Żwir piaszczysty	0,25 – 0,35	0,23 – 0,34	0,24 – 0,28
Piasek gruby	0,28 – 0,35	0,25 – 0,33	0,19 – 0,23
Piasek średni	0,30 – 0,38	0,27 – 0,36	0,17 – 0,21
Piasek drobny	0,33 – 0,40	0,25 – 0,36	0,14 – 0,18
Gлина pylasta	0,40 – 0,55	0,10 – 0,30	0,03 – 0,08

Tabela 4a

Orientacyjne wartości współczynników filtracji k_f skał litych i okruchowych

Skąły lite	Współczynnik filtracji k_f [m/s]	Skąły osadowe (grunty)	Współczynnik filtracji k_f [m/s]
Dolomity	$10^0 \div 10^{-1}$	Żwir	$3 \cdot 10^{-3} \div 5 \cdot 10^{-4}$
Wapienie	$10^{-1} \div 10^{-2}$	Piasek gruby + żwir	$1 \cdot 10^{-3} \div 2 \cdot 10^{-4}$
Margle	$10^{-2} \div 10^{-3}$	Piasek średni	$4 \cdot 10^{-4} \div 1 \cdot 10^{-4}$
Kwarcyty	$10^{-4} \div 10^{-5}$	Piasek pylasty	$2 \cdot 10^{-4} \div 1 \cdot 10^{-5}$
Piaskowce	$10^{-5} \div 10^{-6}$	Pył piaszczysty	$5 \cdot 10^{-5} \div 1 \cdot 10^{-6}$
Mułowce	$10^{-7} \div 10^{-8}$	Glina pylasta	$5 \cdot 10^{-6} \div 1 \cdot 10^{-8}$
Lupki ilaste	$10^{-8} \div 10^{-9}$	Il pylasty	$<10^{-8}$

2.1.4. Charakterystyka hydrogeologiczna skał

W petrografii skały dzieli się na trzy podstawowe grupy: magmowe, metamorficzne, osadowe.

Skały magmowe. Za typowy dla skał magmowych, głębinowych można uważać granit. W związku z bardzo małą porowatością, przeciętnie 0,76%, nie stanowi on ośrodka gromadzącego i przewodzącego wodę. Jedynie w przypadku dobrze rozwiniętego systemu szczelin granity mogą tworzyć zbiornik wodny o niedużej zasobności. Chociaż znane są ujęcia wodne założone w szczelinowatych granitach, odkrycie większych zasobów wody jest najczęściej tylko dziełem przypadku. Skały magmowe są najczęściej silnie zaangażowane tektonicznie. Możliwość ujmowania wody z piętra krystalicznego uznać należy za negatywną. Skomplikowana na ogół budowa geologiczna i tektoniczna wykluczają praktycznie wszelkie poszukiwania wody podziemnej w skałach piętra krystalicznego.

Korzystniejsze warunki ujęcia wody występują w wietrzelinie granitu. W wyniku wietrzenia granitu tworzy się wietrzelina w postaci gruzu gliniastego. Przepuszczalność tego gruzu jest często na tyle duża, że wystarcza do założenia niewielkich ujęć wody, szczególnie w postaci poziomych ujęć drenażowych, częściowo również studni szybowych (kopanych).

Jak widać z tabeli 5, porowatość pozostałych skał głębinowych jest również bardzo mała, ich właściwości hydrogeologiczne są podobne do granitu. Materiał zwietrzelinowy skały jest tym bardziej gliniasty, im mniej zawiera kwarcu (SiO_2). Stąd też przepuszczalność wietrzeliny maleje w kierunku od skał kwaśnych (granity) do skał zasadowych (gabro, bazalt), a warunki ujęcia wody są coraz mniej korzystne.

W skałach wylewnych – obok porowatości pęcherzykowej i gąbczastej – występują liczne szczeliny pochodzenia skurczowego, powiększone działaniem pro-

cesów tektonicznych. Gęstość szczelin jest często tak duża, że tworzyć się może regularne zwierciadło wody podziemnej. Niemniej ich ocena z punktu widzenia eksploatacji wody jest ujemna.

Właściwości hydrogeologiczne **skał metamorficznych** zależą w znacznym stopniu od ich przeobrażenia. Silnie przeobrażone skały, mimo swej tekstury warstwowej (łupkowej), właściwościami hydrogeologicznymi w zasadzie nie różnią się od skał magmowych. Możliwość ujęcia wody istnieje jedynie z systemu szczelin, powstałych po przeobrażeniu. Produkty wietrzenia tworzą najczęściej blaszkowate zwały o właściwościach hydrogeologicznych podobnych do wietrzliny granitu. Łupki ilaste, fyllity, a w pewnym stopniu również łupki łyszczkowe są na zboczach, wskutek wietrzenia, rozwarstwione. Dlatego też liczyć się należy z odpływem wód podziemnych zgodnie z kierunkiem łupliwości.

Skały osadowe. Właściwości hydrogeologiczne klastycznych skał osadowych, niescementowanych, zależą od wymiarów ziaren i porów. Bogate zbiorniki wód podziemnych tworzą osady piaszczysto-żwirowe. Osady gliniaste (np. gliny zwalowe) i ilaste są praktycznie nieprzepuszczalne.

Tabela 5

Współczynnik porowatości niektórych skał

Skała		Porowatość w %		
		przeciętna	minimalna	maksymalna
	granit	0,76	0,05	1,75
Głębinowa	sienit	0,5 – 0,6		1,38
	dioryt	0,25		
	porfir kwarcowy	2,7	0,4	6,7
	ortofir	1,7	1,2	4,5
Wylewna	bazalt	0,95	0,07	2,3
	trachit	9		
	pumeks	64		80
	marmur	0,4	0,1	0,6
Metamorficzna	łupek ilasty	3,0	0,4	10,0
	serpentyt	8,6		
	żwiry	25	20	55
	pospółki	20	15	40
	piaski równoziarniste	30	25	50
Osadowa	piaski różnoziarniste	23	17	40
	lessy	50	40	65
	gliny	30	20	40
	iłły plastyczne	40	35	70
	iłły zwarte	25	18	35
	piaskowce		0,9	30
	margle ilaste	30	20	50

Zdiagnozowane osady klastyczne mogą mieć względnie dużą porowatość i przepuszczalność. W przypadku silnie scementowanych skał lub przy wypełnieniu porów substancjami uszczelniającymi ich właściwości hydrogeologiczne są podobne do skał głębinowych i zależą przede wszystkim od ich szczelinowości.

Osady chemiczne, jak wapień, dolomity, gipsy i anhydryty są na ogół mało porowate. Odnaczają się jednak dużą szczelinowością, a zwłaszcza występowaniem kanałów i próżni krasowych. Hydrografia skał krasowych jest najczęściej tak skomplikowana, że umiejscowienie systemu krasowego nawet metodami geofizycznymi jest bardzo trudne. Ogólnie można powiedzieć, że najmniej podatne na procesy krasowienia są dolomity, bardziej wapień, a następnie anhydryt i gips. Dolomity i wapień mają jednak większą szczelinowość i przez to tworzą bogate zbiorniki wód podziemnych.

➤ 2.2. Obieg wody w przyrodzie

Woda na kuli ziemskiej znajduje się w atmosferze przeważnie w postaci pary, na powierzchni Ziemi tworzy oceany, morza, jeziora, bagna, rzeki, w skorupie ziemskiej przyjmuje zwykle postać wód podziemnych. Ilość wody w różnych warstwach Ziemi, w atmosferze i hydrosferze nie jest stała. Zmienia się ona zarówno w poszczególnych okresach geologicznych, jak i w ciągu krótszego czasu.

Największym zbiornikiem wody na Ziemi są morza i oceany. Objętość wody w nich oceniana jest na 1350,4 mln km³. Dalszymi zbiornikami wody na lądzie są jeziora, rzeki, śnieg i lodowce. Poza tymi zasobami wodnymi istnieją masy pary wodnej w atmosferze. Woda opadowa częściowo spływa po powierzchni do rzek i oceanów, a część jej wsiąka w skorupę ziemską, gromadzi się w porach, szczelinach i pustych przestrzeniach skał, tworząc zbiorniki wody podziemnej. Rozmieszczenie mas wodnych podano w tabeli 6.

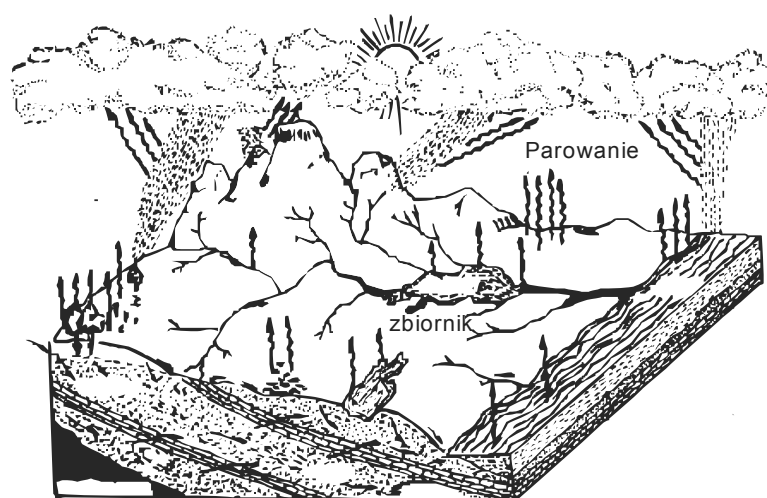
Wszystkie wymienione zapasy wody łączą się, wzajemnie uzupełniają się, przelewają z jednego zbiornika do drugiego. Przemieszczanie się wody w przyrodzie nazywamy krążeniem albo obiegiem wody (rys. 2.7). Motorem krążenia wód w przyrodzie jest Słońce i siła przyciągania ziemskiego. Pod wpływem energii ciepła słonecznego woda paruje z lądów i oceanów, dostaje się do atmosfery, gdzie ulega kondensacji i pod wpływem siły ciężkości wraca w postaci opadu na Ziemię.

Rozróżniamy tzw. **obieg duży**, obejmujący cyrkulację: ocean, atmosfera, ląd, ocean, oraz **obieg mały**: parowanie z lądów do atmosfery, opady na kontynent, odpływ powierzchniowy i podziemny do oceanu.

Tabela 6

Rozmieszczenie masy wody na kuli ziemskiej

Miejsce występowania	Masa wody w tys. km ³	%
Oceany	1 350 400	97,6
Lód i lodowce	26 000	1,88
Wody podziemne	7 000	0,50
Wody podpowierzchniowe	64	
Wody glebowe	150	
Wody jezior słodkich	125	
Wody jezior słonych	105	
Woda w biomacie	50	
Woda rzek	1,7	
Para wodna	13	
Razem	1 383 908,7	



Rys. 2.7. Krążenie wody w przyrodzie (wg R.J.M. de Wiesta)

➤ 2.2.1. Bilans wodny

Według Zienkiewicza – z oceanu o powierzchni około 363 mln km² w ciągu roku przechodzi do atmosfery wskutek parowania 334 tys. km³ wody (warstwa wody grubości 900 mm). Z tej ilości 297 tys. km³ (820 mm) wraca bezpośrednio do oceanu w postaci opadów, a 37 tys. km³ spada na lądy.

Lądy o powierzchni około 148 mln km² zraszane są w ciągu roku opadami w ilości 111 tys. km³ (750 mm), z czego 74 tys. km³ (około 500 mm) paruje, a reszta, tj. 37 tys. km³ (250 mm), odpływa do oceanu.

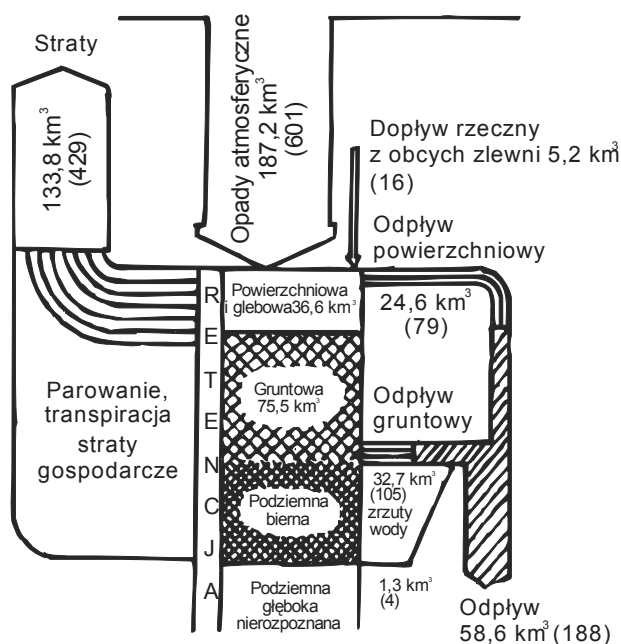
Bilans wodny Polski w roku średnim przedstawiono graficznie na rysunku 2.7.

Poszczególne elementy krążenia wody możemy ująć w postaci równania tzw. bilansu wodnego. Jest oczywiste, że dla dostatecznie długiego okresu bilans wodny w skali całego globu ziemskiego musi być zrównoważony, natomiast bilans wodny sporządzony dla pewnych okresów (np. okres wegetacyjny, miesięcy) lub określonych obszarów (np. zlewni) może być zarówno dodatni (okresy lub tereny z nadmiarem wody), jak i ujemny (regiony lub okresy deficytowe).

Ogólną postać bilansu wodnego wielolecia możemy zapisać w postaci:

$$P = H + E \quad (2.9)$$

gdzie: P – opad atmosferyczny [mm], H – odpływ [mm], E – parowanie i transpiracja [mm].



Rys. 2.8. Bilans wodny Polski (w nawiasach wartości w mm)

Poszczególne składniki bilansu wodnego podaje się najczęściej nie w jednostkach objętości masy wodnej, ale w jednostkach wysokości warstwy wodnej. Wysokość tę oblicza się dzieląc objętość wody przez powierzchnię obszaru i wyrażając iloraz w milimetrach warstwy wody.

Równanie (2.9) wyraża w sposób uproszczony zależności między przychodem (P) a rozchodem ($H+E$) wody. Dla krótszych okresów i mniejszych obszarów należałoby po stronie przychodu uwzględnić ilość wody dopływającą z terenów

przyległych (zlewni obcych), spoza granic rozpatrywanego obszaru, a po stronie rozchodów uwzględnić fakt zwiększania retencji (R) lub też zużycia zapasów wody nagromadzonej w okresie przedbilansowym. Uwzględniając wymienione czynniki równanie bilansu dla krótkiego okresu albo małego obszaru (zlewni cząstkowej), można zapisać w postaci:

$$P + D_o = H + E \pm \Delta R \quad (2.10)$$

gdzie: D_o – dopływ na badany obszar ze zlewni obcej, ΔR – przyrost (zmniejszenie) retencji w okresie bilansowym.

Bilanse zlewni ustala się dla poszczególnych miesięcy, okresu wegetacyjnego, półroczu letniego i zimowego, roku hydrologicznego, wielolecia.

Rok hydrologiczny jest najkrótszym okresem zamykającym pełny cykl obiegu wody w przyrodzie. W Polsce rok hydrologiczny trwa od 1 listopada do 31 października następnego roku.

Zagadnienie zmian retencji wód podziemnych, zaznaczających się wahaniem ich poziomu w stosunku do pewnego średniego poziomu odniesienia z wielolecia, ma dla gospodarki wodnej istotne znaczenie. Od poziomu wód gruntowych zależy np. w dużej mierze rozwój roślin oraz zasilanie cieków w okresach niskich stanów. Znajomość reżimu i bilansów wód podziemnych potrzebna jest dla rozwiązania wielu zagadnień gospodarki wodnej, a w szczególności przy:

- 1) określaniu zasobów dyspozycyjnych do poboru wody;
- 2) ochronie przed powodzią – zwiększenie retencji wód gruntowych wskutek większego wsiąkania i zatrzymywania wód zmniejsza spływ powierzchniowy, a zarazem groźbę powodzi;
- 3) projektowaniu nawodnień;
- 4) odwodnieniach;
- 5) projektowaniu budowli piętrzących dla oceny wpływu piętrzenia na poziom wód gruntowych;
- 6) projektowaniu odwodnienia odkrywek kopalnianych, wykopów fundamentowych, budynków itp.

Wymienione zagadnienia należą do bardzo złożonych. Podjęcie decyzji dotyczącej rozwiązania problemów związanych z wodami podziemnymi wymaga zawsze wszechstronnych studiów zagadnienia i wielokierunkowych badań.

➤ 2.3. Pochodzenie wód podziemnych

Pochodzenie wody podziemnej wyjaśniano za pomocą trzech teorii: atmosferycznej (infiltracyjnej), kondensacyjnej i głębinowej (juwenilnej).

Najstarsza i obecnie dostatecznie uzasadniona jest teoria o atmosferycznym, infiltracyjnym pochodzeniu wód podziemnych. Twórcą jej był **Marcus Vitruvius Pollo**, architekt rzymski (I w. p.n.e.). Twierdził on, że wody podziemne tworzą się w warstwach ziemi wskutek przesiąkania opadów atmosferycznych. W nowszych czasach teoria infiltracyjna oparta została na naukowych podstawach, wiążących wody podziemne z opadami i infiltracją.

➤ 2.3.1. Wody kondensacyjne

W miarę gromadzenia wyników obserwacji w terenach o różnych warunkach fizycznogeograficznych ujawniono wiele faktów, które były sprzeczne, a w każdym razie nie dawały się wyjaśnić wyłącznie teorią o infiltracyjnym pochodzeniu wód podziemnych. Stosunkowo prostej teorii infiltracyjnej przeciwstawił w 1877 r. **Volger** teorię zwaną kondensacyjną. Zgodnie z tą teorią „ani jedna kropla wód podziemnych nie powstaje z kropli wody deszczowej”. Źródłem zasilającym wody podziemne według Volgera jest para wodna atmosfery, przenikająca w głąb ziemi i tam się kondensująca.

Jeżeli dzisiaj nie mamy wątpliwości, że wody podziemne pochodzą przede wszystkim z wsiąkających opadów atmosferycznych, to jednak w pewnych warunkach również drogą kondensacji może dojść do wzbogacenia zasobów wody podziemnej. Według R. Rosłońskiego kondensacja pary wodnej w powierzchniowych warstwach ziemi odbywa się w następujących warunkach: jeżeli wilgotność względna powietrza w górnej warstwie Ziemi jest równa 100%, osiągając punkt rosy, wtedy następuje kondensacja pary wodnej w postaci ciekłej wody. Różnica w prężności pary wodnej wywołuje jej ruch z ośrodków o wyższej do ośrodków o niższej prężności.

W interesującym nas przypadku ruch ten odbywa się z powietrza atmosferycznego do gleby i pomiędzy różnymi warstwami gleby. Nasycona para wodna trafiając w środowisko o niższej temperaturze musi ulec kondensacji, a krople wody ściekać mogą w dół i zasilać zbiorowiska wody podziemnej.

Obserwacje i pomiary wykonane na niektórych obszarach południowej Ukrainy wykazały, że wskutek kondensacji powstaje w ciągu roku warstwa wody podziemnej wysokości 66–80 mm, co odpowiada 18–23% opadów atmosferycznych. Niektórzy badacze wyrażają opinię, że powyższe wartości są zbyt wysokie wskutek błędów w metodyce pomiarów. Przypuszczalnie powstawanie większej ilości wód

kondensacyjnych występuje w tych obszarach, gdzie zachodzą silne wahania temperatury w warstwach przy powierzchniowych oraz na obszarach półpustynnych, gdzie w ciągu nocy szybciej ochładza się grunt niż powietrze. W klimatach oceanicznych rola kondensacji w powstawaniu wody podziemnej jest prawdopodobnie niewielka.

Poza kondensacją pary wodnej w zewnętrznej warstwie ziemi podobne zjawisko obserwuje się również przy zetknięciu się ciepłych, wilgotnych mas powietrza z powierzchnią ziemi o niższej temperaturze. Do tego rodzaju zjawisk należą: tworzenie się rosy, szronu, sadzi, gołoledzi przy dużym wypromieniowaniu w czasie bezchmurnych nocy. Ilość w ten sposób powstających opadów utajonych wynosi rocznie w Europie Środkowej 8–30 mm, a mogą niekiedy przekraczać 40 mm.

W odróżnieniu od kondensacji atmosferycznej, zachodzącej głównie w wyższych warstwach atmosfery, zjawisko skraplania się pary wodnej, przy jej zetknięciu z powierzchnią Ziemi i w wierzchniej warstwie Ziemi, nosi nazwę **kondensacji ukrytej**.

➤ 2.3.2. Wody juvenilne

Według teorii juvenilnej E. Suessa (1902 r.) w pewnych warunkach geologicznych woda podziemna może powstawać na większych głębokościach z ostygającej magmy. Część tych wód wypływa na powierzchnię po raz pierwszy w historii geologicznej w gorących źródłach i gejzerach; stąd nazwa juvenilnych (młodzieńczych, dziewiczych). W świetle współczesnych poglądów tylko bardzo mała część wody podziemnej jest pochodzenia magmowego.

➤ 2.3.3. Wody reliktowe

Niewielkie ilości wód podziemnych, występujących na większych głębokościach i wyłączonych z krążenia, nazywamy wodami **reliktowymi** lub **szczałkowymi**. Pod względem genetycznym wyróżnia się wody reliktowe pochodzenia sedymentacyjnego i kopalne infiltracyjne.

Wody **sedymentacyjne** są wodami dawnych osadów morskich lub jeziornych. W przypadku gdy nawodniony osad zostanie przykryty warstwą młodszych osadów nieprzepuszczalnych, odsączenie wody wskutek działania ciśnienia gromadzących się warstw osadów może być utrudnione, zwłaszcza wtedy gdy niżej leżące warstwy są również nieprzepuszczalne. Woda zostaje zamknięta w swych macierzystych osadach i szczelnie izolowana od innych warstw.

Kopalne wody są wodami pochodzenia atmosferycznego, odciętymi z systemu krążenia przez różne procesy geologiczne, np. tektoniczne. Znajdują się one najczęściej głęboko pod powierzchnią ziemi i są silnie zmineralizowane.

➤ 2.4. Podział i klasyfikacja wód podziemnych

➤ 2.4.1. Strefa aeracji i saturacji

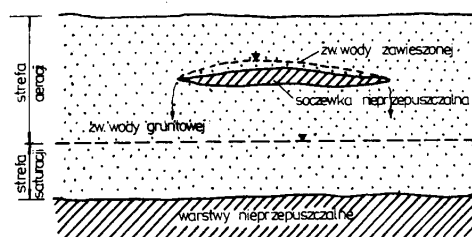


Rys. 2.9. Strefa saturacji i aeracji: 1 – warstwa przepuszczalna (wodonośna), 2 – warstwa nieprzepuszczalna

Z obserwacji wiemy, że wody podziemne występują na mniejszych lub większych głębokościach. W profilu pionowym wyróżnić możemy zatem dwie strefy: strefę **aeracji**, czyli napowietrzenia, i strefę **saturacji**, czyli nasycenia wodą (rys. 2.9).

W strefie aeracji pory albo szczeliny wypełnione są powietrzem oraz częściowo wodą związaną – higroskopijną, błonkową i kapilarną. W strefie saturacji wszystkie pory i szczeliny są całkowicie wypełnione wodą. Woda ta występuje jako wolna i podlega wyłącznie sile grawitacji oraz może swobodnie przesączać się z miejsc wyższych do niższych. Granicą obydwu stref jest **zwierciadło wody podziemnej**. Głębokość zwierciadła wody podziemnej zależy od warunków geologicznych, rzeźby terenu i klimatu. Wahać się może od 0 m w terenie bagiennym do kilkudziesięciu i więcej metrów w terenie górskim czy pustynnym.

W strefie aeracji tworzą się w okresach opadów lub roztopów płytsze nagromadzenia wody zwane wodą **zawieszoną**. Woda zawieszona może utrzymywać się w strefie aeracji dzięki siłom kapilarnym lub może wypełniać odosobnione zbiorniki nieprzepuszczalnych soczewek (rys. 2.10).



Rys. 2.10. Woda zawieszona

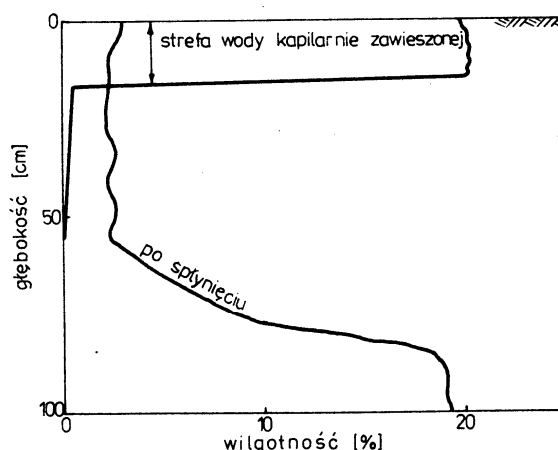
➤ 2.4.1.1. Woda higroskopijna i błonkowa

Cząsteczki skały mogą na swej powierzchni dzięki siłom molekularnym adsorbować cząsteczki wody. Zdolność adsorpcji zależy przede wszystkim od stopnia dyspersji, czyli rozdrobnienia. W miarę wzrostu rozdrobnienia wzrasta bowiem gwałtownie powierzchnia właściwa cząstek, czyli sumaryczna powierzchnia cząstek zawartych w 1 cm³ skały. Sześciąt o bokach równych 1 cm ma powierzchnię właściwą $\Theta = 6 \text{ cm}^2$. Przy podziale tego sześciątka na cząstki o bokach 0,1 μm ogólna sumaryczna powierzchnia sześciątów wzrośnie do 600 000 cm². Drobne cząsteczki mineralne mogą adsorbować drobiny pary wodnej z powietrza. Adsorbowana woda pokrywająca cienką warstewką cząsteczkę mineralną nosi nazwę higroskopijnej. Przylegające do powierzchni cząsteczki skały molekuly wody związane są siłą około 2400 MPa, co nadaje wodzie higroskopijnej cechy ciała stałego o gęstości około 1,7 g/cm³ (rys. 3.1).

Po osiągnięciu przez skałę maksymalnej wilgotności higroskopijnej proces wiązania wody przez cząsteczki skały może trwać nadal, z tym że wiązane są drobiny wody pochodzące nie z pary, a z ciekłej wody. Tworząca się w ten sposób wokół cząsteczki woda związana określana jest jako woda błonkowa. Woda tej warstwy jest luźniej związana, przy pełnym nasyceniu molekularnym (suma wilgotności higroskopijnej i błonkowej) siły wiązania na zewnętrznej powierzchni wody błonkowej dochodzą do zera. Woda błonkowa jest cieczą o właściwościach zbliżonych do zwykłej wody. W przeciwieństwie do wody higroskopijnej woda błonkowa ma pewne ograniczone zdolności rozpuszczania w sobie innych substancji oraz ruchu. Jeżeli dwa ziarna mineralne równej wielkości otoczone błonkami o różnej grubości zetkną się ze sobą, nastąpi przepływ wody z błonki grubszej do cząsteczki z błonką cieńszą aż do wyrównania ich grubości.

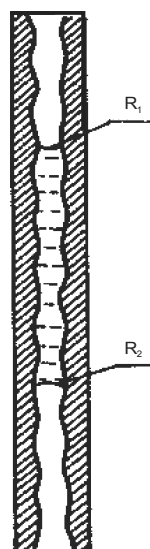
➤ 2.4.1.2. Woda kapilarna

Woda kapilarna występuje w strefie aeracji nad zwierciadłem wody gruntowej (woda kapilarna podparta) lub jako woda kapilarnie zawieszona. W zależności od składu granulometrycznego proces tworzenia się i utrzymania wody kapilarnie zawieszonej przebiega w różny sposób. W gruntach gruboziarnistych o średnicy ziaren powyżej 1 mm woda z powierzchni terenu ścieka niemal w całości w dół, przy czym końcowa wilgotność warstwy aeracji będzie wynosiła 3–4%. W gruntach gruboziarnistych pewne niewielkie ilości wody kapilarnie zawieszona mogą tworzyć się w formie wody zakątkowej.



Rys. 2.11. Rozkład wilgotności w glebie z wodą kapilarnie zawieszoną i po jej spłynięciu

Badania nad zjawiskami wody kapilarnie zawieszanej w gruntach średnioziarnistych zapoczątkował Atterberg. W wyniku przeprowadzonych doświadczeń



Rys. 2.12. Woda kapilarnie zawieszona w kapilarze łańcuszkowej

stwierdzono, że w przypowierzchniowej warstwie, przy małych ilościach opadu, tworzy się zapas wody zawieszanej, przy czym wilgotność zwilżonej warstwy osiąga wartość 22 do 25%. Woda ta utrzymywana jest mniej lub bardziej trwale tylko wtedy, gdy grubość nawodnionej warstwy, a zatem ilość wody nie przekroczy pewnej określonej wartości. Większe zwilżanie, przekroczenie granicznej grubości warstwy nawodnionej powoduje natychmiastowe ściekanie niemal całej wody w dół, a końcowa wilgotność wynosi 3–4%. Graniczna ilość wody i graniczna głębokość zwilżania jest tym większa, im bardziej drobnoziarnisty jest piasek. Drugą, charakterystyczną cechą jest wyraźne, ostre rozdzielanie warstwy nawodnionej od niżej leżącej warstwy o małej wilgotności. Warstwa ta bardzo powoli przemieszcza się w dół. Na rysunku 2.11 przedstawiono rozkład wilgotności w piaszczystym profilu glebowym, przed i po spłynięciu wody kapilarnie zawieszanej. Kapilary gruntowe uważać można za kapilary łańcuszkowe (rys. 2.12). Jak wiadomo, podnoszenie kapilarne wywoływane jest istnieniem tzw. ciśnienia powierzchniowego. Wartość tego ciśnienia według

Laplace'a (1806) zależy od kształtu powierzchni cieczy (menisku), rodzaju cieczy, materiału ścian kapilary i wyraża się wzorem:

$$P_i = P_o + \sigma \left(\frac{1}{R_1} + \frac{1}{R_2} \right)$$

gdzie: P_i – ciśnienie na powierzchni menisku, σ – napięcie powierzchniowe, R_1 i R_2 – największy i najmniejszy promień menisku (wartość R jest dodatnia przy menisku wypukłym i ujemna przy menisku wklęsłym), P_o – ciśnienie wewnętrzne cieczy (dla wody $P_o = 1050$ MPa). Gdy $1/R_1 = 1/R_2 = 0$, czyli gdy powierzchnia menisku jest płaska ($R = \infty$), wtedy ciśnienie na powierzchni menisku równa się ciśnieniu wewnętrznemu cieczy.

$$P_i = P_o$$

Ciśnienie pod powierzchnią wklęsłą będzie mniejsze, a pod wypukłą większe niż pod płaską. Pod powierzchnią wklęsłą $R_1 < 0$ i $R_2 < 0$:

$$P_i = P_o - \sigma \left(\frac{1}{R_1} + \frac{1}{R_2} \right)$$

W przypadku kapilary cylindrycznej (rys. 2.13):

$$R_1 = R_2 = R = \frac{r}{\cos\alpha}$$

gdzie: α – kąt zwilżania.

$$P = P_o - \frac{2\sigma}{R} \quad (2.11)$$

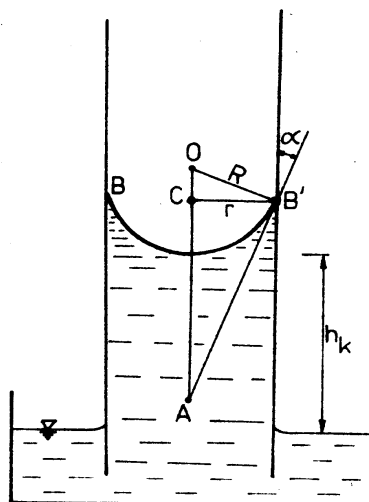
Wysokość podsiąku kapilarnego wyznaczyć można z równości:

$$P_1 + h_k \rho g = P_2$$

$$P_o - \frac{2\sigma}{R_1} + h_k \rho g = P_o - \frac{2\sigma}{R_2}$$

Dla powierzchni płaskiej $R_2 = \infty$:

$$h_k = \frac{2\sigma}{R_1 \rho g} \quad (2.12)$$



Rys. 2.13. Kapilara cylindryczna

Warunkiem utrzymywania się wody zawieszanej w kapilarze (rys. 2.12) jest istnienie niejednakowej krzywizny górnego i dolnego menisku. Warunki równowagi wymagają, aby spełniona była równość:

$$P_1 + h \rho g = P_2 \quad (2.13)$$

gdzie: P_1 – ciśnienie na powierzchni górnego menisku, P_2 – ciśnienie na powierzchni dolnego menisku, h – wysokość słupa wody w kapilarze, ρ – gęstość cieczy, g – przyspieszenie siły ciężkości. Podstawiając do równania równowagi (2.13) za P_1 i P_2 wartości zgodnie z równaniem (2.11) otrzymamy:

$$P_o - \frac{2\sigma}{R_1} + h \rho g = P_o - \frac{2\sigma}{R_2}$$

$$h \rho g = 2\sigma \left(\frac{1}{R_1} - \frac{1}{R_2} \right)$$

skąd:

$$h = \frac{2\sigma}{\rho g} \left(\frac{1}{R_1} - \frac{1}{R_2} \right) \quad (2.14)$$

Z równania (2.14) wynika, że wzrostowi wysokości wody zawieszanej w kapilarze towarzyszyć musi wzrost prawej strony równania, co możliwe jest jedynie przy wzroście R_2 . Inaczej mówiąc, przy stałym ciśnieniu powierzchniowym górnego menisku wzrastać będzie ciśnienie dolnego menisku wskutek zmniejszania się

jego krzywizny. Możliwe to jest wtedy, gdy dolny menisk znajdzie się w poszerzonej części kapilary ($R_2 > R_1$). Przy płaskim menisku mamy $R_2 = \infty$:

$$h_k = \frac{2\sigma}{R_1 \rho g}$$

Przy dalszym dopływie wody do kapilary menisk dolny z płaskiego przejdzie w wypukły, a warunek równowagi przyjmie postać:

$$P_o - \frac{2\sigma}{R_1} + h\rho g = P_o + \frac{2\sigma}{R_2}$$

$$h\rho g = 2\sigma \left(\frac{1}{R_1} + \frac{1}{R_2} \right)$$

Wzrostowi wysokości h towarzyszyć musi wzrost wartości w nawiasach. Przy ustalonym menisku górnym (R_1) wzrastać musi wyrażenie $1/R_2$. Oznacza to, że menisk dolny przesuwa się w kierunku zwężenia kapilary. Zakładając $R_2 = R_1 = R$ otrzymamy:

$$h_{k_{\max}} = \frac{4\sigma}{R\rho g} \quad (2.15)$$

Ze wzoru (2.15) wynika, że maksymalna wysokość wody kapilarnie zawieszona jest dwukrotnie większa od wysokości wody kapilarnie podpartej (2.12). Jeżeli do kapilary ze słupem wody zawieszona wysokości h_{\max} doprowadzimy w dalszym ciągu wodę, menisk dolny przesunie się w dół, czemu odpowiada wzrost R_2 , a w konsekwencji słupek wody opadnie w całości w dół.

Należy nadmienić, że w **wilgotnych** skałach okruchowych – wskutek **histerezy** nie tworzy się woda kapilarnie zawieszona.

Podstawiając w równaniu (2.12) wartości odpowiadające wodzie o temperaturze 10°C , tzn. $\sigma = 73 \text{ mN/m}$, $\rho g = \gamma_w = 9810 \text{ N/m}^3$ otrzymamy:

$$h_k = \frac{0.15}{R} \cdot 10^{-4} [\text{m}]$$

Wartość $0,15 \cdot 10^{-4} [\text{m}^2]$ jest stałą kapilarną wody względem szkła. Tę samą wartość możemy przyjąć w przybliżeniu dla pospolitych minerałów skał.

Wysokość wzniosu kapilarnego niektórych skał okruchowych podano w tabeli 7.

Tabela 7

Maksymalna wysokość wzniosu kapilarnego różnych gruntów

Rodzaj skały	h_k [m]
Pospółka	0,70
Piasek średni	0,90
Piasek drobny	1,70
Piasek gliniasty, pył, less	2,50 – 3,50

Prędkość podsiąkania kapilarnego ze strefy saturacji w kierunku powierzchni terenu w warunkach ruchu ustalonego określa prawo Darcy'ego (porównaj 3.2.1.2):

$$v_z = -k(\theta) \left(\frac{\partial h_p}{\partial z} + 1 \right) \quad (2.17)$$

gdzie: v_z – prędkość wznoszenia kapilarnego, h_p – wysokość ssania (podciśnienia) kapilarnego, $h_p = p/\gamma$, z – wysokość nad zwierciadłem wody gruntowej, $k(\theta)$ – współczynnik filtracji w strefie nienasyconej, θ – wilgotność objętościowa, $\theta = V_w/V$ (objętość wody do objętości gruntu).

Na rysunku 2.14 podano zależności między wysokością a prędkością podsiąku kapilarnego. Przyjęto przy tym, że w dolnej strefie efektywnego systemu korzeniowego występują siły ssania 100 do 700 cm słupa wody, odpowiadające w przybliżeniu 70% PPW.

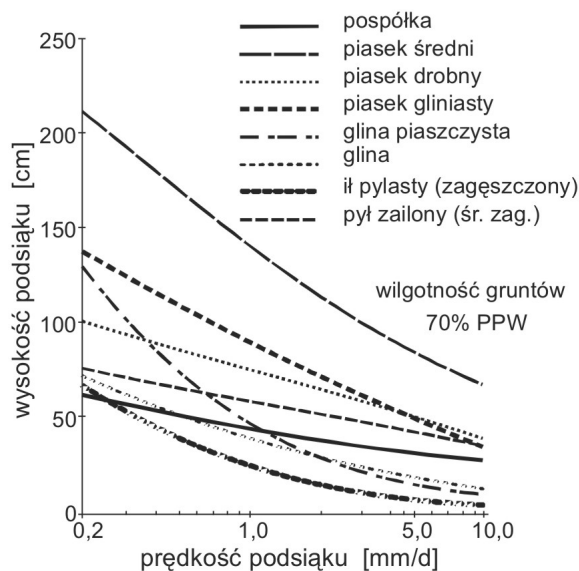
Czas potrzebny na podniesienie się wody w kapilarze na wysokość z obliczyć można ze wzoru wyprowadzonego przez Terzaghiego (1943):

$$t = \frac{nh_k}{k} \left[\ln \left(\frac{h_k}{h_k - z} \right) - \frac{z}{h_k} \right] \quad (2.18)$$

gdzie: n – porowatość gruntu, k – współczynnik filtracji.

Zjawisko utrzymywania się wody kapilarnie zawieszanej w skałach drobnoziarnistych jest podobne do opisanego wcześniej. Stopień wypełnienia porów, przy wilgotności równej pojemności polowej, waha się w granicach od 40 do 100%. Woda zawieszona w skałach drobnoziarnistych ma zdolność przemieszczania się podczas parowania w postaci cieczy w kierunku ku parującej powierzchni.

Powstawanie wody kapilarnie zawieszonej nie zależy w tym przypadku od początkowej wilgotności ani od wilgotności warstw podścielających. Przyjmuje się, że górna granica wymiaru cząstek drobnoziarnistych skał okruchowych znajduje się pomiędzy 0,05 a 0,01 mm.



Rys. 2.14. Zależność między wysokością wzniosu kapilarnego a prędkością podsiąkania (wg M. Rengera (87))

➤ 2.4.2. Wody w strefie saturacji

Wody podziemne dzielić możemy według różnych kryteriów: pochodzenia, ciśnienia, położenia względem powierzchni terenu, chemizmu, temperatury i krążenia.

Podział wód podziemnych według pochodzenia poznaliśmy w rozdziałach wcześniejszych, inne szczegółowe podziały zostaną podane przy omawianiu odpowiednich właściwości.

W niniejszym rozdziale omówiony zostanie ogólny podział wód podziemnych, uwzględniający całokształt warunków hydrogeologicznych.

W różnych krajach, jak i między różnymi hydrogeologami te same wody nazywane są często inaczej. W Polsce przyjął się najbardziej podział wód podziemnych według Z. Pazdry podany w tabeli 8. Jeżeli uwzględnić definicję gruntu przyjętą w geologii inżynierskiej i geotechnice, według której gruntem nazywamy skały budujące zewnętrzną warstwę skorupy ziemskiej, znajdujące się w zasięgu wpływu budowli lub stanowiące materiał do budowy obiektów inżynierskich, to nazwę *wody gruntowe* należałoby stosować jedynie dla strefy oddziaływania budowli

a więc praktycznie do głębokości 15–20 m. Charakteryzując wody gruntowe w sensie używanym w geologii inżynierskiej i geotechnice należy zawsze określić, czy zwierciadło wody gruntowej jest swobodne, czy też napięte (pod ciśnieniem).

Występujące w strefie aeracji wody omówiono już poprzednio. Obecnie zapoznamy się z różnymi typami i rodzajami wód występujących w strefie saturacji.

Tabela 8

Podział wód podziemnych według Z. Pazdry (1977)

Strefa	Typy wody	Stan fizyczny	Rodzaje
Aeracji	higroskopijne	wody związane	wody warstwowe
	blonkowate		
	kapilarne	wody wolne	
	wsiakowe		
	zawieszane		
	zaskórne		
gruntowe			
Saturacji	wgłębne	wody porowe szczelinowe, wody krasowe	
	głębiny		
	głębiny		

➤ 2.4.2.1. Wody zaskórne

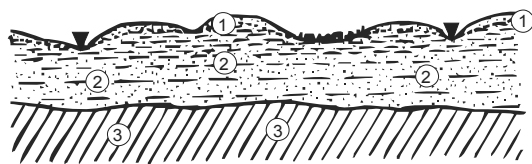
Są to wody podziemne bardzo płytko zalegające, praktycznie pozbawione strefy aeracji. Zwierciadło wód zaskórnych występuje kilkanaście lub kilkadziesiąt centymetrów poniżej powierzchni terenu. Występują one najczęściej w zagłębieniach terenowych, w dolinach rzecznych, w których tworzą się torfowiska, bagna itp. Powstawaniu wód zaskórnych sprzyjają płytko pod powierzchnią występujące utwory nieprzepuszczalne, na których gromadzić się może woda opadowa.

Wahania zwierciadła wód zaskórnych są znaczne i szybko reagują na zmiany i wpływy atmosferyczne. W okresach suchych i gorących często całkowicie zanikają.

W związku ze ścisłym kontaktem tych wód z glebą są one najczęściej silnie zanieczyszczone organicznie i bakteriologicznie.

➤ 2.4.2.2. Wody gruntowe

Wody te oddzielone są od powierzchni terenu mniej lub bardziej grubą, **przepuszczalną** strefą aeracji. Zasilane są bezpośrednio z powierzchni Ziemi przez infiltrujące opady atmosferyczne, a obszar zasilania pokrywa się z obszarem ich rozprzestrzenienia.

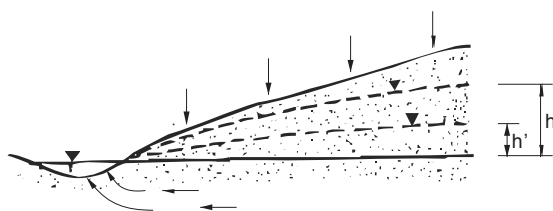


Rys. 2.15. Zwierciadło wody gruntowej w zależności od rzeźby terenu: 1 – zwierciadło wody, 2 – strefa saturacji, 3 – warstwa nieprzepuszczalna

Temperatura wód gruntowych wykazuje pewne nieznaczne wahania do głębokości około 20 m. Na tej głębokości, zwanej strefą stałej temperatury, posiadają temperaturę odpowiadającą średniej rocznej temperaturze danego terenu.

Zdatność wody gruntowej do picia zależy przede wszystkim od głębokości jej zalegania. Przeciętnie można przyjąć, że wody gruntowe, zalegające na głębokościach powyżej 3–4 m, nie są bakteriologicznie zanieczyszczone. Z uwagi na ich łatwą eksploatację i niedużą zasobność wykorzystywane są przede wszystkim do zaopatrzenia rolnictwa i mniejszych osiedli.

Woda gruntowa ograniczona jest od góry powierzchnią wyznaczoną zasięgiem wody wolnej, zwaną zwierciadłem wody gruntowej. Kształt zwierciadła wody gruntowej nie jest wymuszony warstwą nieprzepuszczalną. Zwierciadło wody jest **swobodne**, naśladuje w pewnym przybliżeniu kształt powierzchni terenu, podnosi się pod wyniosłościami, a obniża się w zagłębieniach (rys. 2.15). Nachylenie zwierciadła wody gruntowej zmienia się w określonym przekroju zależnie od zasilania W (rys. 2.16).

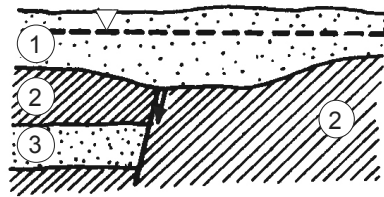


Rys. 2.16. Zwierciadło wody gruntowej w zależności od zasilania warstwy wodonośnej

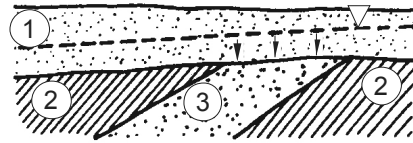
➤ 2.4.2.3. Wody wglębne

Wody podziemne występujące w warstwach wodonośnych, przykrytych utworami nieprzepuszczalnymi, nazywamy **wglębnymi**.

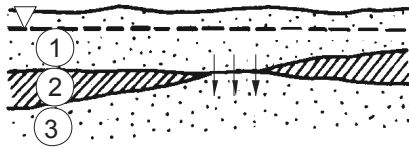
Zasilanie wód wglębnych odbywa się wskutek infiltracji opadów atmosferycznych na wychodniach warstw wodonośnych lub pośrednio przez szczeliny uskokowe, albo okna hydrogeologiczne. Przykłady pośredniego zasilania wód wglębnych pokazano na rysunkach 2.16–2.21.



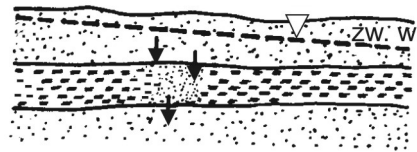
Rys. 2.17. Zasilanie wody wstępnej przez szczelinę uskokową:
1 – woda gruntowa, 2 – utwory nieprzepuszczalne, 3 – woda wstępna



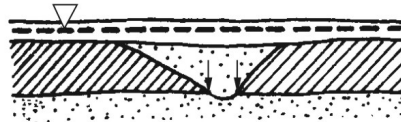
Rys. 2.18. Zasilanie wody wstępnej przez wychodnię zakrytą



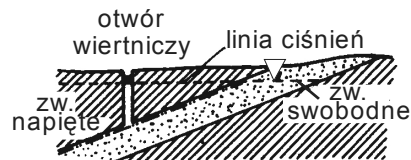
Rys. 2.19. Okno hydrogeologiczne, powstałe wskutek wyklinowania się warstwy nieprzepuszczalnej



Rys. 2.20. Okno hydrogeologiczne sedymentacyjne



Rys. 2.21. Okno hydrogeologiczne erozyjne

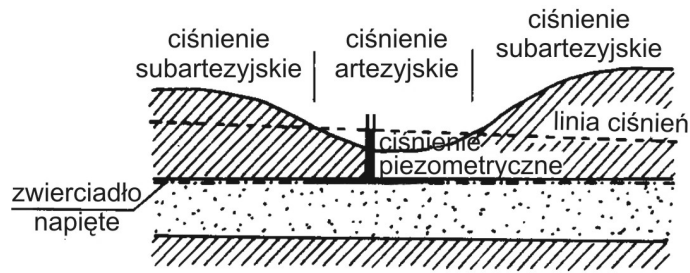


Rys. 2.22. Napięte zwierciadło wody wstępnej

Zwierciadło wód wstępnych jest najczęściej napięte, przez co rozumiemy, że jego położenie i kształt są wymuszone przez spąg wyżej leżącej warstwy nieprzepuszczalnej (rys. 2.22). Jeżeli warstwa wodonośna z wodą pod ciśnieniem zostanie nawiercona, woda w otworze wiertniczym podniesie się na wysokość z_i , zależną od ciśnienia p_i w spągu warstwy napinającej:

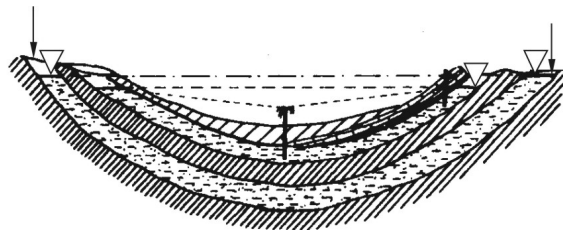
$$z_i = \frac{p_i}{\gamma_w}$$

gdzie: γ_w – ciężar właściwy wody.



Rys. 2.23. Wody artezyjskie i subartezyjskie

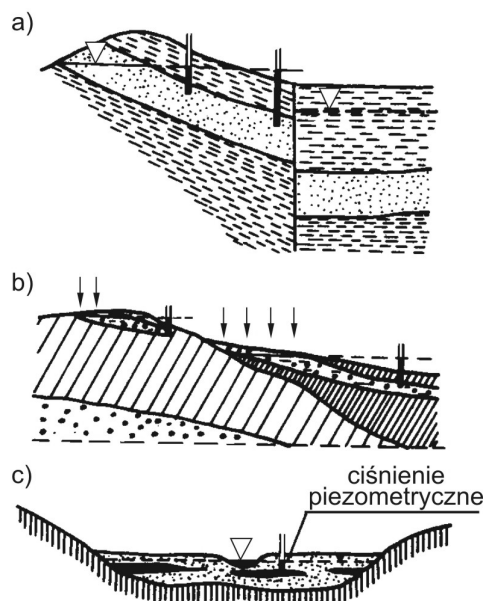
Wysokość z , nazywamy wysokością **ciśnienia piezometrycznego**, a linia łącząca na przekroju pionowym wysokości słupów wody w piezometrach (otworach obserwacyjnych) nazywa się **piezometryczną linią ciśnień**. Jeżeli wody w głębinie nie znajdują się w ruchu (zbiornik wód pod ciśnieniem), linia ciśnień piezometrycznych jest linią poziomą. Przy przepływie wód pod ciśnieniem (strumień wód pod ciśnieniem) linia ciśnień piezometrycznych jest nachylona zgodnie z kierunkiem przepływu.



Rys. 2.24. Piętrowy układ warstw wodonośnych

Gdy linia ciśnień znajduje się ponad powierzchnią terenu, wody napięte nazywamy **artezyjskimi**, gdy zaś znajduje się poniżej powierzchni terenu, mówimy o wodach **subartezyjskich** (rys. 2.23). W przypadku nawiercenia wód artezyjskich wypływają one samoczynnie na powierzchnię terenu. Wody subartezyjskie natomiast podnoszą się w otworze wiertniczym do wysokości wyznaczonej linią ciśnień piezometrycznych.

Warunki artezyjskie spotyka się najczęściej w strukturach nieckowatych i synklinalnych, które tworzą **niecki** lub **baseny artezyjskie**. Klasycznym przykładem może być mazowiecka niecka artezyjska (rys. 1.27). Warstwy wodonośne mogą tworzyć jeden, dwa lub więcej zbiorników z wodą pod ciśnieniem, przedzielonych warstwami nieprzepuszczalnymi (rys. 2.24). Przykłady występowania warunków artezyjskich w różnych strukturach ilustrują rysunki 2.24 i 2.25.



Rys. 2.25. Warunki artezyjskie/subartezyjskie utworzone przez: a – uskoki, b – wyklinowanie soczewki żwiru, c – lokalne soczewki nieprzepuszczalne

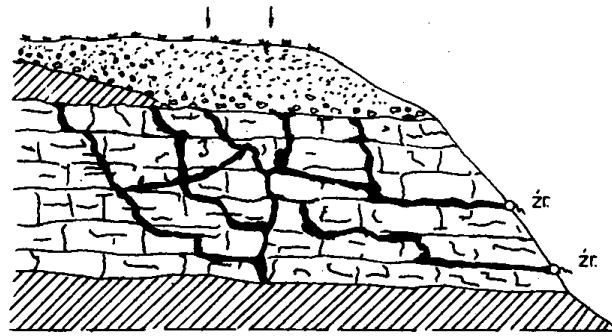
➤ 2.4.2.4. Wody głębinowe

Do wód głębinowych zaliczamy takie, które znajdują się głęboko pod powierzchnią ziemi, izolowane są od niej całkowicie wieloma kompleksami utworów nieprzepuszczalnych. W związku z tym wody te nie biorą udziału w krążeniu wód, nie są zasilane ani odnawiane i znajdują się w stagnacji. Są to na ogół silnie zmineralizowane wody pochodzenia sedymentacyjnego, rzadziej juwenilnego.

➤ 2.4.3. Wody szczelinowe i krasowe

Scharakteryzowane w p. 2.4.2.1–2.4.2.4 typy wód podziemnych występować mogą jako wody warstwowe, wypełniające pory skał okruchowych, wody szczelinowe lub krasowe.

Wodą szczelinową (rys. 2.26) nazywamy wodę podziemną, zawartą i krążącą w szczelinach skał głównie osadowych, pochodzenia chemicznego lub organicznego (wapień, dolomity, gipsy, anhydryty itp.). Szczeliny przebiegają najczęściej w różnych kierunkach, krzyżują się wzajemnie, tworząc bardzo skomplikowany układ krążenia. Ruch wody w szczelinach jest szybszy niż w skałach porowatych, bardzo często przechodzi w ruch burzliwy.

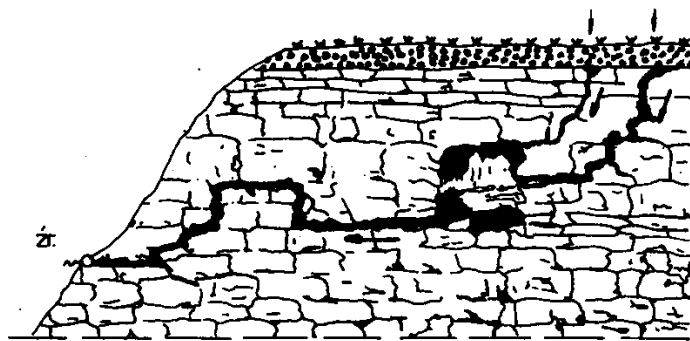


Rys. 2.26. Wody szczelinowe ze źródłem

Wody krasowe (rys. 2.27) występują w skałach podlegających procesom krasowym, a więc w wapieniach, dolomitach, gipsach itp. Wody krasowe zasilane są szczelinami, a często również przez potoki i rzeki, których wody na długich nieraz odcinkach płyną pod powierzchnią ziemi. W układzie krążenia wód krasowych wyróżnić można ruch pionowy zasilający i ruch poziomy, wyprowadzający wody krasowe na powierzchnię w postaci źródła (rys. 2.27).

Do charakterystycznych cech wód szczelinowych i krasowych, w warunkach bezpośredniego ich zasilania wodami opadowymi lub powierzchniowymi (ciekami), zalicza się:

- dużą zmienność wydajności, położenia zwierciadła i temperatury wody w zależności od czynników meteorologicznych;
- dużą zmienność prędkości przepływu, wywołaną szybko zmieniającymi się warunkami przepływu;
- duży na ogół stopień zanieczyszczenia substancjami organicznymi, w tym także i drobnoustrojami.



Rys. 2.27. Wody krasowe z okresowym odpływem

Ze względu na dużą zmienność wydajności wody oraz stopień zanieczyszczenia wody szczelinowe i krasowe często nie nadają się do zaopatrzenia ludności w wodę pitną i gospodarczą.

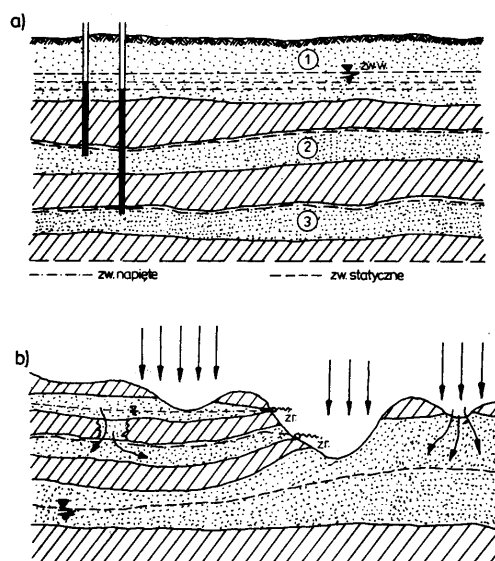
Przy prowadzeniu robót hydrotechnicznych i górniczych wody szczelinowe są często przyczyną licznych trudności związanych z opanowaniem dopływu do wyrobisk, wykopów itp.

W Polsce wody szczelinowe i krasowe występują w wapieniach kredowych, jurajskich, triasowych i dewońskich, w sposób najbardziej typowy na obszarze jurajskiej Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej oraz w Tatrach i w triasowym obrzeżeniu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego.

➤ 2.5. Wpływ tektoniki na występowanie wód podziemnych

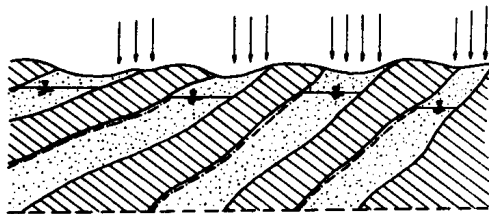
Na ruch i gromadzenie się wód podziemnych wpływa w dużej mierze sposób ułożenia warstw, ich zgodność, ciągłość, rodzaje spękań oraz pochodzenie i wykształcenie różnych warstw skalnych.

Ze względu na ułożenie wyróżnić możemy obszary z poziomymi lub ukośnymi warstwami, zalegającymi zgodnie lub niezgodnie w strukturach ciągłych (fałdowanych) lub nieciągłych (uskokowych).



Rys. 2.28. Wody podziemne w strukturach płytowych

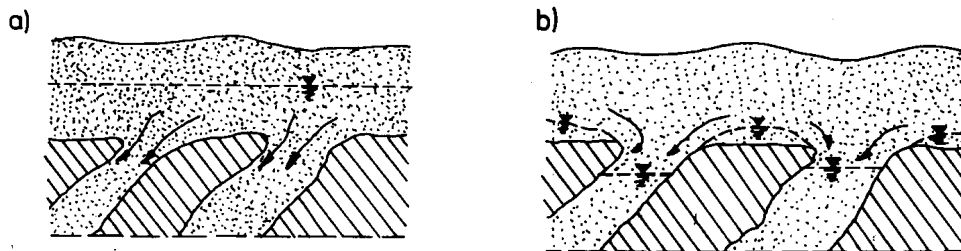
Na obszarach o poziomym ułożeniu warstw (struktury płytowe) warunki hydrogeologiczne kształtują się w zależności od sekwencji i głębokości występowania warstw wodonośnych. Obszary płytowe zbudowane z naprzemianległych warstw przepuszczalnych i nieprzepuszczalnych są na ogół ubogie w wodę. Zasilanie warstw wodonośnych głębiej położonych odbywać się może jedynie przez okna hydrogeologiczne lub głębokie wcięcia erozyjne (rys. 2.28).



Rys. 2.29. Wody podziemne w monoklinie

Warunki hydrogeologiczne przy **ukośnym** jednostronnym układzie warstw (monokliny) są na ogół korzystne. Wyjątek stanowią układy ukośne przykryte od góry warstwą nieprzepuszczalną.

Warstwy wodonośne mogą być zasilane bezpośrednio (rys. 2.29), jeżeli wychodnie ich znajdują się na powierzchni lub pośrednio, jeżeli przykryte są od góry poziomo zalegającą warstwą przepuszczalną. W ostatnim przypadku woda w warstwie pokrywającej może utrzymywać się trwale w sposób ciągły (rys. 2.30a) lub woda w sposób nieciągły utrzymuje się tylko na głowicach warstw nieprzepuszczalnych (rys. 2.30b).

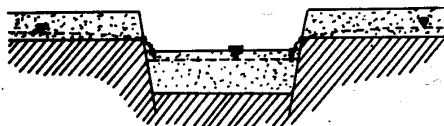


Rys. 2.30. Pośrednie zasilanie wód w monoklinie: a – w okresie wysokich stanów, b – w okresie posuszonym

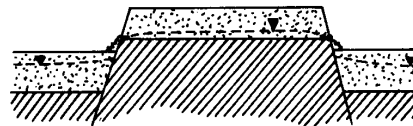
W strukturach nieciągłych uskoki bardzo różnie wpływają na warunki hydrogeologiczne. Korzystniejsze warunki występują w rowach tektonicznych (rys. 2.31), znacznie gorsze w zrębach (rys. 2.32), które są łatwo drenowane.

W strukturach fałdowych można ogólnie przyjąć, że synkliny (łęki) tworzą korzystne warunki do gromadzenia wody, antykliny (siodła) zaś są strukturami niekorzystnymi (rys. 2.33 i 2.34).

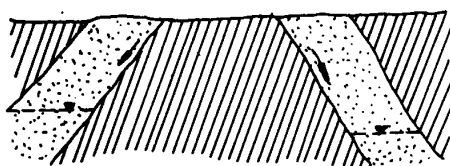
Struktury **niezgodne** (dyskordancje) wpływają na dużą zmienność warunków hydrogeologicznych nawet na niewielkich powierzchniach. Wymagają w związku z tym bardzo dokładnego rozpoznania geologicznego. Na przykładzie podanym na rysunku 2.35 wnioski na podstawie pojedynczych otworów badawczych mogą być krańcowo różne. Z otworu nr 2 wynikałoby, że teren pozbawiony jest wód podziemnych, z otworu nr 3 natomiast można by wyciągnąć wniosek, że teren obfituje w wodę. Obydwa wnioski, jak widać z rysunku, byłyby fałszywe.



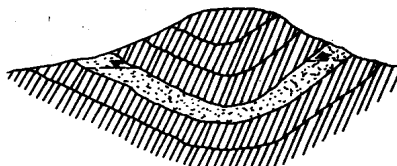
Rys. 2.31. Woda podziemna w rowie tektonicznym



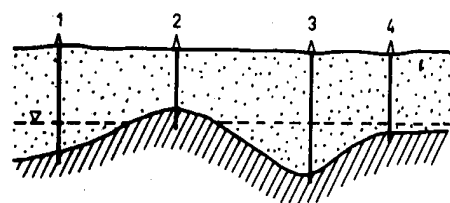
Rys. 2.32. Woda podziemna w zrębie tektonicznym



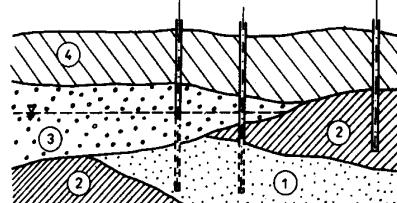
Rys. 2.33. Woda w siodle



Rys. 2.34. Woda w łuku



Rys. 2.35. Woda w dyskordancji erozyjnej: 1, 2, 3, 4 – otwory wiertnicze



Rys. 2.36. Woda w dyskordancji kątowej: 1, 2 – seria dolna, 3, 4 – seria górna

Rysunek 2.36 przedstawia dyskordancję kątową i więź hydrauliczną między utworami dolnymi i górnymi.

➤ 2.6. Źródła

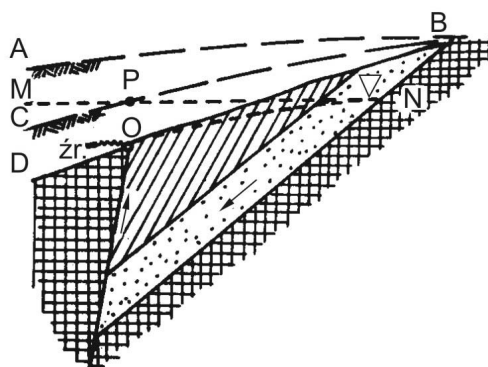
Źródło jest samoczynnym, naturalnym i skoncentrowanym wypływem wody podziemnej. Do źródeł w ścisłym znaczeniu nie zaliczamy sączenia wody, występującego na większej powierzchni w postaci wysięków, wylewów, mokradeł itp., niemających skoncentrowanego wypływu na niewielkiej przestrzeni. Dział hydrogeologii zajmujący się badaniem źródeł nazywamy **krenologią** (gr. krēnē – źródło,



Rys. 2.37. Źródło warstwowe, descensyjne

krynica). Źródła występują w tych miejscach, gdzie powierzchnia ziemi przecina warstwę wodonośną. Najbardziej występują one w terenach górskich, gdzie głębokie wcięcia erozyjne rozcinają warstwy wodonośne.

Woda wypływa na powierzchnię pod wpływem siły ciężkości i wtedy nazywamy je **descensyjnymi** (zstępujące) (rys. 2.37) względnie pod wpływem ciśnienia hydrostatycznego – źródła **ascensyjne** (wstępujące) lub artezyjskie, w których ruch wody skierowany jest ku górze (rys. 2.38).

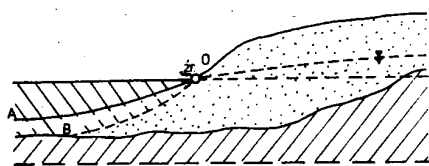


Rys. 2.38. Źródło uskokowe ascensyjne: AB, CB, DB – zmiany powierzchni terenu wskutek erozji, PM, MN – pierwotne zwierciadło statyczne wody, P – źródło po obniżeniu powierzchni terenu do położenia CB, ON – linia ciśnień piezometrycznych przy wypływie wody ze źródła O

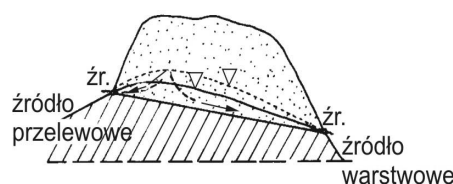
➤ 2.6.1. Rodzaje źródeł

Istnieje wiele kryteriów podziału źródeł, a w związku z tym szereg klasyfikacji i nazw określających różnorodne typy i rodzaje źródeł. Wyróżnia się 4 główne typy źródeł: warstwowe, szczelinowe, uskokowe, krasowe. Wymienione typy można dalej dzielić na rodzaje z uwzględnieniem cech morfologicznych, tektonicznych, hydraulicznych, genetycznych i innych.

Źródła warstwowe powstają w miejscach przecięcia warstwy wodonośnej z powierzchnią Ziemi. Najczęściej pojawiają się na granicy (kontakcie) warstwy wodonośnej i nieprzepuszczalnej, tworząc tzw. źródła warstwowo-kontaktowe (rys. 2.37). Rysunek 2.39 przedstawia źródło warstwowe zaporowe, spiętrzone przy wypływie utworami słabo przepuszczalnymi. Źródła te tworzą się często na zboczach dolin rzecznych, wypełnionych gliniastymi lub ilastymi aluwiami.



Rys. 2.39. Źródło warstwowe, zaporowe



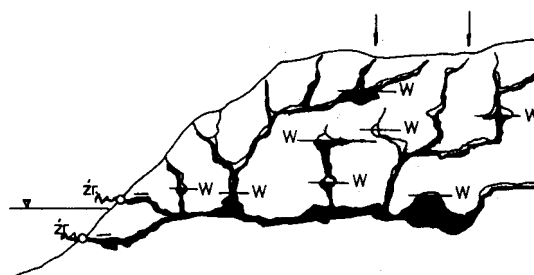
Rys. 2.40. Źródło przelewowe

Źródła warstwowe mają na ogół małą wydajność, często woda wypływa tylko okresowo – po roztopach i w porach deszczowych. Wydajność ich zależy od przepuszczalności warstwy wodonośnej, spadku hydraulicznego i zasilania.

Źródła szczelinowe (rys. 2.26) związane są z układem przecinających się szczelin, przy czym prawie zawsze występuje jedna szczelina zbiorcza, która zbiera wodę z pozostałych i wyprowadza ją na powierzchnię ziemi.

Ze względu na szybki przepływ wody w szczelinach, źródła tego typu wykazują przeważnie duże wahania wydajności, zależne od opadów atmosferycznych.

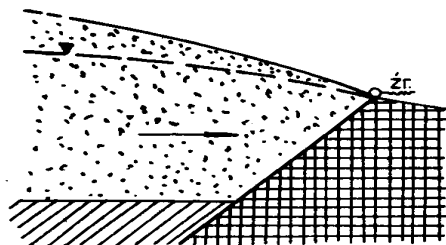
Źródła krasowe są charakterystyczne dla obszarów krasowych. Gdy szczeliny i kanały krasowe stanowią łączący się ze sobą system hydrauliczny (rys. 2.41), wówczas jeden z kanałów odgrywa rolę zbiorczego i u swego wylotu koncentruje wypływ całej wody.



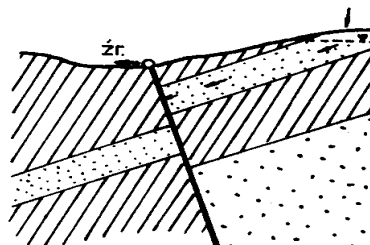
Rys. 2.41. Źródło krasowe. W – zwierciadło wody w krasie

Źródła krasowe należą do największych i najbardziej wydajnych. Duże źródła krasowe nazywamy **wywierzyskami**. W Polsce wywierzyska występują w Tatrach, jak Chochołowskie, Źródło Lodowe, Bystre, Olczyskie o wydajności dochodzącej do kilkuset decymetrów sześciennych na sekundę w okresie topnienia śniegu. Liczne źródła krasowe występują na obszarze Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej, wykazują dość duże wahania wydajności w zależności od pory roku.

Źródła uskokowe wyprowadzają wodę szczeliną uskokową, biegnącą przez warstwy nieprzepuszczalne (rys. 2.38) albo wzdłuż płaszczyzny uskokowej, rozgraniczającej warstwy wodonośne i nieprzepuszczalne (rys. 2.42). Źródła uskokowe cechują się wielką stałością pod względem wydajności, temperatury i składu chemicznego.



Rys. 2.42. Źródło uskokowe, zaporowe



Rys. 2.43. Źródło uskokowe

➤ 2.6.2. Wylewy, wycieki, wysięki

Poza źródłami woda podziemna może występować na powierzchni w postaci wylewów, wycieków i wysięków. Przez **wylew** rozumiemy kierunkowy wypływ wody podziemnej, powstający zwykle na kontakcie skał o różnej przepuszczalności lub wskutek erozyjnego ścięcia stropu warstwy wodonośnej. W wylewie woda wycieka lub pulsuje w różnych punktach na dnie obniżenia o kształcie koryta długości kilku do kilkudziesięciu metrów.

Mniejszy wypływ wody podziemnej na zboczu lub u podnóża wzniesienia, często w formie mokradła ze słabym odpływem wody, nazywa się **wyciekiem**. Ze względu na ilość wysączającej się wody wyciek jest formą przejściową między wylewem a wysiękiem.

Wysięk, zwany również zwilżeniem, jest to słabe sączenie się wody podziemnej na zboczu lub z podnóża wzniesienia z wytworzeniem się w tym miejscu terenu podmokłego, bez widocznego odpływu wody.

➤ 2.6.3. Wydajność źródeł

Wydajność źródeł Q określa się ilością wody wypływającej w jednostce czasu. W Polsce spotyka się źródła najczęściej o wydajności kilku i kilkunastu, rzadziej kilkudziesięciu lub powyżej stu decymetrów sześciennych na sekundę. Mniejsze źródła występują głównie w utworach czwartorzędowych, źródła o wydajności większej wypływają zazwyczaj z utworów starszych.

Zależnie od geologicznych warunków krążenia wody zasilającej źródło, długości jej drogi, obecności większych zbiorników wody podziemnej, od wysokości i

częstotliwości opadów, wydajność źródła może być bardzo zmienna lub stała. Dla ilościowego określenia zmienności wydajności R. Maillet wprowadził wskaźnik zmienności wieloletniej:

$$R = \frac{Q_{\max}}{Q_{\min}}$$

gdzie: Q_{\max} – wydajność maksymalna źródła w wieloleciu, Q_{\min} – wydajność minimalna źródła w wieloleciu. W zależności od wartości wskaźnika R różni się 4 kategorie źródeł (tab. 9).

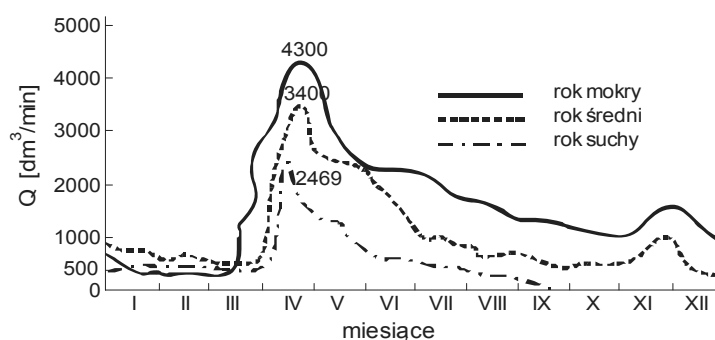
Tabela 9

Kategorie źródeł według zmienności ich wydajności

Kategorie	Wskaźnik zmienności wieloletniej R
Źródło stałe	1 – 2
Źródła mało zmienne	2 – 10
Źródła zmienne	10 – 50
Źródła bardzo zmienne	50

Źródła, które w każdym roku przez pewien czas całkowicie tracą swą wydajność, nazywamy okresowymi.

Zmiany wydajności źródła, temperatury i składu chemicznego wody są wyrazem stosunków w warstwie wodnej zasilającej źródło. Celem otrzymania pełnej charakterystyki źródła prowadzi się regularne obserwacje polegające na pomiarze wydajności, temperatury wody, składu chemicznego, wysokości ciśnienia i opadów. Obserwacje źródła należy prowadzić przy jednakowych warunkach wypływu wody ze źródła, gdyż podpiętrzenie lub obniżenie poziomu wody u wylotu odbija się natychmiast na stosunkach wodnych źródła i warstwy zasilającej. Nanosząc wyniki obserwacji na wykres otrzymujemy graficzny obraz stosunków wodnych źródła (rys. 2.44).



Rys. 2.44. Wykres wydajności źródła

Największe wydajności źródeł występują w Polsce w okresie tajania śniegów (marzec – kwiecień), po czym wydajność maleje do jesieni, osiągając w okresie późnojesiennym drugie maksimum, znacznie jednak mniejsze od wiosennego. Większe opady deszczu w okresie letnim zwiększają również wydajność źródeł, zwłaszcza zasilanych z płytko zalegających warstw wodonośnych, co nie wpływa jednak na zasadniczy rozkład wydajności w okresie rocznym. Najsilniej i najszybciej reagują na opady źródła zasilane wodą płytką. Im dłuższa jest droga wody podziemnej od obszaru zasilania do wypływu oraz im większe są zbiorniki podziemne, tym większe przesunięcie w czasie między opadami a wzrostem wydajności oraz tym mniejsza amplituda między wydajnością maksymalną i minimalną.

Poza czynnikami meteorologicznymi (opad, temperatura), geologicznymi i hydraulicznymi pewien wpływ na wydajność źródeł wywiera ciśnienie atmosferyczne oraz czynniki kosmiczne, np. przyciąganie Słońca i Księżyca. Podobnie jak przy przypływach i odpływach morskich obserwuje się w niektórych przypadkach okresowe zmiany wydajności źródeł wywołane działaniem sił kosmicznych.

➤ 2.6.3.1. Reżim własny źródła

W okresie, gdy zbiornik wody podziemnej nie jest zasilany, źródła mają tzw. reżim własny, tzn. niezależny od opadów. W okresie bezopadowym zbiornik opróżnia się ze swych zasobów wodnych, a wydajność źródła jest według Mailleta funkcją czasu zgodnie z równaniem:

$$Q = Q_o e^{-\alpha t} \quad (2.19)$$

gdzie: Q – przewidywana wydajność źródła po czasie t [m^3/s], Q_o – wydajność w czasie $t = 0$ (po ustaniu opadów), α – współczynnik regresji, t – czas, e – podstawa logarytmu naturalnego. Współczynnik regresji α waha się w granicach od 0,04 do 0,7. Znając Q_o i Q z bezpośrednich pomiarów można obliczyć α logarytmując równanie (2.19):

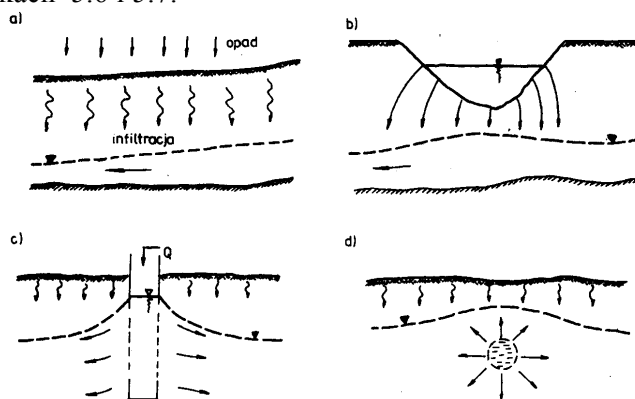
$$\ln Q = \ln Q_o - \alpha t$$
$$\alpha = \frac{\ln Q_o - \ln Q}{t} \quad (2.20)$$

➤ 2.7. Zasilanie wód podziemnych

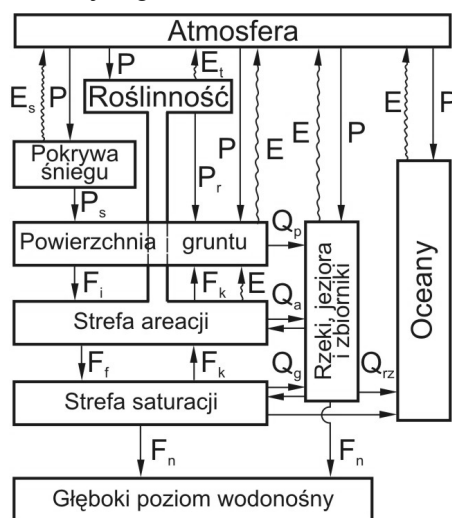
Wody podziemne zasilane mogą być przez:

- infiltrację opadów atmosferycznych,
- infiltrację wód powierzchniowych (z rzek, jezior),
- sztuczną infiltrację z basenów lub stawów infiltracyjnych, ze studni chłonnych, rurociągów nawadniających.

Schematy wymienionych sposobów zasilania przedstawiono na rysunku 2.45 oraz na rysunkach 5.6 i 5.7.



Rys. 2.45. Źródła zasilania wód podziemnych: a – infiltracja opadów, b – infiltracja z koryta rzeki, c – sztuczna infiltracja ze studni chłonnej, d – sztuczna infiltracja z rurociągu nawadniającego



Rys. 2.46. Schemat lądowego krążenia wody

Zasilanie wód podziemnych przez wsiąkanie (infiltrowanie) opadów atmosferycznych zależy od bardzo wielu czynników, z których jedno uważać można za stosunkowo stałe, inne za ulegające stałym zmianom zarówno w okresie wielu lat, jak i w ciągu jednego roku, a nawet w czasie krótszym.

Przez infiltrację określać będziemy przesiąkanie wody przez powierzchnię gruntu pod wpływem połączonych sił ciężkości, lepkości i kapilarności.

Niecała ilość wody infiltrująca w glebę dociera do strefy saturacji i zasila warstwy wodonośne. Część wody, która z opadów atmosferycznych wsiąka w glebę, zostaje w niej zatrzymana siłami molekularnymi i kapilarnymi do wilgotności odpowiadającej połowej pojemności wodnej. Woda ta może powrócić do atmosfery wskutek parowania bezpośrednio z powierzchni gleby oraz dzięki transpiracji roślin. Po osiągnięciu połowej pojemności wodnej rozpoczyna się proces przesiąkania wody do strefy saturacji. Jeżeli w dobrze przepuszczalnej strefie aeracji znajdzie się warstwa słabiej przepuszczalna, nawet o małej miąższości, to przesiąkająca woda może spływać po tej warstwie, tworząc tzw. spływ podpowierzchniowy. Schemat lądowego obiegu wody przedstawiono na rysunku 2.46.

Proces infiltracji opadów atmosferycznych zależy od czynników: geologicznych, geomorfologicznych, klimatycznych, biosferycznych oraz gospodarczej działalności człowieka.

Z czynników geologicznych podstawowe znaczenie dla zasilania wód podziemnych ma układ i struktura skał oraz ich przepuszczalność i pojemność wodna. Jeżeli przypowierzchniowa warstwa skał jest nieprzepuszczalna (np. gliny, iły) wsiąkanie opadów jest utrudnione, prawie cała ich ilość odpływa powierzchniowo lub paruje. W glebach zwięzłych tylko niewielkie ilości opadu zwilżają górne warstwy lub dostają się głębiej przez powstałe w nich w okresach posusznych spękania. Najłatwiej przebiega wsiąkanie opadów atmosferycznych w piaskach. Przenikanie wody do gleby i skał odbywa się drogą:

- a) zwilżania powierzchni cząstek i stopniowego wypełniania kapilar;
- b) przesiąkania (filtracja), czyli ruchu wody w kapilarach.

Natężenie infiltracji f_i określane jest jako stosunek objętości wody przenikającej przez jednostkę powierzchni gruntu w jednostce czasu:

$$f_i = \frac{V_w}{FT} \left[\frac{\text{m}^3}{\text{m}^2 \cdot \text{s}} = \frac{\text{m}}{\text{s}} \right]$$

Natężenie infiltracji zależy od rodzaju gruntu, ilości i rozkładu wilgoci w glebie oraz od ilości wody na powierzchni. Jeżeli natężenie opadu na powierzchnię gruntu przekracza natężenie infiltracji, ustala się maksymalne w danych warunkach

natężenie infiltracji, zwane zdolnością infiltracyjną f_{im} , a nadwyżka opadu nad ilością wody infiltrującej spływa powierzchniowo lub zostaje zretencjonowana na powierzchni terenu.

Na rysunku 2.47 przedstawiono dla trzech różnych gleb zależność między zdolnością infiltracyjną a czasem trwania deszczu. Z wykresów wynika, że zdolność infiltracyjna zależy m.in. od wilgotności początkowej gleby i czasu trwania deszczu.

Część infiltrującej wody zatrzymywana jest siłami kapilarnymi w strefie aeracji podnosząc jej wilgotność, pozostała ilość wody pod wpływem siły ciężkości przesiąka do strefy saturacji. W ośrodku nienasyconym, jakim jest strefa aeracji, występuje przepływ dwóch faz, gazowej i ciekłej. W związku z różną zwilżalnością gruntu przez ruchome fazy – lepiej zwilżająca woda wypełnia drobne pory, podczas gdy duże pory wypełnia powietrze.

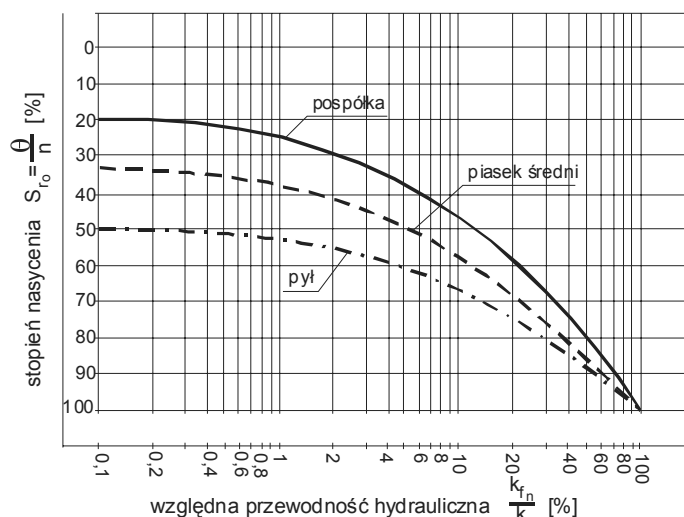


Rys. 2.47. Zdolność infiltracyjna gleb w zależności od czasu trwania opadu (wg S.S. Butlera), i – natężenie deszczu

W związku z powyższym, wodoprzepuszczalność ośrodka nienasyconego jest funkcją stopnia wilgotności $k_{fn} = f(S_r)$, przy czym stopień wilgotności definiuje się jako stosunek objętości wody do objętości porów gruntu.

Na rysunku 2.48 przedstawiono dla trzech gleb zależność między wodoprzepuszczalnością a stopniem wilgotności gruntu. Z rysunku wynika np., że gdy pory wypełnione są w połowie wodą ($S_r = 50\%$), wodoprzepuszczalność gruntu piaszczystego ze żwirem (pospółka) wynosi zaledwie około 10% wodoprzepuszczalności przy pełnym nasyceniu, a dla pyłów jest ona aż 1000 razy mniejsza.

Wsiąkanie wody w skały przepuszczalne (piaski) może w pewnych przypadkach utrudniać powietrze glebowe zamknięte w kapilarach. Gdy na powierzchnię suchego piasku (drobnoziarnistego) spadnie intensywny deszcz, woda wsiąkająca wypełni szybko górną, kilkucentymetrową warstwę do pełnej pojemności wodnej. Woda w kapilarach wsiąkając w głąb spręża zamknięte w porach powietrze, co uniemożliwia albo utrudnia ruch wody.



Rys. 2.48. Zależność względnej przewodności hydraulicznej od stopnia nasycenia gruntu [78]; θ – wilgotność objętościowa, n – porowatość

Stosunki geomorfologiczne w znacznym stopniu wpływają na kształtowanie się zależności między ilością opadów spływających do cieków wodnych w postaci spływu powierzchniowego a ilością wód wsiąkających w głąb i zasilających zbiorniki wód podziemnych. Uogólniając, najdogodniejsze warunki do infiltracji wód opadowych występują na terenach płaskich, nie przeciętych wąwozami i parowami. W miarę wzrostu nachylenia terenu zwiększa się ilość spływu powierzchniowego.

Czynniki klimatyczne cechują się znaczną zmiennością zarówno w okresie jednego roku, jak i w wieloletiu. Istotne znaczenie na zasilanie wód podziemnych ma wysokość, rozkład, częstotliwość, natężenie i charakter opadów. Jak można zauważyć na rysunku 2.8, odpływ podziemny wynosi $32,7 \text{ km}^3$ w ciągu roku, co stanowi 17,5% opadów atmosferycznych zraszających obszar Polski. W tych samych warunkach geologicznych i geomorfologicznych ilość odpływu podziemnego, a więc również i ilość opadów wsiąkających będzie głównie od przebiegu czynników meteorologicznych.

Według badań przeprowadzonych przez Ludina i Thoma (tab. 10) – w miarę wzrostu wysokości opadów wzrasta również wysokość infiltracji nie tylko co do wartości bezwzględnej, ale i względnej. Przy tej samej wysokości opadu rocznego ilość wód wsiąkających będzie się zmieniała w zależności od rozkładu opadów na poszczególne miesiące i dekady. W miarę wzrostu natężenia opadów (wysokość opadu w jednostce czasu) rośnie spływ powierzchniowy na niekorzyść wsiąkania. Przy opadach typu burzowego tylko nieznaczna część opadów wsiąka, główna ich część odpływa powierzchniowo.

Tabela 10

Zależność między wysokością opadów a infiltracją (wg Ludina i Thoma)

Roczna suma opadów mm	Infiltracja	
	mm	%
596	246	41,3
722	318	44,0
847	435	51,4

Z innych elementów klimatycznych o dużym wpływie na zasilanie wód podziemnych wymienić należy temperaturę powietrza i gleby, jej rozkład dobowy i w poszczególnych porach roku, proces zamarzania i rozmarzania gleby, prędkość i kierunek wiatru, parowanie.

Zjawisko zamarzania gleby jest na ogół bardzo skomplikowane. Głębokość zamarzania zależy nie tylko od temperatury minimalnej i jej przebiegu w czasie, ale także od pojemności i przewodności cieplnej gleby, od wysokości opadów (ciekłych i stałych), szaty roślinnej, uprawy gleby i rzeźby terenu.

Glebę uważamy za zamrożoną, jeżeli woda w niej zawarta znajduje się w stanie stałym. W większości przypadków zamrożona warstwa gleby stopniowo zwiększa swą grubość, poczynając od późnej jesieni aż do lutego. Od tego czasu grubość zamrożonej warstwy zmniejsza się wskutek rozmarzania od dołu. Zamrożona gleba uniemożliwia oczywiście wsiąkanie, stąd zagadnienie głębokości zamarzania oraz przebieg rozmarzania mają bardzo poważny wpływ na zasilanie wód podziemnych opadami zimowymi. Ilość wód, która z opadów zimowych zasila wody podziemne, zależy od przebiegu tajania śniegu i rozmarzania gleby. Jeżeli tajanie śniegu przypadnie na okres, w którym gleba jest głęboko zamrożona, prawie cała ilość wody z tajania śniegu odpłynie powierzchniowo, nie zasilając wód podziemnych. Najkorzystniejsze warunki zasilania z wód roztopowych występują wówczas, gdy proces tajania przypadnie na czas, gdy gleba jest już w całości rozmarzona. Warunki takie występują zwłaszcza na obszarach leśnych, jeżeli okres tajania śniegu przypada na marzec.

Czynniki **biosferyczne**, a w szczególności roślinne wpływają na zużycie wody (parowanie terenowe) oraz w niewielkim stopniu na wysokość i rozkład opadów oraz przepuszczalność górnej warstwy gleby. Szczególne znaczenie odgrywa przy tym las. Ogólnie biorąc las działa korzystnie, wyrównując odpływ (zmniejsza groźbę powodzi), działając obniżająco na temperaturę, zwiększa kondensację pary wodnej. Badania S. Baca i J. Szymańskiego wskazują na wzrost opadów na terenach zalesionych średnio o około 1,6 mm na każdy procent przyrostu lesistości. Zagadnienie jest jednak bardzo złożone, uwarunkowane położeniem terenu leśnego,

lokalnymi warunkami klimatycznymi i wieloma innymi czynnikami. Najbardziej korzystnie na gospodarkę wodną i bilans wodny oddziałuje las mieszany. Duży wpływ na wsiąkanie wody ma rodzaj gleby leśnej. Korzystnie działa próchnica trwała, zasadowa; próchnica surowa, kwaśna zmniejsza przepuszczalność gleby i trudno oddaje wodę.

Na terenach leśnych, na których wody gruntowe występują niżej niż 2,0 m, a opady w okresie wegetacji (maj – wrzesień) nie przekraczają 400 mm, zasilanie strefy saturacji odbywa się, ogólnie biorąc, poza okresem wegetacyjnym. Dlatego też o zasilaniu wód podziemnych decydują opady w okresie październik – kwiecień. Stwierdzenie to można rozszerzyć również na tereny upraw rolnych. Niskie opady w okresie jesienno-zimowym nie wyrównują odpływu podziemnego poprzedniego okresu i wywołują na ogół suszę hydrologiczną, odznaczającą się niskimi stanami wody gruntowej i małym zasilaniem rzek z odpływu podziemnego.

➤ 2.7.1. Wysokość zasilania infiltracyjnego strefy saturacji

Wyznaczenie ilości wody zasilającej przez infiltrację opadów strefę saturacji jest niezbędne do określenia dyspozycyjnych zasobów wód podziemnych. Przez wysokość zasilania strefy saturacji rozumiemy objętość wody docierającą do jednostkowej powierzchni warstwy wodonośnej w jednostce czasu. Wielkość zasilania (W) określić można np. w $\text{dm}^3 / (\text{s} \cdot \text{km}^2)$ lub jako prędkość przesiąkania na poziomie zwierciadła wody w mm/d , mm/rok .

Spośród metod stosowanych do wyznaczania wysokości zasilania (W) można wyróżnić:

- metody lizymetryczne, pozwalające na punktowe określenie zasilania;
- obliczenie wartości zasilania na podstawie rozwiązania równań opisujących przesiąkanie w strefie aeracji;
- określenie wysokości zasilania przez rozwiązanie zagadnienia odwrotnego modelu filtracji warstwy wodonośnej przy znanych parametrach ośrodka, stanach zwierciadła wody podziemnej oraz warunkach brzegowych i początkowych;
- wyznaczenie zasilania na podstawie znanej eksploatacji studni przy znanej powierzchni zlewni studni (powierzchnia depresji);
- metody hydrologiczne, które generalnie bazują na pomiarach odpływu w rzekach. Pomierzony odpływ rozdziela się na odpływ podziemny i powierzchniowy. Przy ustalonych stanach wody podziemnej stosunek objętości odpływu podziemnego do powierzchni zlewni rzeki określa wartość zasilania:

$$W = \frac{Q_g}{F} \left[\text{m}^3 / (\text{s} \cdot \text{km}^2) \right]$$

gdzie: Q_g – odpływ podziemny $Q_g = \frac{V_g}{T}$ [m^3/s], V_g – objętość odpływu podziemnego [m^3], T – czas [s], F – powierzchnia zlewni ciekłu [km^2].

Bardziej szczegółowo metody hydrologiczne opisano w podrozdziale 4.2.

➤ 2.7.1.1. Metody lizymetryczne

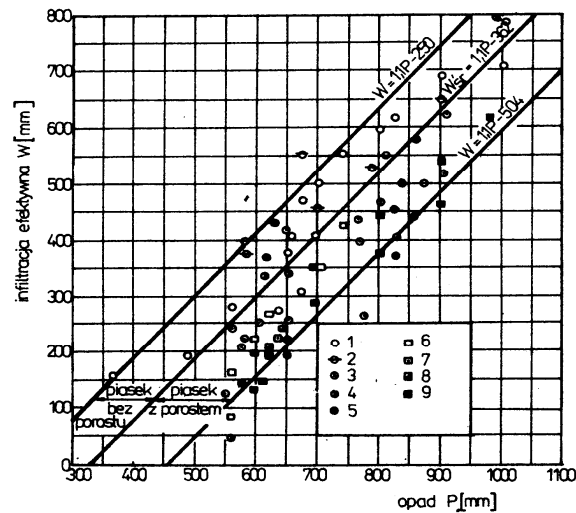
S. Dyck i T. Chardabellas (1963) przeanalizowali wszystkie opublikowane wyniki badań lizymetrycznych ze środkowej Europy i zestawili je w postaci dwóch wykresów, oddzielnie dla gleb piaszczystych (rys. 2.49) i gleb gliniastych (rys. 2.50). Z wykresów wynika, że infiltracja wzrasta liniowo ze wzrostem opadów, a linie W/P dla określonej gleby o różnym poroście są do siebie równoległe. Posługując się wykresami można wyznaczyć orientacyjne wartości zasilania w zależności od wysokości opadu, rodzaju gleby i porostu. W górnej części rysunku 2.50 podano wykres określający wpływ miąższości glin na wysokość zasilania wód podziemnych. Gliny o miąższości ponad 2 m zmniejszają praktycznie wysokość zasilania do zera. W tabeli 11 podano przykład, obliczonej na podstawie wykresów, wartości infiltracji dla opadu normalnego $P = 600$ mm.

Tabela 11

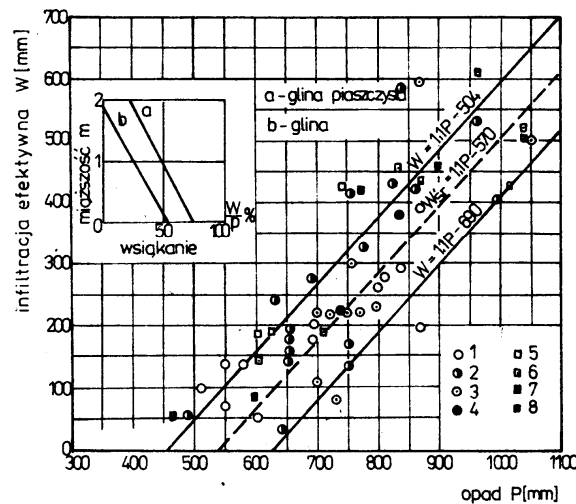
Średnia wartości infiltracji efektywnej przy opadzie $P = 600$ mm

Rodzaj gleby i porost	W [mm]	W/P [%]	q_w [$\text{dm}^3/\text{s} \cdot \text{km}^2$]
Piasek bez lub ze słabym porostem	354	59,0	11,2
Piasek z porostem trawy	227	37,8	7,6
Piasek gliniasty bez porostu	255	40,8	8,1
Piasek gliniasty z porostem	186	31,0	5,9
Gлина piaszczysta i less	141	23,5	4,5

Do określenia średniej wartości infiltracji efektywnej (zasilającej warstwę wodonośną) jakiegoś obszaru winniśmy dysponować mapą geologiczną lub glebową, określającą rodzaj warstw przypowierzchniowych, ich przepuszczalność i miąższość oraz charakter pokrycia terenu. Wartość infiltracji zlewni obliczamy jako średnią ważoną infiltracji powierzchni cząstkowych, określonej dla poszczególnych rodzajów gruntu i pokrycia.



Rys. 2.49. Zależność między infiltracją efektywną a wysokością opadów dla gleb piaszczystych [19]: 1 – piaski nieporośnięte, 2 – piaski słabo porośnięte, 3 – piaski porośnięte trawą, 4 – piaski w uprawie polowej, 5 – piaski pod młodnikiem leśnym, 6 – piaski zaglinione, nieporośnięte, 7 – piaski gliniaste porośnięte trawą, 8 – piaski gliniaste w uprawie polowej, 9 – piaski gliniaste pod warzywami



Rys. 2.50. Zależność między infiltracją efektywną a wysokością opadów dla gleb gliniastych [19]: 1 – gliny nieporośnięte, 2 – gliny porośnięte trawą, 3 – gliny w uprawie polowej, 4 – gliny pod warzywami, 5 – gliny piaszczyste i lessy nieporośnięte, 6 – gliny piaszczyste i lessy porośnięte trawą, 7 – gliny piaszczyste i lessy w uprawie polowej, 8 – gliny piaszczyste i lessy pod warzywami

Metodę obliczania ilustruje przykład: Należy obliczyć wartość infiltracji zlewni ze średnim opadem rocznym 600 mm, w której przy powierzchni występują następujące rodzaje gruntów:

20% piasek ze słabym porostem	$W = 380$ mm (z wykresu)
30% młodnik sosnowy na piaskach	$W = 275$ mm
35% piaski gliniaste z uprawami rolnymi	$W = 100$ mm
15% glina zwałowa, słabo przepuszczalna miąższości ponad 5 m	$W = 0$ mm

$$W_{\text{sr}} = \frac{380 \cdot 0,2 + 275 \cdot 0,3 + 100 \cdot 0,35 + 0 \cdot 0,15}{1} = 193,5 \text{ mm/rok}$$

$$q_{w\text{sr}} = \frac{193,5 \cdot 10^6}{31,5 \cdot 10^6} = 6,1 \text{ dm}^3 / (\text{s} \cdot \text{km}^2) = 6,1 \cdot 10^{-9} \text{ m}^3 / (\text{s} \cdot \text{m}^2)$$

($31,5 \cdot 10^6$ – liczba sekund w roku).

Orientacyjne wartości infiltracji efektywnej obliczyć można również na podstawie opracowanych przez G. Wedera wskaźników infiltracji $w = W/P$. Wartości wskaźników infiltracji w zależności od uziarnienia skał podłoża przedstawiono w tabeli 12.

Na podstawie wieloletnich badań wykonanych w byłej Katedrze Hydrogeologii Uniwersytetu Warszawskiego Z. Pazdro wyróżnia cztery klasy i warunki infiltracji, którym przypisał określone wartości wskaźników infiltracji efektywnej (tab. 13).

Porównując wartości infiltracji podane w tabelach 11–13, zwracają uwagę bardzo wysokie wartości według Dycka i Chardabellasa (tab. 11).

Tabela 12

Wskaźnik infiltracji opadów w zależności od udziału frakcji
 $d < 0,06$ mm w skałach przypowierzchniowych występujących do głębokości 2 m
(wg G. Wedera)

Rodzaj gruntu	Udział frakcji $d < 0,06$ mm [%]	Wskaźnik infiltracji efektywnej $w = W/P$	
		ekstremalnie	średnio
Żwiry i piaski	poniżej 10	0,60 – 0,30	0,55 – 0,40
Piaski pyłaste	10 – 25	0,45 – 0,10	0,40 – 0,20
Gliny piaszczyste, lessy	25 – 30	0,30 – 0,08	0,20 – 0,12
Gliny	30 – 80	0,05 – 0,0	0,12 – 0,03
Iły, mułowce	powyżej 80	0,05 – 0,0	0,03 – 0,0

Tabela 13

Wskaźniki infiltracji efektywnej według Z. Pazdry (1977)

Rodzaj utworów	Klasa i warunki infiltracji	Wskaźnik infiltracji $w = W/P$ [%]
Piaski i żwiry sandrowe, piaski pradolin, piaski wydmowe	I bardzo dobre	30
Piaski lodowcowe, piaski i żwiry ozów, piaski i żwiry moreny czołowej	II dobre	25
Torfy, aluwia, piaski lodowcowe na podłożu gliniastym	III średnie	20
Gliny zwałowe, osady jeziorne, ily	IV złe	5

Wartości określone przez Wedera i Pazdrę są zbliżone. Zwrócić należy jednak uwagę na fakt, że wskaźniki infiltracji według Wedera i Pazdry zależą tylko od rodzaju gruntów zalegających na powierzchni terenu, natomiast nie uwzględniają pokrycia terenu roślinnością ani wysokości opadów. Występowanie lat suchych i mokrych sprawia, że w tym samym miejscu w roku suchym warstwy wodonośne zasila np. tylko 10% opadów, w ekstremalnie mokrym natomiast 70% opadów.

W związku z tym wartości infiltracji dla określonego roku nie należałoby określać za pomocą wskaźników infiltracji (w procentach opadu), gdyż bez podania wysokości opadu są one niemiarodajne i prowadzić mogą do błędnych wniosków.

Dla zilustrowania wpływu użytkowania terenu na ewapotranspirację i infiltrację efektywną przedstawiono w tabeli 14 odpowiednie wartości określone dla terenów Niziny Renu – Menu (RFN) przez Brechtela (1978).

Tabela 14

Wskaźniki parowania terenowego i infiltracji efektywnej Niziny Renu – Menu z opadem normalnym $P = 663$ mm według Brechtela [78]

Sposób użytkowania terenu	Ewapotranspiracja		Infiltracja efektywna	
	ET [mm/r.]	ET/P [%]	W [mm/r.]	W/P [%]
Gęsta zabudowa	133	20	0	0
Gleba nieporośnięta	265	40	398	60
Gleba słabo porośnięta	345	52	318	48
Użytki orne	431	65	232	35
Luźna zabudowa	464	70	199	30
Użytki zielone	497	75	166	25
Krzewy	564	85	99	15
Lasy	597	90	66	10

➤ 2.8. Fizyczne, organoleptyczne, chemiczne i bakteriologiczne właściwości wód podziemnych

➤ 2.8.1. Właściwości fizyczne i organoleptyczne

Do cech **fizycznych** wód podziemnych, istotnych dla ich praktycznego wykorzystania, należą: temperatura, przezroczystość i mętność, barwa, przewodnictwo elektryczne i radoczynność.

Smak i zapach zaliczamy do właściwości **organoleptycznych**.

Temperatura wód podziemnych waha się w granicach 0–100°C; w pewnych przypadkach, jako wody przechłodzone, mogą mieć temperaturę poniżej 0°C. Temperatura wód podziemnych zależy od szeregu czynników, jak szerokość geograficzna, wysokość nad poziomem morza, głębokość pod powierzchnią Ziemi, prędkość przepływu wody, geologiczno-fizyczne właściwości środowiska geologicznego.

Temperatura wody wykazuje pewne wahania w zależności od głębokości występowania. Wahania dobowe sięgają do głębokości 0,8–1,0 m, sezonowe 5–8 m, a roczne 15–20 m. Głębokości te zależą od przewodnictwa cieplnego gleby i skał, struktury, wilgotności, pokrycia powierzchni terenu, ekspozycji i nachylenia terenu.

Na głębokości, w której zanikają wahania temperatur, rozciąga się strefa stałych temperatur, zwana strefą neutralną. Temperatura w tej strefie równa jest średniej temperaturze położenia tej miejscowości nad poziomem morza:

Poniżej strefy stałych temperatur, temperatura skał, a w ślad za tym także i wody, rośnie według wartości stopnia geotermicznego i na określonej głębokości jest zawsze stała. Na tej podstawie możliwe jest obliczenie teoretycznej temperatury wody na zadanej głębokości lub głębokości, z której pochodzi woda o określonej temperaturze:

$$T_H = t_{sr} + A + \frac{H - h}{g}$$

$$H = g [T_H - (t_{sr} + A)] + h$$

gdzie: T_H – temperatura wody na głębokości H [°C], t_{sr} – średnia roczna temperatura powietrza w danej miejscowości, A – współczynnik poprawkowy zależny od wysokości nad poziom morza, h – głębokość strefy stałych temperatur [m], g – stopień geotermiczny [m]. Stopień geotermiczny w południowej i zachodniej części kraju wynosi 30–40 m.

wysokość n.p.m.	0	500	1000
wartość A°C	0,8	1,0	1,3

Z uwagi na temperaturę dzielimy wody na podstawie kryterium hydrogeologicznego na wody:

chłodne $T < t_{sr}$

zwykłe $T = t_{sr}$

ciepłe $T > t_{sr}$

zaś według kryterium balneologicznego na wody:

zwykłe $T \leq 20^{\circ}\text{C}$

termalne $T > 20^{\circ}\text{C}$.

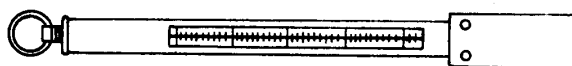
Wody termalne dzielą się z kolei w stosunku do temperatury ciała ludzkiego na:

hipotermalne, czyli podcieplne $T = 20 - 34^{\circ}\text{C}$

homeotermalne, czyli równocielne $T = 34 - 38^{\circ}\text{C}$

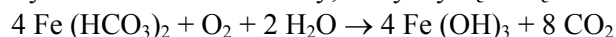
hipertermalne, nadcieplne $T > 38^{\circ}\text{C}$.

Pomiar temperatury wód podziemnych wykonuje się termometrem czerpakowym (rys. 2.51) o podziałce 0,1 lub 0,2°C. Termometr umieszczony jest w metalowej obudowie, której dolna, rozszerzona część tworzy zbiorniczek na wodę.



Rys. 2.51. Termometr czerpakowy

Przezroczystość i mętność. Przezroczystość wody jest to zdolność przepuszczenia przez nią promieni świetlnych. Odwrotnością przezroczystości jest mętność, czyli zdolność do absorbowania promieni świetlnych. Mętność wywołana jest obecnością zawiesin pyłowych lub koloidalnych pochodzenia mineralnego albo organicznego. W większości przypadków wody podziemne są doskonale przezroczyste. Dużą mętność wykazują wody bagienne oraz wody miocenijskie formacji brunatno-węglowej, w których zawarte są zawiesiny pyłu węgla brunatnego. Stosunkowo często występuje mętność żelazista, wywołana utlenieniem dwuwęglanu żelaza na koloidalny wodorotlenek żelazowy, który wytrąca się z wody:



Oznaczenie przezroczystości polega na określeniu wysokości słupa wody, przez który wzorcowy druk o wysokości liter 1,25 mm daje się odczytać. Miarą przezroczystości jest wysokość słupa wody w centymetrach, przy którym druk jest wyraźny i ostro czytelny.

Mętność oznacza się przez porównanie badanej wody umieszczonej w szklanym cylindrze z odpowiednimi wzorcami mętności. Wzorcami są szklane cylindry z wodą, w której znajdują się bardzo drobne zawiesiny ziemi okrzemkowej lub kaolinu o różnej zawartości wyrażonej w miligramach na decymetr sześcienny wody. Wzorzec określa następujące zawartości ziemi okrzemkowej: 0; 0,25; 0,50; 1 – 2 – 3 – 4 – 5 – 10 – 20 mg/dm³.

W praktyce często pomija się badania mętności i oznacza się ją przeliczając wyniki badania przezroczystości na odpowiednie wartości mętności wg przybliżonego wzoru $M = \frac{950}{P}$, w którym M – mętność wody w mg/dm³, P – przezroczystość, cm.

Przezroczystość cm	Mętność mg SiO ₂ /dm ³
3,5	270
4	235
20	47,5
300	3,2

Wynik badania mętności podajemy w mg SiO₂/dm³.

Poza określeniem mętności oznacza się również stopień sklarowania po 24-godzinnym odstaniu próbki objętości około 1 dm³, umieszczonej w cylindrze o wysokości 30 cm oraz określa się jakość osadu, np.: kłaczkowaty, mulisty, piaszczysty, i jego zabarwienie.

Barwa. Barwa **rzeczywista** spowodowana jest wyłącznie rozpuszczonymi w wodzie związkami, barwa pozorna zaś spowodowana jest mechanicznymi zawiesinami, które mogą być usunięte. Barwę oznacza się w stopniach skali platynowo-kobaltowej przez porównanie próbki ze wzorcami. Wyniki oznaczenia podaje się w mg Pt/dm³.

Tabela 15

Ocena mętności wody

Określenie przezroczystości	Zawartość zawiesiny SiO ₂ [mg/dm ³]	Określenie przezroczystości	Zawartość zawiesiny SiO ₂ [mg/dm ³]
Przezroczysta	0 – 1	lekko mętna	100 – 400
Słabo opalizująca	1 – 10	mętna	400 – 700
Opalizująca	10 – 100	bardzo mętna	> 700

Aktywność. Źródłem naturalnej radioaktywności wód podziemnych są pierwiastki promieniotwórcze należące do szeregów: uranowo-radowego, torowego lub aktynowego.

Jednostką bezwzględną natężenia radoczynności jest 1 bekerel (Bq), który równa się rozpadowi 1 atomu na sekundę.

Aktywność właściwą określa się liczbą bekereli na metr sześcienny wody (Bq/m^3). W zależności od natężenia promieniowania wyróżnia się radoczynność:

słabą	$< 80 \text{ Bq/dm}^3$,
średnią silną	$80 - 400 \text{ Bq/dm}^3$,
	$400 - 4000 \text{ Bq/dm}^3$.

Radoczynność niektórych źródeł w Polsce:

Krynica – źródło Jana	$- 6,6 \text{ Bq/dm}^3$,
Ciechocinek – solanka z głębokości 1000 m	$- 490 \text{ Bq/dm}^3$,
Lądek Zdrój – źródło Jerzego	$- 815 \text{ Bq/dm}^3$,
Świeradów – źródło M.C. Skłodowskiej	$- 2035 \text{ Bq/dm}^3$.

Smak. Odczucia smakowe zależne są od:

- wrażliwości narządów zmysłu smaku, tzw. kubków smakowych, znajdujących się na języku i oplecionych zakończeniami nerwowymi;
- temperatury wody;
- jakości i ilości rozpuszczonych lub zawieszonych substancji.

Przy dobrej wrażliwości najmniejsze stężenia potrzebne do wyczucia smaku wynoszą:

NaCl	$- 165 \text{ mg/dm}^3$,
MgSO ₄	$- 250 \text{ mg/dm}^3$,
KCl	$- 420 \text{ mg/dm}^3$

Wyróżnia się 6 stopni odczucia smaku:

Stopień	Odczuwalność smaku
0	brak
1	bardzo słaba
2	słaba
3	wyraźna
4	silna
5	bardzo silna

W zależności od substancji wywołujących smak rozróżnia się następujące rodzaje smaków:

słony	–	chlorek sodu,
gorzki	–	siarczan magnezu,
słodki (alkaliczny)	–	węglan sodu,
kwaśny	–	aluny

oraz tzw. posmak, jak np. metaliczny, rybi, fenolowy, słodkawy itp.

Zapach. Wody podziemne są przeważnie bez zapachu. Jedynie wody płytkie pozostające w ścisłym związku z bagnami, moczarami i torfowiskami, wody zakażone ściekami miejskimi lub przemysłowymi i niektóre wody mineralne mają mniej lub bardziej intensywny zapach.

Rozróżnia się 5 stopni natężenia zapachu – podobnie jak smaku. Woda przy natężeniu 3 stopnia jest niezdatna do picia, przy wyższych stopniach nie można jej również stosować do celów gospodarczych.

Pod względem jakości wyróżnia się dwie podstawowe grupy:

- 1) zapachy pochodzenia naturalnego, które dzielą się na dwa rodzaje:
 - a) zapachy roślinne wywołane związkami organicznymi, które nie znajdują się w stanie rozkładu (zapach ziemisty, torfowy, mszysty, kory drzewnej itp.), oznacza się je literą R;
 - b) zapachy gnilne, wywołane substancjami organicznymi w stanie rozkładu (stęchły, zbutwiałe, zgniłych jaj itp.), oznacza się je literą G;
- 2) zapachy specyficzne pochodzenia nienaturalnego spowodowane są zanieczyszczeniami wody podziemnej głównie ściekami, np.: chlorowy, fenolowy itp., oznacza się literą S.

➤ 2.8.2. Właściwości chemiczne wód podziemnych

Skład chemiczny wód podziemnych zależy przede wszystkim od rodzaju i właściwości skał, przez które woda się przesącza.

Najbardziej rozpowszechnione w wodach podziemnych są aniony: chloru Cl^- , siarczanowy SO_4^{2-} , wodorowęglanowy HCO_3^- oraz kationy: sodu Na^+ , wapnia Ca^{2+} , amonu NH_4^+ i magnezu Mg^{2+} . W mniejszych ilościach występują: CO_3^{2-} , NO_2^- , Mn^{2+} , H^+ , K^+ , Fe^{2+} .

Poza wymienionymi pierwiastkami w wodach podziemnych znajdować się mogą jako mikroelementy: lit, bor, fluor, glin, krzem, miedź, bar, ołów, chrom, arsen i inne pierwiastki **śladowe** – złoto, rubid, rtęć, oraz pierwiastki promieniotwórcze – radon, toron, aktynon, rad i tor.

Ogólna mineralizacja. Stopień zmineralizowania wody określa się przez **ogólną mineralizację**, której wskaźnikiem orientacyjnym jest masa **suchej pozo-**

stałości określająca przybliżoną zawartość nietlotnych składników wody. Ogólna mineralizacja oznaczona na podstawie suchej pozostałości jest nieco zaniżona, gdyż w procesie odparowywania i suszenia osadu następuje częściowy rozkład węglanów z wydzieleniem lotnego dwutlenku węgla. Suchą pozostałość wyznacza się przez odparowanie wody i wysuszenie powstałego osadu w temperaturze 105°C. Suchą pozostałość oblicza się jako stosunek masy suchego osadu do objętości próbki wody:

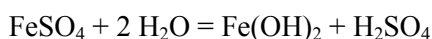
$$S = \frac{m_s}{V} \left[\text{mg/dm}^3 \right]$$

Według ogólnej mineralizacji dzieli się wody na trzy podstawowe grupy:

- | | |
|---------------------------------|--|
| a) normalne lub słodkie | $S < 500 \text{ mg/dm}^3$, |
| b) o podwyższonej mineralizacji | $S = 500 \text{ do } 1000 \text{ mg/dm}^3$, |
| c) mineralne | $S > 1000 \text{ mg/dm}^3$. |

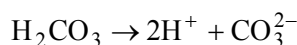
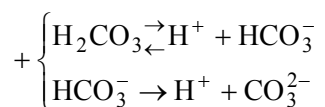
Stężenie jonów wodorowych – odczyn wody. W wodach podziemnych, które są złożonymi roztworami, wartość stężenia jonów wodorowych pH zależy przede wszystkim od dysocjacji rozpuszczonych składników. Symbol pH oznacza logarytm stężenia jonów wodorowych $[\text{H}^+]$ ze znakiem ujemnym: $\text{pH} = -\log [\text{H}^+]$

Podczas hydrolizy soli słabej zasady i słabego kwasu odczyn roztworu pozostaje praktycznie obojętny. Hydroliza soli słabego kwasu i mocnej zasady wytwarza roztwór alkaliczny, a hydroliza soli pochodzącego z mocnego kwasu i słabej zasady – roztwór kwaśny. Do soli mocnego kwasu i słabej zasady spotykanych w wodach podziemnych należy np. siarczan żelazawy FeSO_4 , który w pewnych warunkach reaguje z wodą według równania:

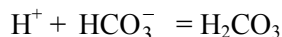


Powstający kwas siarkowy jest o wiele bardziej zdysocjowany niż wodorotlenek żelazawy, który jako związek łatwo utleniający się przechodzi w trudno rozpuszczalny wodorotlenek żelazowy $\text{Fe}(\text{OH})_3$.

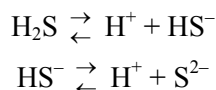
Dysocjacja kwasu węglowego przebiega w dwóch etapach wg reakcji:



Powstały kwas może być z kolei zobojętniany przez wodorowęglany w myśl równania:



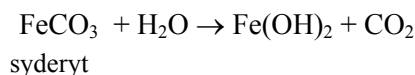
Dzięki obecności dwutlenku węgla (H_2CO_3) i wodorowęglanów HCO_3^- wody te mogą zobojętnić pewną ilość mocnych kwasów, jak również mocnych zasad wprowadzonych do nich, zachowując przy tym stałość lub niewielką zmienność pH. Innym składnikiem, występującym głównie w wodach zaskórnych i w skałach gipsowych, a obniżającym wartość pH, jest siarkowodor. Jego dysocjacja przebiega dwustopniowo według reakcji:



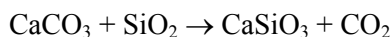
Wody podziemne o normalnej mineralizacji wykazują pH najczęściej w granicach 7–8, wody mineralne pH = 5 do 9,5. Wody o stężeniu jonów wodorowych pH mniejszym od 7 są w mniejszym lub większym stopniu agresywne, tzn. działają niszcząco w stosunku do betonu, żelaza i stali. Wody do picia i potrzeb gospodarczych powinny mieć odczyn pH = 6,5–9,0.

Dwutlenek węgla CO_2 . Źródłem dwutlenku węgla są procesy magmowe i chemiczne, fizjologiczne oraz gospodarcza działalność człowieka.

Przykładem procesów chemicznych mogą być następujące reakcje wietrzenia węglanów, np.:

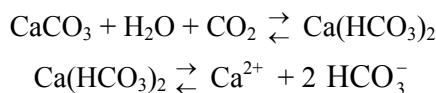


lub reakcji krzemionki z kalcytem w toku procesów metamorficznych:



W procesach magmowych i wulkanicznych powstają ogromne ilości dwutlenku węgla, który szczelinami dostaje się do wody podziemnej, gdzie łatwo się rozpuszcza.

Dwutlenek węgla odgrywa dużą rolę przy rozpuszczaniu niektórych węglanów, zwłaszcza wapnia i magnezu. Węglan wapnia (kalcyt) CaCO_3 jest stosunkowo słabo rozpuszczalny. Jego rozpuszczalność w temperaturze 20°C wynosi zaledwie $15,3 \text{ mg/dm}^3$. W wodzie zawierającej dwutlenek węgla, węglany przechodzą w dobrze rozpuszczalne wodorowęglany:

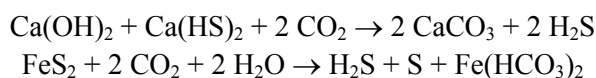


Rozpuszczalność wodorowęglanu wapnia wynosi 1160 mg/dm^3 . Dwutlenek węgla, który związany został w wodorowęglan, nazywamy związanym CO_2 .

Wodorowęglan wapnia może utrzymywać się w stanie rozpuszczonym tylko wtedy, gdy istnieje jeszcze pewna minimalna ilość wolnego CO_2 , która pozostaje w równowadze z jonami HCO_3^- . Dwutlenek ten nazywamy zrównoważonym albo przynależnym. W przypadku zmniejszenia wolnego CO_2 poniżej ilości równoważącej HCO_3^- wodorowęglan przejdzie w węglan wapnia CaCO_3 , który wytrąca się w postaci osadu (kamień kotłowy, martwice wapienne, wapienie łąkowe itp.). Ilość wolnego CO_2 większą od zrównoważonego nazywamy agresywnym. Gdy agresywny CO_2 występuje w ilości większej niż 4 mg/dm^3 , działa on korozyjnie na beton, cement i metale.

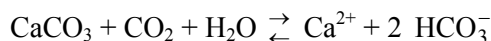
Tlen. Zawartość tlenu w wodach podziemnych jest bardzo mała. Na pewnej głębokości, którą nazywamy granicą tlenową, tlen zupełnie zanika.

Siarkowodór. H_2S powstaje w płytkich wodach z rozkładu i fermentacji ciał białkowych lub wskutek redukcji siarczków:



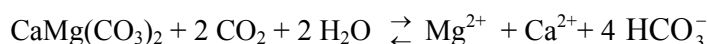
Wykrywa go się łatwo na podstawie charakterystycznego zapachu. Siarkowodór jest trujący. Wody zawierające H_2S nie mogą być używane do celów pitnych lub gospodarczych. Działa agresywnie w stosunku do metali.

Wapń. Jest on jednym z najbardziej rozpowszechnionych w wodzie podziemnej pierwiastkiem:



Zawartość wapnia w wodach bliższych powierzchni terenu nie przekracza 1 g/dm^3 .

Magnez. Występuje on rzadziej niż wapń i w mniejszych ilościach. Powstaje przez ługowanie dolomitu $\text{CaMg(CO}_3)_2$, analogicznie jak wapń:



Przy zawartości ponad 1000 mg/dm^3 jest źródłem agresywności magnezowej.

Twardość wody. Obecność soli **wapniowych i magnezowych** w wodzie warunkuje bardzo ważną właściwość chemiczną, zwaną twardością wody. Im większe jest stężenie jonów Ca^{2+} i Mg^{2+} , tym większa jest twardość wody.

W wodach słabo zmineralizowanych zawartość Ca^{2+} jest zwykle 3–4 razy większa niż jonów Mg^{2+} . Ze wzrostem mineralizacji wody wzrasta zawartość soli magnezu. W wodach wodorowęglanowych przy ogólnej mineralizacji do 500 mg/dm^3 stosunek wapnia do magnezu wynosi najczęściej od 4:1 do 2:1. Przy podwyższonej mineralizacji do 1000 mg/dm^3 stosunek Ca^{2+} do Mg^{2+} dochodzi do 1:1, a przy

mineralizacji powyżej 1000 mg/dm^3 zawartość jonów magnezowych przewyższa zawartość jonów wapniowych. W wodzie morskiej zawartość jonów magnezowych jest 3–4 razy większa niż jonów wapniowych.

Twardość **węglanowa** nazywana też przemijającą wywołana jest przez wodorowęglany wapnia i magnezu. W czasie gotowania wody uchodzi zrównoważony CO_2 i następuje strącanie się nierozpuszczalnych węglanów. W nieznacznym stopniu twardość węglanowa wywołana jest obecnością węglanów i wodorotlenków wapnia i magnezu.

Twardość **niewęglanowa** (twardość stała) spowodowana jest obecnością mniej pospolitych soli wapniowych i magnezowych, takich jak siarczany i chlorki, rzadziej azotany, fosforany, krzemiany. Sole te nie wytrącają się podczas gotowania.

Suma twardości węglanowej i niewęglanowej jest twardością **ogólną**.

Obowiązującą w Polsce jednostką twardości wody jest jeden $\text{mg CaCO}_3/\text{dm}^3$ wody, znana w literaturze jako stopień amerykański. Poprzednio stosowaną jednostką był miligramorównoważnik (mval) jonu Ca lub Mg w 1 litrze wody, przy czym 1 mval odpowiada obecności $20,04 \text{ mg Ca}^{2+}$ lub $12,15 \text{ mg Mg}^{2+}$. Poza oznaczeniem twardości w miligramorównoważnikach stosowane są skale twardości podane w stopniach, przy czym najczęściej stosowane są stopnie niemieckie, rzadziej francuskie lub angielskie (tab. 16).

Tabela 16

Związki między stopniami twardości wody

Stopień twardości	Jednostka	Odpowiada stopniowi				
		Amerykański	Niemiecki	Francuski	Angielski	mval/dm ³
Amerykański	$1 \text{ mg CaCO}_3 / \text{dm}^3$	1,00	0,05	0,10	0,07	0,02
Niemiecki	$10 \text{ mg CaO} / \text{dm}^3$	17,90	1,00	1,79	1,25	0,357
Francuski	$10 \text{ mg CaCO}_3 / \text{dm}^3$	10,00	0,56	1,00	0,70	0,20
Angielski	$14,3 \text{ mg CaCO}_3$	14,30	0,80	1,43	1,00	0,286
mval/dm ³	$28 \text{ mg CaO} / \text{dm}^3$	50,00	2,80	5,01	3,50	1,00

Zależnie od stopnia twardości ($\text{mg CaCO}_3/\text{dm}^3$) określa się wodę jako:

bardzo miękką	$\leq 7,5$
miękką	75 – 150
średnio twardą	150 – 300
twardą	300 – 500
bardzo twardą	> 500

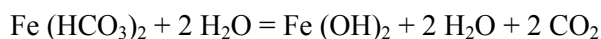
Woda twarda ujemnie wpływa na smak niektórych środków spożywczych, np. kawy i herbaty, zwiększa zużycie mydła przy myciu i praniu. Woda twarda wpływa na tworzenie się twardego osadu w postaci „kamienia kotłowego” w naczyniach kuchennych, kotłach parowych, przewodach wodociągowych. Stąd też twardość wody pitnej i do celów gospodarczych nie może przekraczać 20°n ($7,1 \text{ mval/dm}^3$), najlepiej $8\text{--}12^\circ \text{n}$ ($140\text{--}220 \text{ mg CaCO}_3/\text{dm}^3$).

Dla wód przemysłowych wymagania w odniesieniu do twardości są różne w zależności od jej wpływu na jakość produkcji.

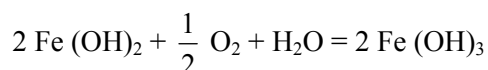
Wody podziemne zbyt miękkie, poniżej 5°n ($90 \text{ mg CaCO}_3/\text{dm}^3$), działają ługująco w stosunku do betonu i cementu. Fundamenty budowli znajdujące się w środowisku bardzo miękkiej wody podziemnej muszą być odpowiednio zabezpieczone przed niszczącym działaniem wody.

Żelazo i mangan. Żelazo i mangan występują w wodach podziemnych w niewielkiej ilości, nieco większa ich zawartość występuje w utworach czwartorzędowych w postaci wodorowęglanu żelazawego $\text{Fe}(\text{HCO}_3)_2$ lub manganu $\text{Mn}(\text{HCO}_3)_2$ oraz w postaci łatwo rozpuszczalnych siarczanów FeSO_4 i MnSO_4 . Nie duże ilości, rzędu dziesiątych mg/dm^3 , powodują zmianę smaku wody (smak atramentu). Obecność w wodzie jonów żelazawych Fe^{2+} stwarza sprzyjające warunki do rozwoju bakterii żelazistych. W przewodach wodociągowych tworzy się szlamisty osad, który z czasem twardnieje, zmniejszając czynną powierzchnię przepływu aż do całkowitego zatkania rur. Woda z większą zawartością żelaza i manganu nie może być stosowana w pralniach, farbiarniach i przemyśle spożywczym. Wody do picia i celów gospodarczych nie mogą zawierać ogólnego Fe ponad $0,5 \text{ mg/dm}^3$ oraz manganu Mn^{2+} ponad $0,1 \text{ mg/dm}^3$.

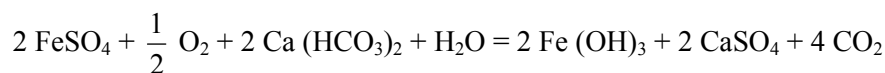
Wody zawierające znaczne ilości związków żelaza w postaci wodorowęglanu żelazawego ulegają zmętnieniu wskutek hydrolizy węglanu żelazawego:



Tworzący się wodorotlenek żelazawy łatwo utlenia się do wodorotlenku żelazowego wydzielającego się z wody jako trudno rozpuszczalny osad w postaci brunatnych kłaczków:

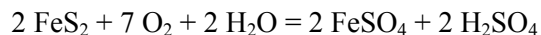


W wodach zawierających siarczan żelazawy reakcje hydrolizy i utleniania przebiegają podobnie. Sumaryczna reakcja wyraża się równaniem:



Jon chlorkowy i siarczanowy. **Jon chlorkowy** należy do najbardziej rozpowszechnionych, towarzyszy jonom sodu i potasu, wywołując zasolenie wód. Wpływa ujemnie na smak i zapach. W wodach pitnych zawartość jonu chlorkowego nie może przekraczać $250 \text{ mg Cl}^-/\text{dm}^3$, obecność wolnego chloru dopuszczalna jest tylko w razie chlorowania wody w ilości $0,3\text{--}0,5 \text{ mg Cl}_2/\text{dm}^3$.

Jon siarczanowy SO_4^{2-} towarzyszy jonom Ca^{2+} , rzadziej Mg^{2+} , Na^+ i Fe^{2+} . Głównym jego źródłem jest ługowanie skał siarczanowych – gipsu, anhydrytu, soli magnezowo-potasowych. Niekiedy podczas utleniania siarczków metali ciężkich powstają siarczany tych metali i kwas siarkowy, np. według następującej reakcji:



Tworzący się kwas siarkowy reaguje z otaczającym złożem, głównie z CaCO_3 , dając gips i dwutlenek węgla. Często jon siarczanowy dostaje się do płytkich wód podziemnych wskutek rozkładu i utleniania substancji organicznych. Zawartość jego w wodach do picia nie może przekraczać $200 \text{ mg SO}_4^{2-}/\text{dm}^3$. W ilościach ponad $250 \text{ mg SO}_4^{2-}/\text{dm}^3$ działa agresywnie w stosunku do betonu. Agresywność siarczanowa polega na wydzieleniu się i krystalizacji soli siarczanowych (np. $\text{CaSO}_4 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ – gips) w porach betonu. Narastające kryształy powodują spęcznienie i spękanie betonu.

Związki azotowe. Występują one w postaci jonów amonowych NH_4^+ , jonów azotynowych NO_2^- i azotanowych NO_3^- . Większe ich ilości, rzędu kilku lub kilkunastu mg/dm^3 , występują w niektórych wodach płytkich, do których mogą dostać się ze źródeł powierzchniowego zanieczyszczenia. Wskutek rozkładu substancji białkowych powstaje, przy współudziale bakterii gnilnych, amoniak (w ściekach fekalnych i przemysłowych, gazowni, koksowni, fabryk chemicznych).

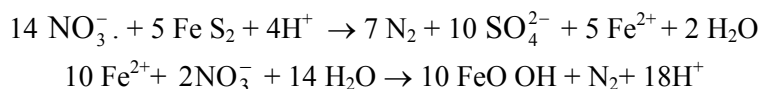
Amoniak utlenia się przy współudziale bakterii nitryfikacyjnych na azotyny, te z kolei na azotany. W związku z tym wzajemny stosunek amoniaku, azotynów i azotanów jest ważnym wskaźnikiem jej zanieczyszczenia.

Amoniak lub jon amonowy NH_4^+ głębokich wód towarzyszy złożom gazu ziemnego i ropy naftowej, w związku z czym może być cennym wskaźnikiem hydrogeochemicznym przy poszukiwaniu złóż ropy naftowej.

Obecność amoniaku w wodzie płytkiej wskazuje na świeże źródło zanieczyszczenia, równoczesna zaś obecność amoniaku, azotynów i azotanów wskazuje, że woda jest od długiego czasu zanieczyszczana.

W warunkach beztlenowych azotany i azotyny przy udziale bakterii denitryfikacyjnych redukowane są do formy gazowej N_2 .

Denitryfikacja przebiegać może również dzięki obecności pirytu FeS_2 . Piryty występują często w osadach wodnolodowcowych. Reakcja denitryfikacji katalizowana jest przez bakterie *Thiobacillus denitrificans*:



W wyniku tej reakcji pojawia się w wodzie podziemnej podwyższona koncentracja siarczanów i żelaza.

➤ 2.8.3. Zakres badań fizycznych i chemicznych właściwości wód podziemnych

Określenie podstawowych cech fizycznych i chemicznych jest niezbędne do charakterystyki technicznej i hydrogeologicznej wód podziemnych. Zakres analizy zależy od celu, jakiemu ma służyć i winien być każdorazowo ustalany przez hydrogeologa i technologa. W przypadku okresowo powtarzanych badań można wykonać tzw. analizy skrócone. Orzeczenie o wynikach badań powinno zawierać następujące informacje: dane dotyczące laboratorium wykonującego badania, osoby, która pobrała próbkę wody, lokalizacji ujęcia, czasu i sposobu pobrania próbki, ilości i głębokości pobrania wody, warstwy wodonośnej. Próbkę wody ze studni należy pobierać po odpompowaniu objętości wody odpowiadającej, co najmniej 3-krotnej pojemności studni.

Dla wód przeznaczonych do picia wykonuje się oznaczenia wynikające z przepisów o jakości wód przeznaczonych do spożycia [5]. W tabeli 17 podano wartości najwyższych dopuszczalnych stężeń zgodnie z Rozporządzeniem Ministra Zdrowia z dnia 29 marca 2007 (Dz.U.2007.61.417). Rozporządzenie określa wymagania dotyczące jakości wody do spożycia przez ludzi, częstotliwość i zakres badań wody, program monitoringu jakości wody, sposób nadzoru nad laboratoriami wykonującymi badania jakości wody oraz sposób informowania konsumentów o jakości wody.

Tabela 17

Wymagania jakim powinna odpowiadać woda przeznaczona do spożycia przez ludzi wg rozp. Ministra Zdrowia z dnia 29 marca 2007 r. [5']

I. Podstawowe wymagania mikrobiologiczne

L.p.	Parametr	Najwyższa dopuszczalna wartość	
		Liczba mikroorganizmów [jtk]	Objętość próbki [ml]
1.	<i>Escherichia coli</i>	0	100
2.	Enterokoki	0	100

II. Podstawowe wymagania chemiczne

L.p.	Parametry	Najwyższe dopuszczalne stężenie	Jednostka
1.	Akryloamid	0.10 ^{1), 2)}	µg/l
2.	Antymon	0.005	mg/l
3.	Arsen	0.010	mg/l
4.	Azotany	50 ³⁾	mg/l
5.	Azotyny	0.50 ³⁾	mg/l
6.	Benzen	1.0	µg/l
7.	Benzo(a)piren	0.010	µg/l
8.	Bor	1.0	mg/l
9.	Bromiany	0.025 ^{3a)}	mg/l
9a	Bromiany	0.010 ^{4), 5)}	
10.	Chlorek winylu	0.50 ^{2), 6)}	µg/l
11.	Chrom	0.050	mg/l
12.	Cyjanki	0.050	mg/l
13.	1,2 – Dichloroetan	3.0	µg/l
14.	Epichlorohydryna	0.10 ^{1), 2)}	µg/l
15.	Fluorki	1.5	mg/l
16.	Kadm	0.005	mg/l
17.	Miedź	2.0 ⁷⁾	mg/l
18.	Nikiel	0.020	mg/l
19.	Ołów	0.025 ^{7a)}	mg/l
19a	Ołów	0.010 ^{7b)}	
20.	Pestycydy	0.10 ^{8), 9)}	µg/l
21.	Σ Pestycydów	0.50 ^{8), 10)}	µg/l
22.	Rtęć	0.001	mg/l
23.	Selen	0.010	mg/l
24.	Σ Trichloroetenu i Tetrachloroetenu	10	µg/l
25.	Σ Wielopierścieniowych węglowodorów aromatycznych	0.10 ¹¹⁾	µg/l
26.	Σ THM	150 ^{3a)}	µg/l
26a	Σ THM	100 ^{4), 5), 12)}	

Objaśnienia:

- 1) Oznaczać, gdy wystąpienie parametru w wodzie może wynikać ze stosowanej technologii uzdatniania wody lub materiałów konstrukcyjnych zastosowanych w instalacjach.
- 2) Wartość odnosi się do stężenia pozostałości monomeru w wodzie, obliczonego zgodnie ze specyfikacjami maksymalnego uwalniania z odpowiedniego polimeru w kontakcie z wodą.
- 3) Należy spełnić warunek: $[\text{azotany}]/50 + [\text{azotyny}]/3 \leq 1$, gdzie wartości w nawiasach kwadratowych oznaczają stężenie azotanów (NO_3) i azotynów (NO_2) w mg/l, ponadto aby stężenie azotynów w wodzie wprowadzanej do sieci wodociągowej lub innych urządzeń dystrybucji nie przekraczało wartości 0,10 mg/l.
- 3a) Stosuje się do dnia 1 stycznia 2008 r.
- 4) Stosuje się od dnia 1 stycznia 2008 r.
- 5) W miarę możliwości, bez ujemnego wpływu na dezynfekcję, powinno dążyć się do osiągnięcia niższej wartości.
- 6) Oznaczać w wodzie przesyłanej instalacjami z polichlorku winylu.
- 7) Wartość dopuszczalna, jeżeli nie powoduje zmiany barwy wody spowodowanej agresywnością korozyjną wody dla rur miedzianych.
- 7a) Stosuje się do dnia 1 stycznia 2013 r.
- 7b) Stosuje się od dnia 1 stycznia 2013 r.
- 8) Termin „pestycydy” obejmuje organiczne: insektycydy, herbicydy, fungicydy, nematocydy, akarycydy, algicydy, rodentocydy, slimicydy, a także produkty pochodne (m. in. regulatory wzrostu) oraz ich pochodne metabolity, a także produkty ich rozkładu i reakcji; oznaczać jedynie te pestycydy, których występowania w wodzie można oczekiwać.
- 9) Wartość stosuje się do każdego poszczególnego pestycydu. W przypadku aldryny, dieldryny, heptachloru i epoksydu heptachloru NDS wynosi 0,030 $\mu\text{g/l}$.
- 10) Σ „pestycydów” oznacza sumę poszczególnych pestycydów wykrytych i oznaczonych ilościowo w ramach monitoringu.
- 11) Wartość oznacza sumę stężeń wyszczególnionych związków:
benzeno(b)fluoranten,
benzeno(k)fluoranten,
benzeno(gih)perylene,
indeno(1,2,3,-c,d)piren.
- 12) Σ THM – Wartość oznacza sumę stężeń związków:
trichlorometan,
dichlorobromometan,
dibromochlorometan,
tribromometan.

III. Dodatkowe wymagania mikrobiologiczne, organoleptyczne, fizykochemiczne oraz radiologiczne

A. Wymagania mikrobiologiczne

L.p.	Parametr	Najwyższa dopuszczalna wartość parametru w próbce wody	
		Liczba mikroorganizmów [jtk]	Objętość próbki [ml]
1.	Bakterie grupy coli ¹⁾	0	100
2.	Ogólna liczba mikroorganizmów w (36±2)°C po 48h	50	1
3.	Ogólna liczba mikroorganizmów w (22±2)°C po 72h	100	1
4.	<i>Clostridium perfringens</i> (łącznie ze sporami) ²⁾	0	100

B. Wymagania organoleptyczne i fizykochemiczne

L.p.	Parametr	Dopuszczalne zakresy wartości ³⁾	Jednostka
1.	Amonowy jon	0,50	mg/l
2.	Barwa	15 ⁴⁾	mg/l ⁵⁾
3.	Chlorki	250 ⁶⁾	mg/l
4.	Glin	0,200	mg/l
5.	Mangan	0,050	mg/l
6.	Mętność	1	NTU
7.	Ogólny węgiel organiczny	5,0 ⁷⁾	mg/l
8.	pH	6,5-9,5 ⁶⁾	
9.	Przewodność	2500 ⁶⁾	μS/cm ⁸⁾
10.	Siarczany	250 ⁶⁾	mg/l
11.	Smak	Akceptowalny ⁴⁾	-
12.	Sód	200	mg/l
13.	Utlenialność z KmnO ₄	5 ^{9), 10)}	mg/l
14.	Zapach	Akceptowalny ⁴⁾	-
15.	Żelazo	0,200	mg/l

C. Wymagania radiologiczne

L.p.	Parametr	Dopuszczalne zakresy wartości ³⁾	Jednostka
1.	Tryt	100	Bq/l
2.	Całkowita dopuszczalna dawka	0,10 ^{11), 12)}	mSv/rok

Objaśnienia:

- 1) Dopuszcza się pojedyncze bakterie wykrywane sporadycznie, nie w kolejnych próbkach, do 5% próbek w ciągu roku.
- 2) Należy badać w wodzie pochodzącej z ujęć powierzchniowych i mieszanych, a w przypadku przekroczenia dopuszczalnych wartości należy zbadać, czy nie ma zagrożenia dla zdrowia ludzkiego wynikającego z obecności innych mikroorganizmów chorobotwórczych, np.: *Cryptosporidium*.
- 3) W przypadku podania jednej wartości dolna wartość zakresu wynosi zero.
- 4) Akceptowalny przez konsumentów i bez nieprawidłowych zmian.
- 5) Wyrażona w mg/l Pt.
- 6) Parametr powinien być uwzględniony przy ocenie agresywnych właściwości korozyjnych wody.
- 7) Nie musi być oznaczany dla produkcji wody mniejszych niż 10 000 m³ dziennie.
- 8) Oznaczana w temperaturze 25°C.
- 9) Nie musi być oznaczany, jeśli badane jest OWO.
- 10) Indeks nadmanganianowy – utlenianie powinno być przeprowadzone w ciągu 10 min w temperaturze 100°C w środowisku kwaśnym z wykorzystaniem nadmanganianu.
- 11) Wyłączając tryt, potas-40, radon i produkty rozkładu radonu.
- 12) Częstotliwość i metody monitorowania zostaną określone w terminie późniejszym.

IV. Dodatkowe wymagania chemiczne

L.p.	Parametry	Dopuszczalne zakresy wartości ¹⁾	Jednostka
1.	Bromodichlorometan	0,015	mg/l
2.	Chlor wolny ²⁾	0,3 ³⁾	mg/l
3.	Chloraminy	0,5	mg/l
4.	Σ Chloranów i chlorynów ⁴⁾	0,7	mg/l
5.	Ozon ⁵⁾	0,05	mg/l
6.	Formaldehyd	0,050	mg/l
7.	Ftalan dibutyłu	0,020	mg/l
8.	Magnez	30-125 ⁶⁾	mg/l
9.	Srebro	0,010	mg/l
10.	Tetrachlorometan (Czterochlorek węgla)	0,002	mg/l
11.	Σ Trichlorobenzenów	0,020	mg/l
12.	2,4,6 – trichlorofenol	0,200	mg/l
13.	Trichlorometan (Chloroform)	0,030	mg/l
14.	Twardość	60-500 ⁷⁾	mg/l

Objaśnienia:

- 1) W przypadku podania jednej wartości dolna wartość zakresu wynosi zero.
- 2) W punkcie czerpalnym u konsumenta, jeżeli woda jest dezynfekowana chlorem lub jego związkami.
- 3) Dopuszczalne stężenie wolnego chloru w zbiorniku magazynującym wodę w środkach transportu lądowego, powietrznego lub wodnego wynosi 0,3–0,5 mg/l.
- 4) W punkcie czerpalnym u konsumenta, jeżeli woda jest dezynfekowana dwutlenkiem chloru.
- 5) W punkcie czerpalnym u konsumenta, jeżeli ozon jest stosowany w procesie uzdatniania wody.

- 6) Nie więcej niż 30 mg/l magnezu, jeżeli stężenie siarczanów jest równe lub większe od 250 mg/l. Przy niższej zawartości siarczanów dopuszczalne stężenie magnezu wynosi 125 mg/l; wartość zalecana ze względów zdrowotnych – oznacza, że jest pożądana dla zdrowia ludzkiego, ale nie nakłada obowiązku uzupełniania minimalnej zawartości podanej w niniejszym załączniku przez przedsiębiorstwo wodno-kanalizacyjne.
- 7) W przeliczeniu na węglan wapnia; wartość zalecana ze względów zdrowotnych – oznacza, że jest to wartość pożądana dla zdrowia ludzkiego, ale nie nakłada obowiązku uzupełniania minimalnej zawartości podanej w niniejszym załączniku przez przedsiębiorstwo wodno-kanalizacyjne.

V. Zakres parametrów objętych monitoringiem kontrolnym i przeglądownym

1. Minimalny zakres parametrów objętych monitoringiem kontrolnym	
Woda przeznaczona do spożycia przez ludzi	
Pochodząca z ujęć powierzchniowych	Pochodząca z ujęć podziemnych
1.1. Parametry fizyczne i organoleptyczne	
1. Barwa	1. Barwa
2. Mętność	2. Mętność
3. pH	3. pH
4. Przewodność	4. Przewodność
5. Zapach	5. Zapach
6. Smak	6. Smak
1.2. Parametry chemiczne	
1. Amonowy jon	1. Amonowy jon
2. Azotany	2. Azotany
3. Azotyny	3. Azotyny
4. Chlor wolny ¹⁾	4. Chlor wolny ¹⁾
5. Σ Chloranów i chlorynów ²⁾	5. Σ Chloranów i chlorynów ²⁾
6. Glin ³⁾	6. Glin ³⁾
	7. Mangan
	8. Żelazo
1.3. Parametry mikrobiologiczne	
1. <i>Escherichia coli</i>	1. <i>Escherichia coli</i>
2. Enterokoki	2. Enterokoki
3. Bakterie grupy coli	3. Bakterie grupy coli
4. <i>Clostridium perfringens</i> łącznie ze sporami	
2. Zakres parametrów objętych monitoringiem przeglądownym	
Obejmuje wszystkie parametry zawarte w załącznikach nr 1–3 do rozporządzenia oraz parametry o lp. 2, 4 i 5 z załącznika nr 4 do rozporządzenia w zależności od stosowanych metod dezynfekcji wody.	

Objaśnienia:

- ¹⁾ Oznaczać, jeżeli woda jest dezynfekowana chlorem lub jego związkami.
- ²⁾ Oznaczać, jeżeli woda jest dezynfekowana dwutlenkiem chloru.
- ³⁾ Oznaczać przy stosowaniu związków glinu jako koagulanta lub gdy glin zawarty w wodzie jest pochodzenia naturalnego, w obu przypadkach zawartość glinu w wodzie powinna być badana u konsumenta.

VI. Minimalna częstotliwość pobierania próbek wody do badań

Objętość rozprowadzanej lub produkowanej wody w strefie zaopatrzenia ^{1), 2)} (m ³ /24h)	Monitoring kontrolny (liczba próbek / rok)	Monitoring przeglądowy (liczba próbek / rok)
≤ 100	³⁾	³⁾
100 ÷ 1 000	4	1
1 000 ÷ 10 000	4 + 3 na każde 1 000 m ³ /24h i części tej wartości stanowiącej uzupełnienie do całości	1 + 1 na każde 3 300 m ³ /24 h i na część tej wartości stanowiącej uzupełnienie do całości
10 000 ÷ 100 000		3 + 1 na każde 10 000 m ³ /24 h i na część tej wartości stanowiącej uzupełnienie do całości
> 100 000		10 + 1 na każde 25 000 m ³ /24 h i na część tej wartości stanowiącej uzupełnienie do całości

- ¹⁾ Strefa zaopatrzenia jest geograficznie określonym terenem, do którego woda przeznaczona do spożycia przez ludzi dochodzi z jednego lub więcej źródeł, na którym jakość wody może być traktowana w przybliżeniu jako jednolita.
- ²⁾ Objętości wody obliczone jako średnie w ciągu roku. Do określenia minimalnej częstotliwości można też stosować liczbę mieszkańców w zaopatrywanej strefie, przyjmując zużycie wody 200 l/dobę na 1 osobę.
- ³⁾ Ustalenie częstotliwości zależy od właściwego państwowego powiatowego inspektora sanitarnego, jednak nie rzadziej niż 2 próbki na rok dla monitoringu kontrolnego; 1 próbkę na 2 lata dla monitoringu przeglądowego.

➤ **2.8.4. Wymagania stawiane wodom do picia i do celów rolniczych**

Woda do picia powinna charakteryzować się możliwie stałą temperaturą w przedziale od 5 do 15°C (optymalnie od 8 do 12°C). Wysokie zawartości azotanów i azotynów są szczególnie szkodliwe dla niemowląt, u których wywołają mogą siniacę (methemoglobinemię). Ograniczenia substancji śladowych – metali ciężkich (arsenu, ołowiu, kadmu, chromu, rtęci, selenu, miedzi, cynku) oraz węglowodorów policyklicznych aromatycznych ustalono ze względu na ich wysoką toksyczność i kancerogenność. Do substancji szkodliwych dla zdrowia zalicza się również siarkowodór, oleje mineralne, fenole, detergenty, chlorowcowe węglowodory i środki ochrony roślin, głównie organiczne związki chloru.

Wody „zredukowane” wymagają najczęściej uzdatniania. Rozpuszczone jony Fe²⁺ wywołują smak atramentowy. W obecności utleniacza jony Fe²⁺ zostają utlenione do jonów Fe³⁺, które wywołują mętność wody albo wytrącają się jako

wodorotlenek żelazowy $\text{Fe}(\text{OH})_3$ tworząc kłaczkowaty osad. Odnosi się to również do manganu. Niepożądane są substancje organiczne w wyższych stężeniach.

Ze względów higienicznych woda zdatna do picia powinna spełniać następujące warunki:

- w 100 cm^3 wody nie mogą znajdować się bakterie typu *coli* (okreźnicy);
- w 100 cm^3 wody nie może znajdować się *Escherichia coli* (typu fekalnego),
- liczba kolonii bakterii na agarze odżywczym po 48 godz. w temperaturze 37°C nie może przekraczać 50 w 1 cm^3 wody;
- liczba kolonii bakterii na agarze odżywczym po 72 godz. w temperaturze 22°C nie może przekraczać 100 w 1 cm^3 wody.

Woda z urządzeń wodnych na potrzeby własne gospodarstw domowych nie powinna zawierać więcej niż 10 bakterii grupy *coli* na 100 cm^3 , a liczba kolonii bakterii na agarze odżywczym po 24 godzinach w temperaturze 37°C nie może przekraczać 100 w 1 cm^3 wody.

Wskaźnikiem czystości bakteriologicznej jest miano *coli* wyrażające liczbę centymetrów sześciennych wody, na jaką przypada 1 bakteria typu *coli* (okreźnicy).

Na zagrożenie wody dla zdrowia wskazywać może wysoka zawartość rozpuszczonych substancji organicznych, jak również zredukowane związki azotu (amoniak, azotyny) jako produkty rozkładu substancji organicznej. Szczegółowe wymagania dla wody do spożycia podano w tabeli 17.

Ze względów technicznych, w szczególności dla ochrony sieci wodociągowej, woda nie powinna być agresywna w stosunku do metali i betonu (korozja), jak również tworzyć osadów (odlogów), które odkładając się w przewodach zmniejszają ich przekrój przepływu. Jako agresywne zgodnie z normą PN-61/B-06253 uznaje się wody o właściwościach podanych w tabeli 18.

Tabela 18

Agresywność środowiska wodnego w stosunku do betonu

Stopień agresywności	Czynnik agresywności				
	pH	twardość węglanowa [mg CaCO_3 /dm ³]	agresywny CO_2 [mg/dm ³]	siarczanowy SO_4^{2-} [mg/dm ³]	magnez Mg^{2+}
Nieagresywne	> 6,0	≥ 190	≤ 4	≤ 250	≤ 1000
Słabo agresywne	≥ 6,0	≥ 45	≤ 20	≤ 500	≤ 2000
Silnie agresywne	< 6,0	< 45	> 20	> 500	> 2000

➤ 2.8.4.1. Woda do celów rolniczych

W rolnictwie woda zużywana jest do nawodnienia gleb oraz do zaopatrzenia zwierząt. Do nawodnienia stosowane być mogą wody zawierające do 1 g NaCl/dm^3 , przy zawartości powyżej 3 g/dm^3 woda jest nieużyteczna. Ilość sodu w stosunku do pozostałych kationów nie powinna przekraczać 30 do 50% mval. Zawartość chlorków i siarczanów powinna być możliwie niska. Zawartość boru w zależności od rośliny nie może przekraczać $1\text{--}3 \text{ mg/dm}^3$.

Woda do pojenia zwierząt nie może zawierać chorobotwórczych zarodników, pasożytów i bakterii. Zawartość soli nie powinna przekraczać 5 g/dm^3 , przy czym dla różnych gatunków zwierząt zawartość dopuszczalna soli jest zróżnicowana.

➤ 2.8.5. Antropogeniczne zanieczyszczenia i zagrożenia wód podziemnych

Gospodarcza działalność człowieka wpływać może na zmiany chemiczne i bakteriologiczne wody podziemnej oraz na jej temperaturę. Antropogeniczne zagrożenia, np. na terenie osiedli i zakładów przemysłowych występują najczęściej "punktowo". Emitowane przez przemysł do atmosfery gazy i pyły powracają na powierzchnię Ziemi, skąd wyplukiwane są w części przez opady atmosferyczne do wód podziemnych. Ze względu na zasięg – zanieczyszczenia te mają charakter obszarowy. Elektrownia spalająca np. 20 tys. t węgla na dobę (elektrownia wielkości turowskiej) emituje do atmosfery 680 t dwutlenku siarki i 200 t tlenków azotu. Gdyby przyjąć, że wyemitowany dwutlenek siarki (SO_2) powraca z opadami na powierzchnię 1000 km^2 w postaci kwasu siarkowego, to stężenie infiltrującej do strefy saturacji wody wynosiłoby $10 \text{ mg H}_2\text{SO}_4/\text{dm}^3$.

Obszarowy charakter zanieczyszczenia wód podziemnych wywołuje również chemizacja rolnictwa, w szczególności stosowanie nawozów mineralnych i gnojowicy oraz środków ochrony roślin.

Specjalne problemy występują na terenach składowania odpadów komunalnych i przemysłowych, przesączania olejów mineralnych i substancji radioaktywnych. Zakres zagrożenia wód podziemnych zależy od rodzaju i wielkości źródła zanieczyszczenia, od zdolności oczyszczającej miejscowych gleb i skał, od użytkowania terenu (pokrycia roślinnością) oraz od czasu przebywania zanieczyszczenia w wodzie podziemnej.

Z uwagi na eliminację szkodliwych substancji wyróżnić można 4 przypadki:

- Transport masy bez oddziaływania z ośrodkiem skalnym. Zmniejszenie koncentracji zanieczyszczeń następuje tylko wskutek dyspersji lub rozcieńczenia.
- Adsorpcja i wymiana jonowa. Ilość masy zatrzymywanej przez podłoże skalne jest ograniczona i zależy od zdolności sorbcyjnej skał oraz rodzaju substancji.

Przy stałej dostawie substancji w pierwszym okresie może ona być adsorbowana przez cząsteczki gruntu aż do wypełnienia jego pojemności sorpcyjnej. W dalszym okresie substancja transportowana jest bez oddziaływania z fazą stałą. Pojemność wymiany jonowej gruntów i gleb zależy głównie od obecności minerałów ilastych (5 do 100 mval/100 g) i substancji organicznej (100 do 300 mval/100 g). Dużą rolę w procesie wymiany jonowej odgrywa odczyn pH. Część substancji, która dostała się do gleby i została w niej zatrzymana, pobierana jest następnie przez rośliny i wędrując łańcuchami troficznymi odkłada się w kolejnych ich ogniwach. Dotyczy to również substancji szkodliwych dla zdrowia zwierząt i ludzi.

- Wytrącanie się substancji. Rozpuszczone substancje (żelazo, mangan, fosforany) mogą w podłożu skalnym przejść w formy nierozpuszczalne. Ponowne uruchomienie ich może nastąpić w wyniku zmiany odczynu pH lub potencjału redukcyjno-oksydacyjnego.
- Rozkład substancji do związków nieszkodliwych. Wiele połączeń organicznych w warunkach tlenowych (O_2 , NO_3^-) zostaje przez bakterie rozłożone na związki proste – dwutlenek węgla, wodę, azot i inne. W warunkach beztlenowych następuje w wyniku fermentacji częściowy rozkład, przy czym produkty rozkładu mogą być również szkodliwe (metan, amoniak i inne).

➤ 2.8.5.1. Zanieczyszczanie wód podziemnych przez rolnictwo

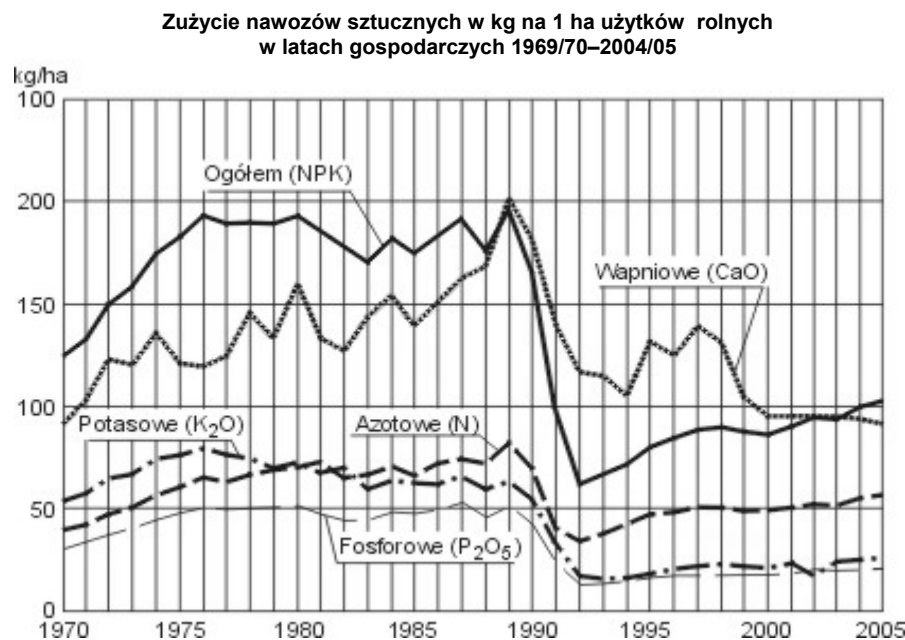
O ile wpływ przemysłu na degradację środowiska przyrodniczego jest na ogół dobrze znany, to świadomość społeczna odnośnie wpływu rolnictwa na środowisko przyrodnicze jest słaba. Współczesne rolnictwo dysponuje wieloma środkami chemicznymi, które niewłaściwie stosowane lub w nadmiernych ilościach i o złej jakości prowadzą do degradacji gleb, wód powierzchniowych i podziemnych, a wprowadzone do obiegu pokarmowego szkodliwie oddziałują na zdrowie ludzkie. Z uwagi na zanieczyszczenie wód podziemnych szczególne znaczenie przypisać należy nawozom mineralnym, zwłaszcza azotowym, środkom ochrony roślin (pestycydy) i gnojowicy.

Obecność azotu w wodzie pitnej ma zawsze ujemny wpływ na zdrowie ludzi. Zawartość azotanów powyżej $10 \text{ mg } N_{NO_3} / \text{dm}^3$ lub azotynów powyżej $0,01 \text{ mg } N_{NO_2} / \text{dm}^3$ może spowodować sinicę, zwłaszcza u niemowląt. Pod wpływem drobnoustrojów azotany redukowane są do azotynów powodujących przechodzenie hemoglobiny w methemoglobinę, zawierającą trójwartościowe żelazo bez zdolności przenoszenia tlenu. Badania H. Halla (1979) wykazały, że azotyny w przewodzie pokarmowym człowieka mogą przejść w nitrozoaminy, posiadające właściwości rakogenne.

Badania wykazały, że ilość azotu wymywanego do wód podziemnych zależy od szeregu czynników, m.in. od rodzaju gleby, wysokości dawki i jakości nawozu, zawartości humusu w glebie, roślinności, rozkładu opadów. Ogólnie można stwierdzić, że wymywanie jest tym większe, im lżejsza i uboższa w humus jest gleba, im większa jest dawka nawozowa oraz im uboższa jest roślinność.

Badania S. Kostrzewy i H. Szymańskiej (1979) na glebach średnio zwięzłych wykazały, że stężenie azotu w wodzie odpływu drenarskiego z pól nawożonych mocznikiem kilkakrotnie przekracza dopuszczalne wartości dla wody pitnej (tab. 17). Uwzględniając podane w tabeli 19 średnie stężenia azotanów i ilości odpływu wyliczyć można, że ilość azotu wypłukiwanego z profilu glebowego w formie azotanów dochodzi do $75 \text{ kg N}_{\text{NO}_3}/(\text{ha}\cdot\text{rok})$.

Istotne zmniejszenie nawożenia po roku 1990 (rys. 2.52) w dłuższym horyzoncie czasowym skutkować będzie zmniejszeniem związków azotu i fosforu w wodach podziemnych.



Rys. 2.52. Zużycie nawozów mineralnych w Polsce (GUS – Rolnictwo, 2006)

Tabela 19

Zawartość związków azotu w odpływie drenarskim z pól nawożonych nawozami mineralnymi przez okres 1 roku [50]

Substancja	Pole	Dawka nawozów [kg N/ha]	Zawartość azotu N w odpływie drenarskim [mg/dm ³]	
			maks.	średnia
1	2	3	4	5
Amoniak N _{NH₄}	1	138	0,68	0,13
	2	125	0,98	0,12
	1	276	1,55	0,15
	2	250	1,08	0,20
Azotyny N _{NO₂}	1	138	0,012	0,005
	2	125	0,036	0,010
	1	276	0,035	0,012
	2	250	0,058	0,011
Azotany N _{NO₃}	1	138	19,2	13,7
	2	125	64,8	39,1
	1	276	32,4	16,9
	2	250	74,0	50,4
Odpływ roczny [m ³ /(ha · rok)]	1	–	1069	895
	2	–	1795	1509

W tabeli 20 podano bilans azotu dla czterech rodzajów gleb nawożonych niską i wysoką dawką nawozów azotowych [71]. Wyniki wskazują, że znaczna część azotu wprowadzonego do gleby zostaje w niej zatrzymana w substancji organicznej. Straty są względnie niskie, największe w glebie piaszczystej i wzrastają ze wzrostem nawożenia.

Najbardziej niekorzystne warunki ze względu na zanieczyszczenie azotanami występują w płytkich warstwach wodonośnych, stanowiących często źródło zaopatrzenia w wodę w indywidualnych gospodarstwach wiejskich. Znane są przypadki występowania dużych ilości azotanów w wodach wodociągów komunalnych.

Celem zmniejszenia wpływu nawożenia na zanieczyszczenie wód podziemnych związkami azotu należałoby stosować nawozy wolno rozpuszczające się w kilku dawkach w ciągu okresu wegetacyjnego, tak aby ich stężenie w glebie w strefie korzeniowej odpowiadało zapotrzebowaniu roślin. Istotne znaczenie w procesie przeprowadzania nieorganicznego azotu w nieruchomy azot organiczny, wchodzący w skład tkanek mikroorganizmów, ma obecność w glebie biologicznie związanego węgla. Stwierdzono, że jeżeli stosunek węgla do azotu jest wysoki (C:N > 25), następuje unieruchomienie azotu w glebie.

Stan chemicznej ochrony roślin z punktu widzenia ochrony środowiska i zdrowia człowieka uznać należy za niedostateczny. Nieselektywne pestycydy niszczą oprócz organizmów szkodliwych również wiele innych. Toksyczne związki dostają się w obieg materii i odkładają się w kolejnych ogniwach łańcucha troficznego. Jeśli ponadto uwzględnimy, że chlorowane węglowodory kumulują się w organach człowieka, to środkom tym należy przypisać większe znaczenie toksyczne, niż wynikałoby to z ich stężenia w środowisku. Pestycydy lub toksyczne produkty ich rozkładu stwierdzono w wodach podziemnych, zwłaszcza na terenach intensywnej uprawy sadów i winorośli [90].

Tabela 20

Bilans azotu nawozowego (kg N/ha) gleby w okresie trzech lat z płodozmianem: kukurydza, pszenica ozima, buraki cukrowe [71]

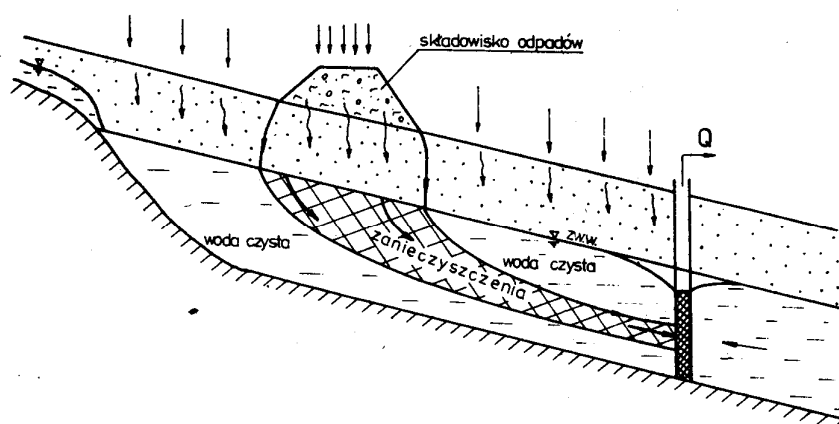
Wysokość nawożenia (suma 3 lat)	Nawożenie 388				Nawożenie wysokie 620			
	piasek	less	glina	ił	piasek	less	glina	ił
Pobór przez rośliny	191	243	245	256	340	395	408	402
Wymycie z gleby	11,4	1,6	3,8	2,5	29,4	9,0	21,2	17,0
Pozostałość w glebie	169,3	127,7	107,3	129,0	173,7	163,2	135,2	156,6
Straty gazowe	16,3	15,7	31,9	0,5	66,9	52,8	55,6	44,4

➤ 2.8.5.2. Zanieczyszczenia wód podziemnych przez odpady komunalne i przemysłowe

Skoncentrowanie odpadów na składowiskach stanowi ze względu na wzrastającą ich ilość trudny problem w ochronie środowiska. Na terenach składowania odpadów komunalnych wypłukiwane substancje dostać się mogą do wód podziemnych, w których w wyniku mikrobiologicznego rozkładu powstają warunki, jak w naturalnie zredukowanych wodach: zanika tlen i azotany, a w pewnych warunkach również siarczany, pojawiają się natomiast amon, azotyny, siarkowodór oraz wzrasta twardość i stężenie jonów wodorowęglanowych. Obciążenia organiczne w drodze naturalnego samooczyszczenia mogą być z warstwy wodonośnej usunięte. Przebieg procesu samooczyszczenia, a więc w konsekwencji przestrzeń warstwy zanieczyszczonej, zależy od rodzaju i ilości zanieczyszczeń, powierzchni właściwej ośrodka skalnego i od wymiany gazowej (dostarczenie tlenu, odprowadzenie CO₂). Zanieczyszczenia nieorganiczne (chlorki, siarczany, alkalia), jak również twardość wody nie są w warstwie wodonośnej redukowane.

W tym aspekcie szczególną uwagę przypisywać należy składowiskom odpadów przemysłowych, energetyki, hutnictwa, przemysłu chemicznego. Rozpuszczone i wpłukiwane do warstw wodonośnych substancje nieorganiczne, w szczególności ich aniony, nie są z roztworu usuwane wskutek sorpcji. Zmniejszanie stężenia

zachodzi tylko dzięki dyspersji (mechanicznej i chemicznej) i rozcieńczeniu. Schemat rozchodzenia się zanieczyszczenia w warstwie wodonośnej przedstawiono na rysunku 2.53.



Rys. 2.53. Schemat migracji zanieczyszczeń w strumieniu wód podziemnych

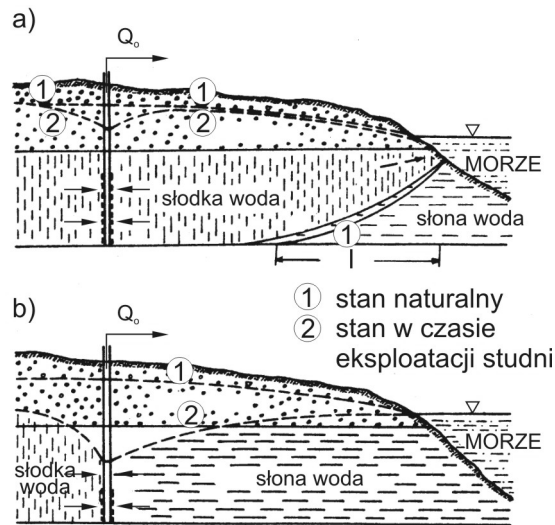
Szczegółowe wymagania dotyczące lokalizacji, budowy, eksploatacji i zamknięcia, jakim powinny odpowiadać poszczególne typy składowisk odpadów, reguluje rozporządzenie Ministra Środowiska z dnia 24 marca 2003 r. (Dz.U.2003.61.549). Zgodnie z rozporządzeniem – składowiska odpadów niebezpiecznych oraz odpadów innych niż obojętne nie mogą być lokalizowane m.in. w strefach zasilania głównych i użytkowych zbiorników wód podziemnych (GZWP, UZWP), w dolinach rzek, w pobliżu zbiorników wód śródlądowych, na terenach źródłiskowych, bagiennych i podmokłych. Zasady monitoringu składowisk odpadów określa rozporządzenie Ministra Środowiska z dnia 9 grudnia 2002 r. (Dz.U.2002.220.1858).

➤ 2.8.5.3. Wpływ eksploatacji wód podziemnych na ich jakość

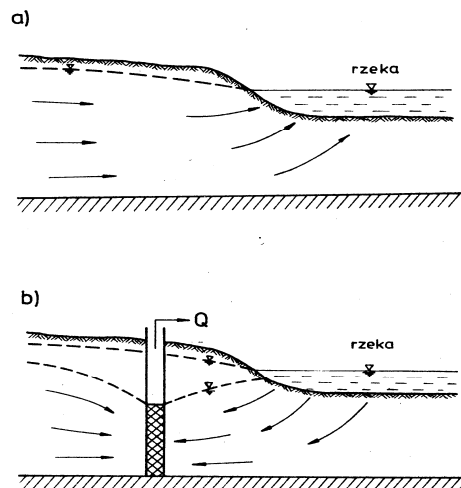
Zmiany jakości wód podziemnych w wyniku ich eksploatacji w odniesieniu do ich stanu naturalnego (niezaburzonego eksploatacją) mogą zachodzić wskutek:

- dopływu do eksploatowanej warstwy wody zmineralizowanej lub zredukowanej z głębiej zalegających warstw wodonośnych;
- napływu do ujęcia wody morskiej (rys. 2.54);
- zasilania warstwy wodonośnej wodą powierzchniową przez infiltrację (rys. 2.55);
- dopływu wody antropogenicznie zanieczyszczonej;
- zmiennych procesów oksydoredukcyjnych w strefie aeracji.

Przyczyną pierwszych trzech przypadków jest ogólnie biorąc zmiana warunków hydrodynamicznych (np. ciśnienia, poziomu wód gruntowych) w warstwie, z której pobierana jest woda.



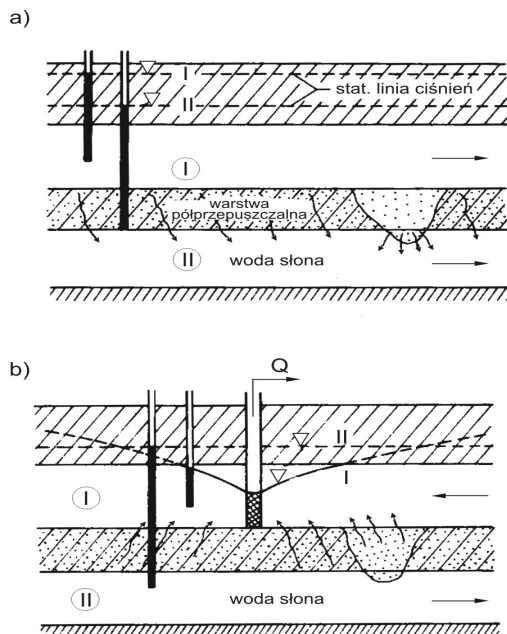
Rys. 2.54. Schemat rozmieszczenia wód słodkich i słonych w rejonie wybrzeża morskiego: a – ograniczona eksploatacja studni; b – nadmierna eksploatacja studni



Rys. 2.55. Związek wód podziemnych i powierzchniowych: a – w stanie naturalnym, b – w czasie eksploatacji ujęcia brzegowego

Przy piętrowej budowie podłoża między poszczególnymi warstwami wodonośnymi istnieje może kontakt hydrauliczny poprzez półprzepuszczalne warstwy izo-

lujące lub wskutek ich nieciągłości. Sytuację hydrodynamiczną w stanie niezaburzonym i w czasie eksploatacji przedstawiono na rysunku 2.56. Przykładem zmian chemizmu wody wskutek eksploatacji może być ujęcie założone w warstwie wapienia muszlowego (rys. 2.57, tab. 21). W wyniku wzrostu twardości do około $1500 \text{ mg CaCO}_3/\text{dm}^3$ (77° n) musiano zaniechać eksploatacji ujęcia.

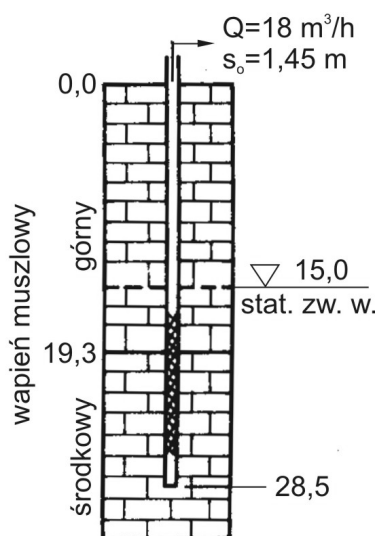


Rys. 2.56. Kontakt hydrauliczny między dwoma warstwami wodonośnymi: a – w warunkach naturalnych, b – w czasie eksploatacji ujęcia

Tabela 21
Zmiany jakości wody w wyniku eksploatacji ujęcia wody z wapienia muszlowego
(mval/dm^3)

Data	1953-01-29	1956-07-25	1961-10-03
Chlorki Cl^-	0,73	1,4	2,7
Twardość ogólna $\text{mg CaCO}_3 / \text{dm}^3$	440	895	1370
Wodorowęglany HCO_3^-	6,0	7,4	8,0

Zmiana potencjału oksydoredukcyjnego może spowodować uruchomienie związków występujących w formie nierozpuszczalnej. Dotyczy to np. żelaza i manganu, które w warunkach utlenienia występują jako żelazo trójwartościowe, nierozpuszczalne w wodzie. Przykładem gwałtownych zmian jakości wody może być katastrofa żelazowo-manganowa ujęcia wód podziemnych we Wrocławiu w 1906 roku. Nowe ujęcie wody dla Wrocławia, usytuowane w dolinie rzek Odry i



Rys. 2.57. Profil litologiczny ujęcia wody z wapienia muszlowego

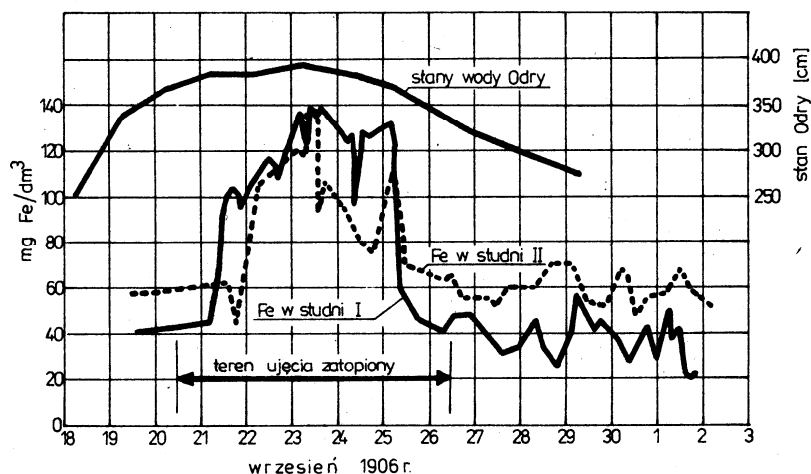
Oławy, składające się z 313 studni oddane zostało do eksploatacji w 1905 roku. Piaszczysto-żwirowa warstwa wodonośna miąższości 8–12 m przykryta jest od powierzchni słabo przepuszczalną, nieciągłą warstwą mad gliniastych. W wyniku niskich opadów atmosferycznych i wysokiej eksploatacji ujęcia ($33\,700\text{ m}^3/\text{d}$) zwierciadło wód gruntowych stale się obniżało i w marcu 1906 r. było o 8–9 m niższe od stanu normalnego. Wskutek niewielkiej powodzi w marcu 1906 r. teren ujęcia został zatopiony i w ciągu 1 doby zawartość żelaza w studniach zbiorczych gwałtownie wzrosła z 9 do $101\text{ mg Fe}/\text{dm}^3$ w studni I oraz z 18 do $80\text{ mg Fe}/\text{dm}^3$ w studni II. W pojedynczych studniach notowano do $400\text{ mg Fe}/\text{dm}^3$ i $200\text{ mg Mn}/\text{dm}^3$. W tej sytuacji całe ujęcie musiano wyłączyć z eksploatacji. Podobna sytuacja powtórzyła się we

wrześniu 1906 r., kiedy również w czasie powodzi zawartość żelaza w wodzie ze studni zbiorczej I dochodziła do $140\text{ mg Fe}/\text{dm}^3$ (rys. 2.58).

Opisaną sytuację tłumaczyć można tym, że w naturalnych warunkach przy wysokim poziomie wody gruntowej żelazo i mangan, występujące w dużych ilościach w warstwie mad gliniastych w formie nierozpuszczalnej, głównie jako siarczki i tlenki żelaza oraz manganu, wskutek obniżenia poziomu wód gruntowych i różnych reakcji utleniających w obecności siarkowodoru i dwutlenku węgla przechodzą w rozpuszczalne formy żelaza i manganu, które wplukiwane mogą być do warstwy wodonośnej przez infiltrujące opady lub jak w wypadku ujęcia wrocławskiego w okresie intensywnej infiltracji wody na zalany w czasie powodzi teren ujęcia.

Podobny proces zaobserwowano na Centralnym Ujęciu Wody w Zawadzie koło Zielonej Góry, zlokalizowanym na tarasie zalewowym Odry, uruchomionym w 1966 roku. Ujęcie składa się z 22 studni rozmieszczonych w barierze w rozstawie 100 m. Wydajność eksploatacyjna wynosi do 16 tys. M_3/d , a wydajność poszczególnych studni 60 do $120\text{ m}^3/\text{h}$ przy depresjach eksploatacyjnych $S_e = 2,5\text{--}3,0\text{ m}$. Na początku okresu eksploatacji zawartość żelaza ogólnego odpowiadała warunkom wody do picia ($\text{Fe} \leq 0,5\text{ mg}/\text{dm}^3$) a tylko w niektórych studniach zanotowano do $1,2\text{ mg}/\text{dm}^3$. Po około półtorarocznej eksploatacji od 1968 roku zawartość żelaza wzrastała i w maju 1970 r. w studni zbiorczej dochodziła do $16\text{ mg Fe}/\text{dm}^3$,

a manganu do $0,69 \text{ mg Mn/dm}^3$. Do lipca 1971 roku zawartość żelaza i manganu zwiększyła się odpowiednio do 34 i $0,8 \text{ mg/dm}^3$, osiągając okresami 140 mg Fe/dm^3 .



Rys. 2.58. Zmiany zawartości żelaza w ujęciu wody dla Wrocławia [64]

➤ 2.9. Wahania i pomiary zwierciadła wód podziemnych

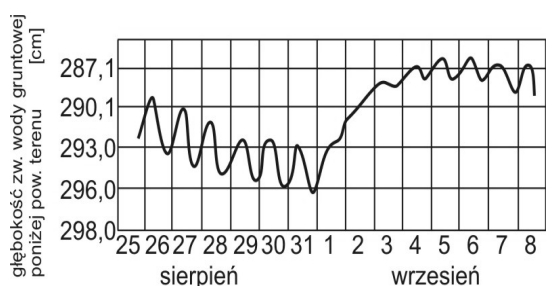
➤ 2.9.1. Wahania stanów wód podziemnych

Różne działy gospodarki narodowej zainteresowane są w uregulowaniu stosunków wód podziemnych. W szczególności cała działalność melioracyjna skierowana jest na stworzenie optymalnych dla rozwoju roślin warunków wodno-gruntowych. Regulacja stosunków wodnych w glebie polega na obniżeniu poziomu wód podziemnych na terenach lub w okresach o nadmiernym uwilgotnieniu i nawadnianiu terenów uprawnych w strefach lub okresach niedostatecznej wilgotności. Często melioracyjne systemy odwadniające i nawadniające projektowane są równolegle. W okresie wegetacyjnym występują różne potrzeby wodne roślin, a jednocześnie z potrzebami tymi nie idą w parze naturalne zasoby wód podziemnych – ich poziom i opady. Stąd potrzeba okresowego obniżenia poziomu wód gruntowych lub też konieczność nawodnienia.

Drugim działem gospodarki narodowej zainteresowanym w znajomości kształtowania się wód podziemnych jest budownictwo. W planach zagospodarowania

przestrzennego, urbanistycznych, a w końcu przy opracowywaniu projektów szczegółowych budowli sprawy stosunków wód podziemnych mają szczególną wagę. Posadowienie budowli na terenach o wysokim poziomie wód gruntowych wymagać może odwodnienia wykopu fundamentowego na okres prowadzenia prac oraz konieczność dokładnej analizy wpływu wód gruntowych na budowlę w okresie jej eksploatacji. Bardzo często zachodzi przy tym potrzeba stałego obniżenia poziomu wód gruntowych albo zabezpieczenia budowli przed szkodliwym działaniem wody, w szczególności przed podtopieniem, zawilgoceniem, jak i przed niszczącym działaniem chemicznym wody na materiały konstrukcyjne.

Z treści rozdziału traktującego o czynnikach wpływających na zasilanie wód podziemnych wynika, że wody podziemne wykazują pewien dynamizm, przejawiający się między innymi wahaniami ich poziomu. W zależności od zasilania wód



Rys. 2.59. Wykres codziennych stanów wody podziemnej na polu lucerny (lucerna skoszona 30 VIII) [92]

podziemnych, a więc od opadów, temperatury, parowania, transpiracji roślin, zwierciadło wody będzie się okresowo obniżało lub też podnosiło. Stąd też nie można przeprowadzać analizy stosunków wodnych terenu na podstawie jednorazowych, przypadkowych obserwacji. Przy projektowaniu i wykonywaniu większych systemów nawadniających i odwadniających należy znać wa-

hanie poziomu wód podziemnych, stany charakterystyczne (maksymalne, minimalne i średnie) w poszczególnych miesiącach w okresie wegetacyjnym, w ciągu roku oraz zmiany zachodzące w okresie wielu lat.

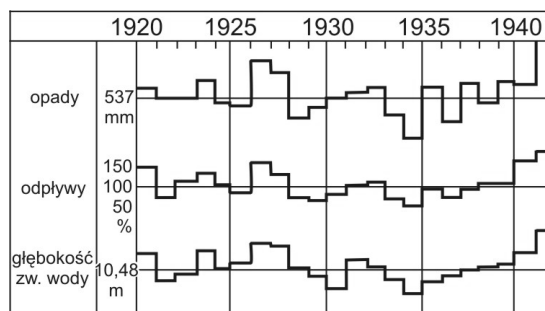
Na terenach zmeliorowanych albo przewidzianych do zmeliorowania prowadzenie stałych obserwacji wód gruntowych jest zagadnieniem bardzo istotnym, choć niestety niedostatecznie docenianym. Bardzo pozytywnie pod tym względem należy ocenić działalność Ministerstwa Rolnictwa byłego Związku Radzieckiego, które jeszcze w 1949 r. wydało *Instrukcję w sprawie organizowania obserwacji właściwości wód na terenach nawadnianych*. Zgodnie z instrukcją obserwacje te prowadzi się w celu: a) ustalenia zmian sezonowych i wieloletnich poziomu wód gruntowych oraz ich związku z działaniem systemów nawadniających i wykorzystaniem wody dla potrzeb gospodarczych; b) zbadania chemizmu wód gruntowych; c) ściślejszego ustalenia norm nawodnienia; d) ustalenia

dokładnych terminów otwierania i zamykania kanałów nawadniających; e) ustalenia skuteczności zabiegów stosowanych w celu obniżenia poziomu wód podziemnych.

Wymieniony zakres działania wskazuje dobitnie, jak skomplikowane są obserwacje właściwości wód podziemnych, i jak silnie związane są z nimi interesy produkcji rolniczej.

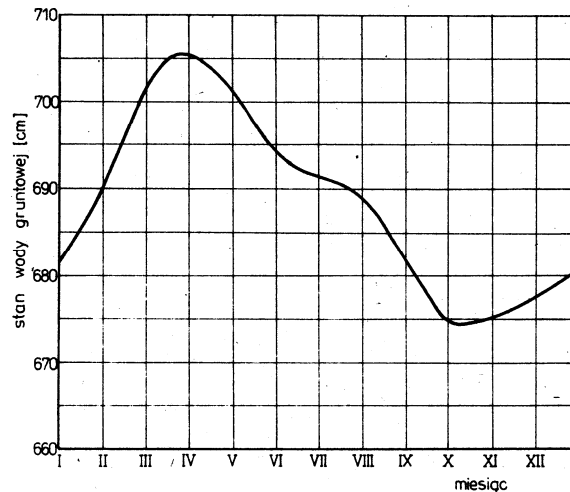
Zmiany stanów wód gruntowych zachodzą stale pod wpływem różnych czynników. Nanosząc na wykres stany wód podziemnych wraz z przebiegiem opadów, temperatury i ciśnienia barometrycznego stwierdzimy związek przyczynowy między obserwowanymi zjawiskami (rys. 2.60). W warunkach klimatu Polski (klimat przejściowy między typem oceanicznym i kontynentalnym) stan najwyższy przypada po okresie roztopów wiosennych (marzec), po czym do połowy kwietnia utrzymuje się na wysokim poziomie. W ciągu lata wskutek zwiększonego parowania i transpiracji oraz stałego odpływu podziemnego zwierciadło wody obniża się, osiągając swoje minimum w październiku – listopadzie. W okresie deszczów jesiennych przy ograniczonym parowaniu stany wody podnoszą się osiągając drugie, niższe od wiosennego maksimum w połowie grudnia. W okresie zimy, zwłaszcza mroźnej, infiltracja zostaje przerwana, a w związku z trwającym odpływem podziemnym przez źródła oraz do rzek stany wód podziemnych obniżają się aż do okresu wiosennych roztopów (rys. 2.61). Oczywiście miejscowe warunki mogą wpływać na pewne zmiany w podanym schemacie ogólnym. W zależności od przebiegu warunków atmosferycznych obserwuje się w niektórych latach (mokrych) podnoszenie się zwierciadła wody gruntowej w okresie letnim (czerwiec – lipiec) w związku z wysokimi opadami, a w zimie przy zmiennych temperaturach (dodatnich i ujemnych) minimum zimowe może nie zaznaczać się wyraźnie, a przeciwnie, wystąpią okresowe, dość znaczne wahania.

Jeszcze inny przebieg będą miały stany wód podziemnych w dolinach rzecznych, często sztucznie utrzymywane przez urządzenia piętrzące (jazy, zapory). Na rysunku 2.62 przedstawiono stany wody gruntowej na terenie Ostrowa Tumskiego we Wrocławiu, położonego na prawym brzegu Odry Miejskiej powyżej stopni piętrzących elektrowni wodnej i jazów Śródmiejskiego Węzła Wodnego.

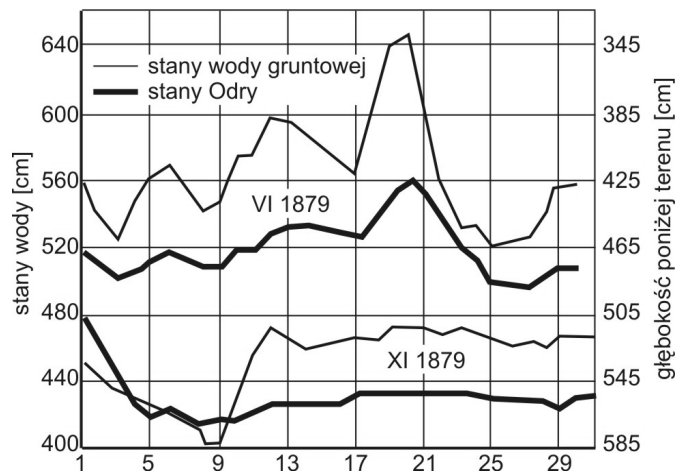


Rys. 2.60. Zależność między opadem, odpływem powierzchniowym i stanem wody podziemnej [76]

Z rysunku wynika, że stany wody w Odrze są normalnie wyższe od stanów wody gruntowej, a więc wody gruntowe zasilane są przez infiltrację wód powierzchniowych Odry. Zmiany stanu wody w Odrze wywołują jeszcze w tym samym dniu odpowiednie zmiany stanu wody gruntowej. Charakter zależności między stanami wody zmienia się przy stanach niższych od SNW. Przy stanach poniżej 430 cm Odra zmienia swój charakter z rzeki infiltrującej na drenującej. W strefie stanów niskich, stany wód gruntowych są bardziej wyrównane i nie naśladują gwałtownych skoków stanów wody Odry.



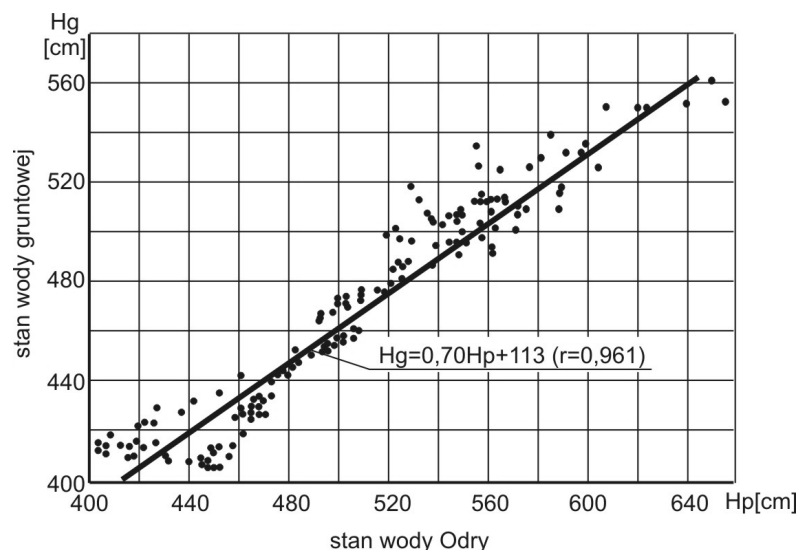
Rys. 2.61. Średnie miesięczne stany wody gruntowej wysoczyzny południowej we Wrocławiu [54]



Rys. 2.62. Stany wody gruntowej na terenie Ostrowa Tumskiego we Wrocławiu w okresie niskich i wysokich stanów wody Odry [54]

Z omówionego przykładu wysnuć można ogólniejszy wniosek, mianowicie że w dolinach rzek stany wody gruntowej zależą głównie od stanów wody powierzchniowej, oraz że występuje między nimi ścisła korelacja. Na rysunku 2.63 przedstawiono związek między stanami Odry i wody gruntowej. Punkty pomiarowe wyrównano prostą przy wysokim współczynniku korelacji $r = 0,961$.

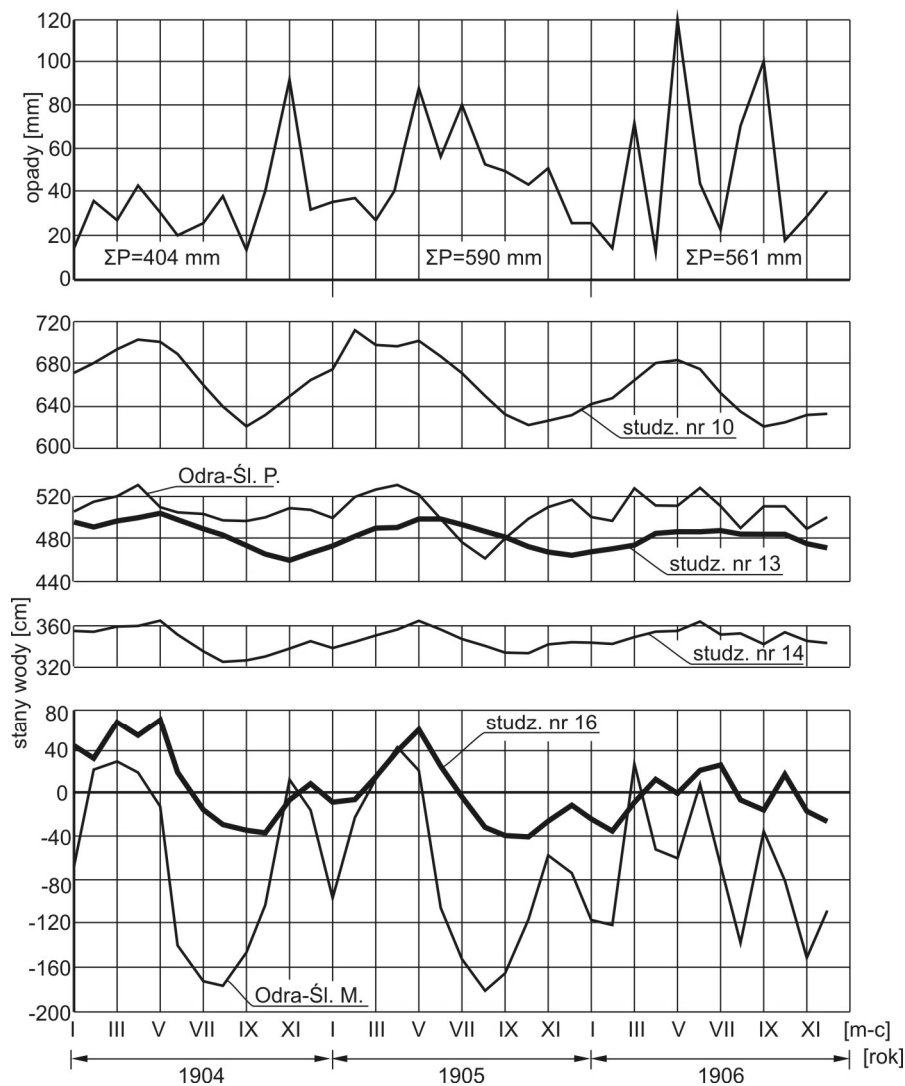
Na terenach wysoczyzn stany wody gruntowej kształtują się przede wszystkim w zależności od zasilania warstwy wodonośnej przez infiltrację opadów atmosferycznych. Ze względu na bardzo zróżnicowane warunki infiltracji reakcja warstwy wodonośnej na opad nie jest jednolita, a związki między opadem krótko trwającym i stanem wody gruntowej są słabo skorelowane. Na podstawie szczegółowej analizy statystycznej można stwierdzić, że najniższe stany wód gruntowych występują jako minima jesienno-zimowe po roku suchym, jeżeli opad roku następnego był wyższy od normalnego, lub w zimie w dwa lata po roku suchym, jeżeli opady po roku suchym były niższe od normalnych. Na rysunkach 2.64 i 2.65 przedstawiono wykresy stanów wody gruntowej w latach suchych i mokrych we Wrocławiu na tle opadów i stanów wody w Odrze.



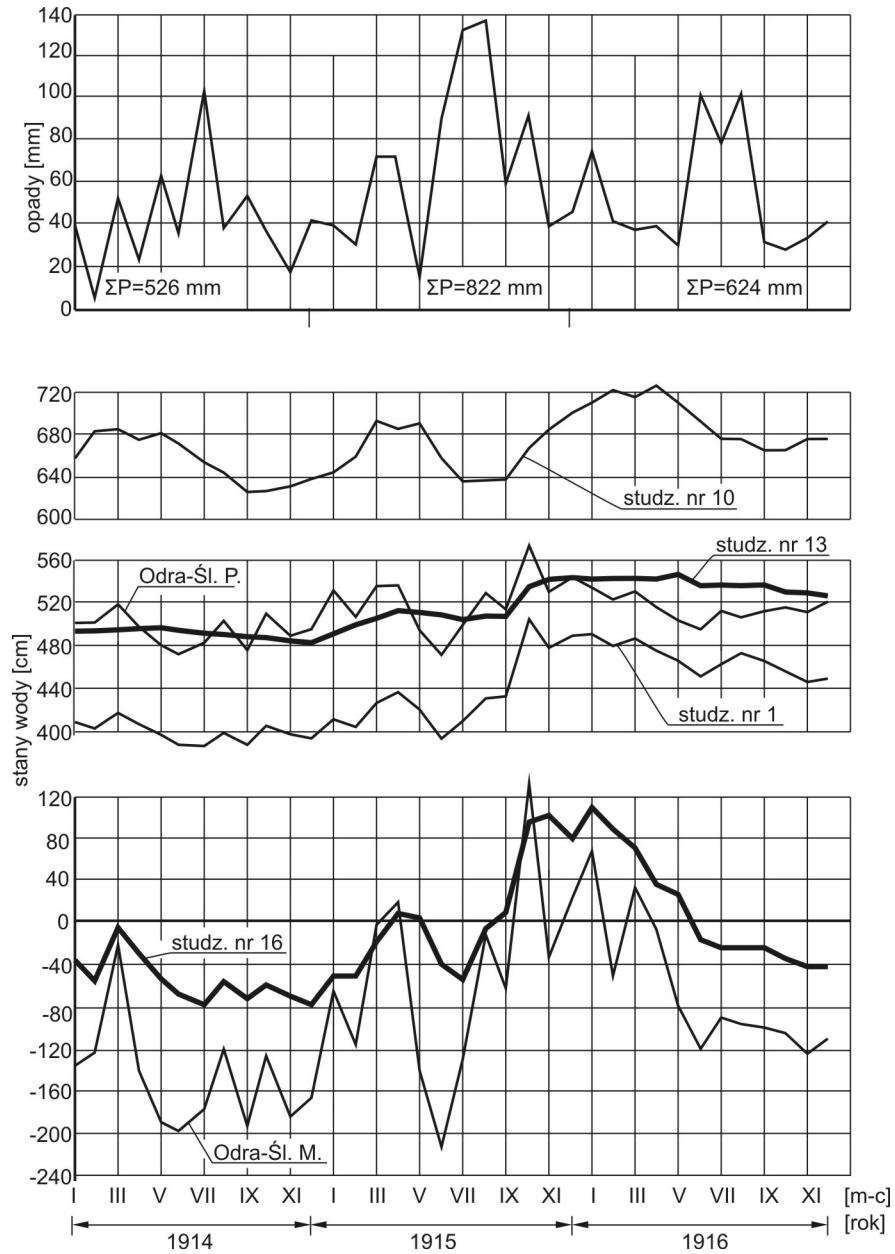
Rys. 2.63. Związek między stanem wody Odry a stanem wody gruntowej na Ostrowie Tumskim we Wrocławiu [54]

Odnośnie amplitudy wahań stanów wody gruntowej nie można podać jednoznacznych wartości. Zależą głównie od budowy geologicznej i związku z wodami powierzchniowymi. Pazdro za Bobrowską podaje, że na 40% powierzchni Polski wahania wynoszą od 0,3–1,3 m, a na dalszych 34% powierzchni 1,4–2,7 m. Amplitudy większe niż 4,6 m występują zaledwie na 5% powierzchni kraju, głównie na

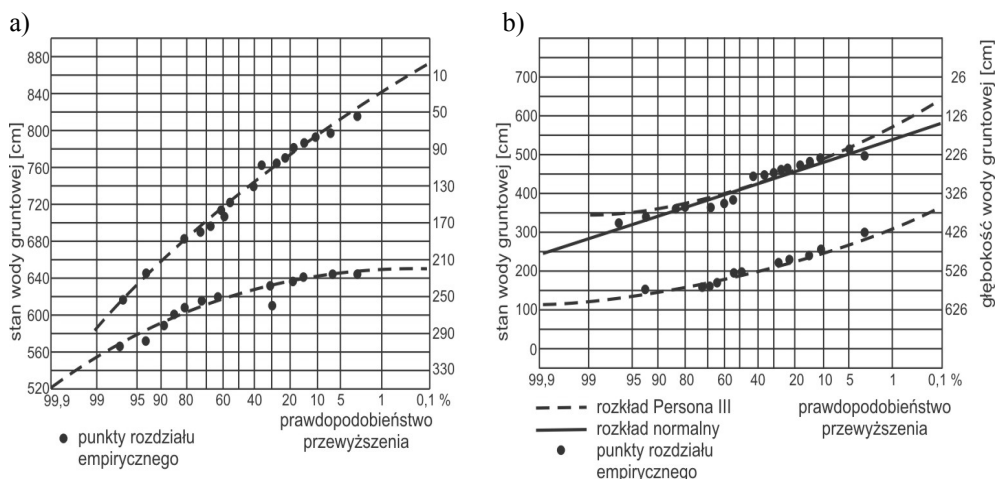
wyżynach zbudowanych ze skał szczelinowatych. Na rysunku 2.66 przedstawiono rozkłady prawdopodobieństwa występowania stanów maksymalnych i minimalnych we Wrocławiu. Z krzywych prawdopodobieństwa wynika, że na poziomie prawdopodobieństwa $p = 1\%$ amplituda na wysoczyźnie wynosi 3,30 m, w dolinie Odry zaś około 4,00 m.



Rys. 2.64. Wykresy sumy opadów i średnich miesięcznych stanów wody gruntowej w roku suchym w (1904) we Wrocławiu: 10 – ul. Gliniana (wysoczyzna), 13 – ul. Komuny Paryskiej, 14 – ul. B. Prusa, 16 – ul. Pomorska (dolina Odry) [54]



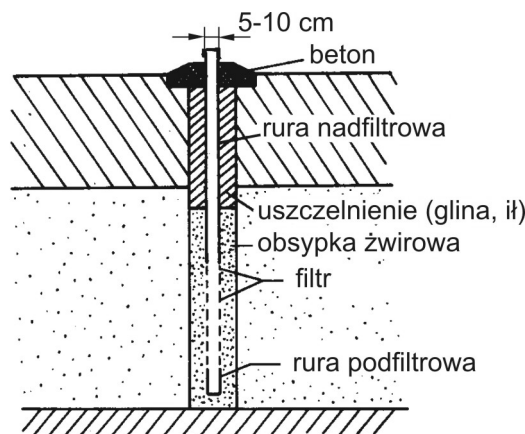
Rys. 2.65. Wykresy sumy opadów i średnich miesięcznych stanów wody gruntowej w roku mokrym (1915): 1 – Pl. bp. Nankera (dolina Odry); pozostałe studnie jak na rysunku 2.64 [54].



Rys. 2.66. Rozkłady prawdopodobieństwa maksymalnych i minimalnych rocznych stanów wody gruntowej we Wrocławiu: a – wysoczyzna (rozkład Pearsona III), b – taras Odry [54]

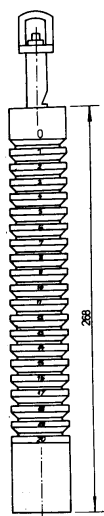
➤ 2.9.2. Pomiary zwierciadła wody podziemnej

Określenie zmian głębokości występowania zwierciadła wody podziemnej należy do podstawowych zadań monitoringu. Do pomiaru głębokości zwierciadła wody podziemnej wykorzystuje się punkty, w których zwierciadło jest odsłonięte, jak studnie, wykopy, szyby itp. lub specjalne studzienki obserwacyjne – **piezometry**. Schemat studzienki obserwacyjnej pokazano na rysunku 2.67. W punkcie badawczym należy założyć znak wysokościowy, nawiązany do państwowej sieci niwelacyjnej, od którego stale mierzyć się będzie głębokość zwierciadła wody gruntowej. W przypadku studzienek obserwacyjnych głębokość mierzymy od górnej krawędzi rury nadfiltrkowej.



Rys. 2.67. Schemat studzienki obserwacyjnej do pomiaru stanów wody podziemnej

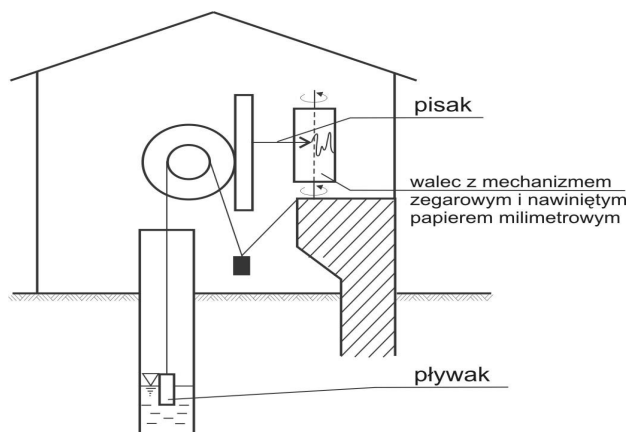
Do pomiaru głębokości zwierciadła wody używane są: łąta, pręt z podziałką, pływak, gwizdek studzienny (świstawka) (rys. 2.68), świetlik studzienny (rys. 2.69), limnigraf (rys. 2.70).



Rys. 2.68. Gwizdek studzienny (świstawka)



Rys. 2.69. Świetlik studzienny (sygnalizator świetlny)



Rys. 2.70. Limnigraf

➤ 2.9.2.1. Pomiar gwizdkiem studziennym

Gwizdków używamy, gdy głębokość studni nie przekracza 50 m, a sygnał dźwiękowy ze względu na natężenie hałasu w rejonie badań nie jest zagłuszany. Gwizdki studzienne są to rury z mosiądzu lub innego nierdzewnego metalu, o średnicy zewnętrznej 28 mm lub 36 mm, przy czym mniejsze średnice stosowane

są do pomiarów studni płytszych od 10 m. Długość gwizdka wynosi odpowiednio 22 cm lub 30 cm, od dołu są otwarte, a u góry zakończone rurką o średnicy około 10 mm z otworem gwizdkowym.

Przy zanurzeniu przyrządu do wody powietrze znajdujące się wewnątrz zostaje wyparte i wychodząc otworem gwizdkowym wydaje gwizd. Przyrząd zawieszają się zwykle na taśmie pomiarowej. Na obwodzie rury umieszczone są w odstępach, co 1 cm, miseczki wypełniające się wodą do wysokości, na jakiej zanurzony był gwizdek. Ponad najwyższą miseczką wryty jest na obwodzie rury znak zerowy, od którego liczą się odczyty taśmy. Ilość miseczek bez wody poniżej znaku zerowego wskazuje ilość centymetrów, jaką należy dodać do odczytu na taśmie, aby otrzymać odległość zwierciadła wody od znaku mierniczego (krawędzi studni).

Przy pomiarze stanu wody w studni należy opuścić gwizdek studzienny do wody, a usłyszawszy gwizd zaprzestać dalszego opuszczania, przyłożyć taśmę do znaku mierniczego i wykonać odczyt na taśmie. Gwizdek podnieść ostrożnie do góry i odczytać numer najniższej suchej miseczki. Numer ten, odpowiadający liczbie centymetrów, należy dodać do odczytu na taśmie. Pomiar należy wykonać dwukrotnie, a w razie różnicy większej niż 1 cm pomiar powtórzyć.

➤ 2.9.2.2. Pomiar świetlikiem studziennym

Świetlik studzienny stosujemy przy głębokościach przekraczających 50 m, a także wtedy, gdy z jakichkolwiek powodów sygnału dźwiękowego nie można wyraźnie usłyszeć. Stosowany jest również do pomiarów w krótkich odstępach czasu (minutowych), np. przy pomiarze depresji w czasie próbnych pompowań.

Część środkowa świetlika studziennego ma wewnątrz małą lampkę, elektryczną z urządzeniem kontaktowym i suchą baterią. W części dolnej znajdują się dwie kulki celuloidowe, które przy zanurzeniu przyrządu do wody unoszą się do góry, naciskają sprężynkę kontaktową i powodują świecenie się lampki.

Punkt zerowy umieszczony jest na ścianie zewnętrznej na wysokości odpowiadającej takiemu zanurzeniu świetlika, przy którym lampka zaczyna świecić. Odczyty taśmy muszą być uzgodnione z punktem zerowym.

➤ 2.9.2.3. Prowadzenie obserwacji i dziennika

Pomiary stanu zwierciadła wody podziemnej należy wykonywać o godz. 6 rano w okresie letnim oraz o godz. 8 rano w okresie zimowym. Jeżeli pomiary wykonywane są w studniach gospodarczych (eksploatowanych), stany wody gruntowej muszą być zmierzone przed pobraniem wody ze studni.

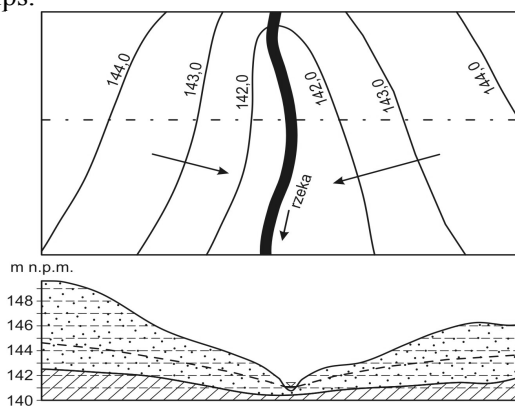
Pomiary podstawowe prowadzone są raz w tygodniu w każdy poniedziałek. Poza tym prowadzi się spostrzeżenia dodatkowo w ostatnim dniu każdego miesiąca

i nadzwyczajne od dnia, w którym zaobserwowano w studni szybki przybór wody. Spostrzeżenia te należy prowadzić jeszcze w ciągu 8 dni od czasu, gdy woda gruntowa zaczęła opadać. Obserwacje zapisuje się do specjalnego dziennika spostrzeżeń. Wzór dziennika do obserwacji tygodniowych podano w tabeli 22. W zależności od potrzeb, do celów specjalnych, obserwacje wykonywane są również codziennie przez cały rok albo za pomocą samopiszących przyrządów – limnigrafów (rys. 2.69), na których uzyskuje się ciągły zapis stanów zwierciadła wody podziemnej.

➤ 2.9.3. Graficzne odwzorowanie zwierciadła wody podziemnej

➤ 2.9.3.1. Hydroizohipsy i hydroizobaty

Kształt zwierciadła wody podziemnej najlepiej odwzorowuje się za pomocą linii równych wysokości – **izohips**, podobnie jak przy przedstawieniu rzeźby terenu. Izohipsy zwierciadła wody gruntowej nazywamy **hydroizohipsami**. Przez hydroizohipsę rozumiemy linię łączącą punkty swobodnego zwierciadła wody, leżące na tej samej wysokości względem przyjętego poziomu odniesienia (poziom morza). Wysokość zwierciadła wody określa się w różnych punktach badanego terenu w odsłonięciach wody – naturalnych i sztucznych. Sposób pomiaru podano w p.2.9.2. Punkty pomiarowe i odpowiadające im wysokości zwierciadła wody nanosimy na plan, a drogą interpolacji wykreślamy hydroizohipsy. Uproszczony przykład mapy hydrogeologicznej, na której kształt zwierciadła wody podziemnej przedstawiono za pomocą hydroizohips, podano na rysunku 2.71. Z przebiegu i układu hydroizohips na mapie hydrogeologicznej można wnioskować o kształcie i wysokości zwierciadła wody podziemnej oraz o kierunkach przepływu wody podziemnej, które układają się wzdłuż linii największego spadku, tj. pod kątem prostym do hydroizohips.



Rys. 2.71. Mapa hydrogeologiczna, hydroizohipsy [67]

Tabela 22

D Z I E N N I K

pomiarów stanów wód podziemnych obserwacji tygodniowych, dodatkowych i nadzwyczajnych codziennych

R o k 2006-12-13

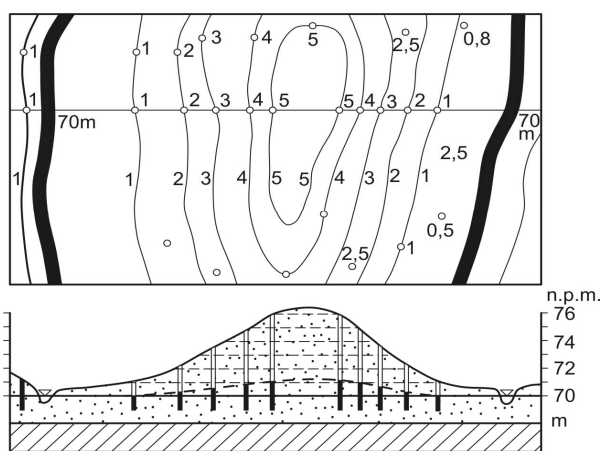
Nazwa stacji wód podziemnych: **Wrocław** – piezometr nr 126
 Dorzecze: **Odry** Wysokość n.p.m.: 116,95 m Kr
 Województwo: dolnośląskie Gmina: Wrocław
 Szerokość geogr.: 51°16' Długość geogr.: 17°20' E

.....
 Obserwator

Miesiąc	Data obserwacji			Głębokość wód podziemn. cm	Stan pogody	Głębokość zamarzania cm	Grubość pokrywy śnieżnej cm	Stan wody w rzece, jeziorze... cm	Temp. wody podziemn. na głęb. 50 cm °C	Wysokość opadów (suma tygodnia) mm	Uwagi
	tygodnia	miesiąca	godzina								
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	Poniedziałek	2	8:15	320	pochmurno	40	15	522	13,1	5,8	
	"	9	8:00	284	deszcz	36	10	516	12,6	5,7	
	"	16		286	mgła	35		510	11,2	13,6	
	"	23		277	słońce	30		535	11,8	3,7	
	"	30		280	słońce	26		523	11,8	12,1	

W przypadku wód pod ciśnieniem linie łączące jednakowe wysokości zwierciadła piezometrycznego nazywamy **hydroizopiezami**.

Głębokość zwierciadła wody podziemnej względem powierzchni terenu przedstawia się na mapie za pomocą linii zwanych **hydroizobatami**. Hydroizobaty są to linie łączące punkty zwierciadła o jednakowej głębokości w stosunku do powierzchni terenu. Hydroizobaty wykreśla się w sposób podobny jak hydroizohipsy na podstawie pomiarów głębokości zwierciadła wody w stosunku do powierzchni terenu, innymi słowy mapa hydroizobat przedstawia nam miąższość strefy aeracji (rys. 2.72). Mapy tego rodzaju mają zastosowanie i duże znaczenie praktyczne przy rozwiązywaniu różnych zagadnień technicznych w budownictwie, rolnictwie, leśnictwie, górnictwie i w wielu innych działach gospodarki narodowej.

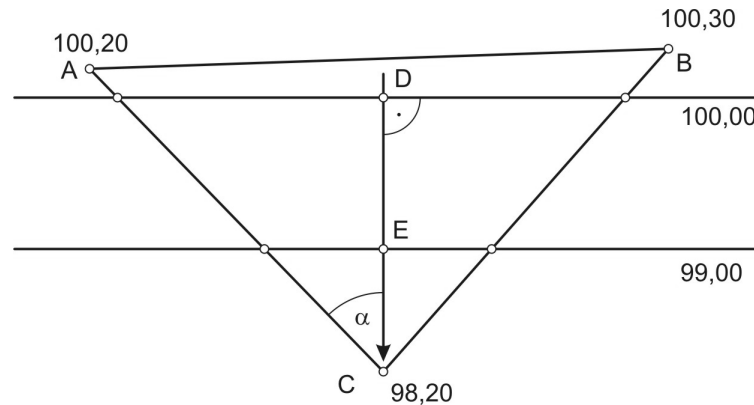


Rys. 2.72. Mapa hydrogeologiczna, hydroizobaty (67]

➤ 2.9.3.2. Wyznaczenie kierunku przepływu i spadku zwierciadła wody podziemnej

Kierunki przepływu wód podziemnych możemy bardzo łatwo wyznaczyć, jeżeli mamy mapę hydrogeologiczną z naniesionymi hydroizohipsami lub hydroizopiezami. Kierunki przepływu odpowiadają liniom największego spadku, tzn. są prostopadłe do przebiegu hydroizohips.

Chcąc wyznaczyć lokalnie kierunek przepływu wód podziemnych należy, co najmniej w trzech otworach obserwacyjnych, rozmieszczonych na wierzchołkach trójkąta równobocznego (zblizonego do równobocznego), zaniwelować bardzo dokładnie wysokość zwierciadła wody podziemnej (rys. 2.73). Odległości między otworami w zależności od terenu wynoszą od około 30 m do 500 m.



Rys. 2.73. Trójkąt pomiarowy do wyznaczania kierunku przepływu wód podziemnych: A, B, C – piezometry

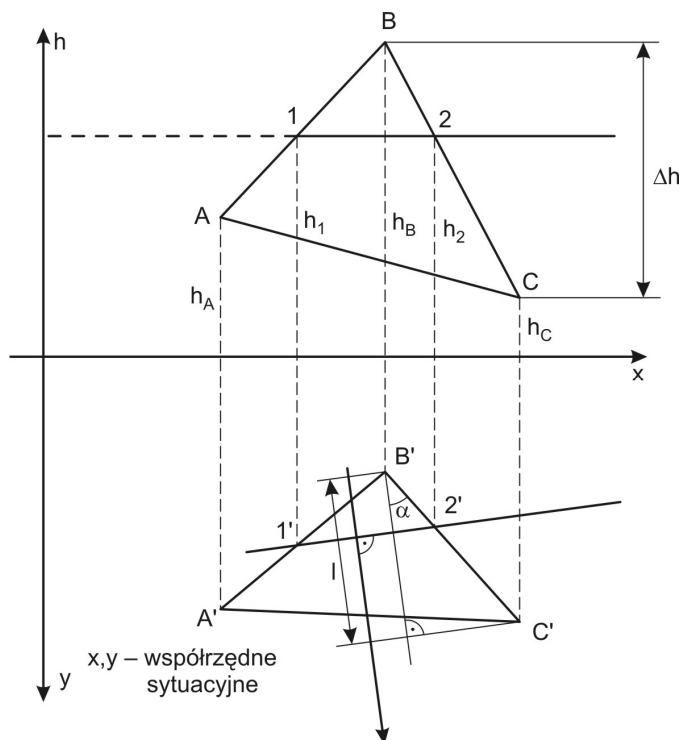
Większe odległości stosujemy w terenie równinnym. Punkty obserwacyjne z wysokością zwierciadła wody podziemnej nanosimy na plan sytuacyjny, kreślimy boki trójkąta, na których znajdujemy przez interpolację punkty równych wysokości. Łącząc te punkty liniami prostymi otrzymamy hydroizohipsy trójkąta badawczego. Kierunki przepływu będą prostopadłe do hydroizohips.

Przyjmując oznaczenia jak na rys. 2.73 spadek zwierciadła wody obliczymy ze wzoru:

$$i = \frac{\Delta h_{D-E}}{DE} = \frac{\Delta h_{A-C}}{CA \cos \alpha} \quad (2.23)$$

gdzie: i – spadek zwierciadła wody równy tangensowi kąta nachylenia zwierciadła wody podziemnej do poziomu, h_{D-E} – różnica wysokości zwierciadła wody w punktach D i E , h_{A-C} – różnica wysokości zwierciadła wody w punktach A i C , α – kąt zawarty między bokiem trójkąta $A-C$ i kierunkiem przepływu, DE i AC – odległość pozioma między punktami $D-E$ i $C-A$.

W prosty sposób możemy wyznaczyć kierunek przepływu, nanosząc sytuację punktów pomiarowych i wysokości zwierciadła wody gruntowej na układ współrzędnych x, y, h jak na rysunku 2.74.



Rys. 2.74. Wyznaczanie kierunku przepływu wód podziemnych

Na układzie x, h наносимy w dowolnej skali wysokości zwierciadła wody w punktach A, B, C . Linia pozioma o dowolnej rzędnej, np. h_1 , przecina boki trójkąta $A B C$ w punktach 1 i 2. Rzutując punkty 1 i 2 na sytuację (układ x, y) otrzymujemy na bokach $A'-B'$ i $B'-C'$ punkty 1' i 2' o jednakowej wysokości zwierciadła wody. Nachylenie zwierciadła wody obliczyć możemy z zależności:

$$i = \frac{\Delta h_{B-C}}{l} = \frac{\Delta h_{B-C}}{BC \cos \alpha}$$

Rozdział 3

DYNAMIKA WÓD PODZIEMNYCH

➤ 3.1. Ogólna klasyfikacja ruchu cieczy w ośrodku porowatym

Przepływ cieczy w ośrodkach porowatych nazywamy filtracją (przesączaniem). Podstawowymi wielkościami charakteryzującymi ruch cieczy są: prędkość i natężenie przepływu, kierunek przepływu, ciśnienie cieczy. W ogólnym przypadku wymienione wielkości są funkcją miejsca i czasu, co zapisać możemy w postaci:

$$H = f(x, y, z, t)$$

Ruch, który określają trzy współrzędne miejsca oraz parametr czasu, nazywamy ruchem przestrzennym **nieustalonym**. W ruchu takim wielkości hydrodynamiczne ulegają zmianie zarówno z biegiem czasu, jak i przy przejściu od jednego punktu przestrzeni do drugiego. Jeżeli wielkości hydrodynamiczne możemy określić jako funkcję czasu i dwu współrzędnych miejsca, to przepływ taki nazywamy dwuwymiarowym, płaskim. Dwuwymiarowe pole przepływu może być płaskie w planie:

$$H = f(x, y, t)$$

lub płaskie w przekroju pionowym:

$$H = f(x, z, t)$$

W przypadku osiowej symetrii ruchu – ruch z natury przestrzenny opisać można dwoma współzrędnymi miejsca. Ruch taki nazywamy osiowo-symetrycznym.

$$H = f(r, z, t)$$

Ruch można uznać jako płaski, gdy spełnia dwa warunki:

- przepływ cieczy jest równoległy do nieruchomej płaszczyzny (poziomej lub pionowej), zwanej **płaszczyzną przepływu**;
- wartość wielkości hydrodynamicznych w punktach leżących na prostopadłej do płaszczyzny przepływu są sobie w każdej chwili równe.

Przepływ osiowo-symetryczny ma tę właściwość, iż w odpowiadających sobie punktach pęku płaszczyzn przechodzących przez oś symetrii wartości poszczególnych wielkości hydrodynamicznych są sobie równe. Jeżeli parametry ruchu nie ulegają zmianie w czasie w poszczególnych przekrojach strumienia, to ruch taki nazywamy **ustalonym**.

$$H = f(x, z) \quad \text{lub} \quad H = f(x, y)$$

Filtracja może zachodzić w ośrodku trójfazowym (faza stała, ciekła i gazowa) zwanym nienasyconym lub w ośrodku dwufazowym, gdy pory całkowicie wypełnione są cieczą (ośrodek nasycony).

➤ 3.2. Prawa filtracji

Ruch cieczy w ośrodku porowatym uwarunkowany jest siłami działającymi na ciecz, w szczególności: ciężkości, ciśnienia, tarcia, bezwładności, powierzchniowymi działającymi na kontakcie fazy stałej i ciekłej, np. siłami kapilarnymi i adsorpcji. Wymienione siły nie zawsze mają istotne znaczenie. Dla określonych warunków przepływu miarodajna jest jedynie określona grupa sił, pozostałe ze względu na ich małą wartość nie mają istotnego znaczenia. Wynika stąd, że nie istnieje jedno, ogólnie ważne dla wszystkich przypadków przepływu, prawo filtracji.

Siły ciężkości i ciśnienia są siłami czynnymi inicjującymi ruch cieczy. Siły te pozostają w równowadze z siłami oporu wynikającymi z tarcia, bezwładności oraz z siłami powierzchniowymi.

Siły tarcia działają przede wszystkim wzdłuż ścian kanalików porowych i zależą od chropowatości ścian, lepkości cieczy i prędkości przepływu. Naprężenie styczne w ogólnym przypadku wynosi:

$$\tau = \eta \frac{\partial v}{\partial y} + \rho l^2 \left(\frac{\partial v}{\partial y} \right)^2$$

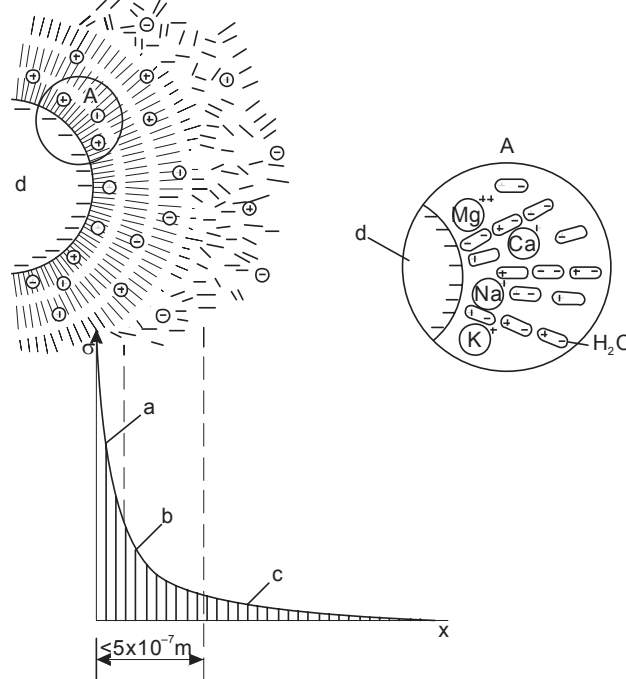
gdzie: τ – naprężenia styczne [Pa], η – lepkość dynamiczna [Pa · s], v – prędkość przepływu [m/s], y – kierunek prostopadły do wektora prędkości przepływu.

Pierwszy wyraz sumy równania nazywamy naprężeniem lepkości (tarcie laminarnym), drugi człon tarcia wynika z burzliwości ruchu (tarcie burzliwe).

Siły bezwładności (siły d'Alemberta) są siłami masowymi, proporcjonalnymi do masy elementu i przyspieszenia. Przyspieszenie wyraża równanie:

$$\frac{dv}{dt} = \frac{\partial v}{\partial t} + v \frac{\partial v}{\partial r}$$

Pierwszy wyraz $\frac{\partial v}{\partial t}$ przedstawia zmianę prędkości lokalnej, drugi $v \frac{\partial v}{\partial r}$ oznacza część przyspieszenia, zwanego zmianą konwekcyjną, wynikającą z przyrostu prędkości wzdłuż drogi przepływu.



Rys. 3.1. Rozkład sił molekularnych w otoczeniu cząsteczki gruntu: a – woda higroskopijna, b – woda błonkowa, c – woda wolna, d – cząsteczka gruntu

Siły molekularne, występujące na powierzchni granicznej fazy stałej i ciekłej, istotne są przede wszystkim w ośrodkach drobnoziarnistych, tj. glinach, iłach oraz w pewnym stopniu w pyłach. Siły molekularne (międzycząsteczkowe) są siłami kohezji i adhezji. Siły kohezji działają między molekułami tego samego rodzaju, siły adhezji między molekułami różnego rodzaju. W systemie skała (grunt) – woda siłami kohezji są siły przyciągania między cząsteczkami wody, siły adhezji występują natomiast między molekułami wody a molekułami fazy stałej ośrodka (rys. 3.1.). Na powierzchni cząsteczki gruntu molekuły wody adsorbowane są wskutek

niezrównoważenia ładunków elektrycznych jonów/atomów siatki krystalicznej. Siły adhezji zależą od wymiarów cząsteczki, jej budowy mineralogicznej i rodzaju kationów znajdujących się w roztworze wody gruntowej i adsorbowanych na powierzchni cząsteczki. Woda związana może całkowicie wypełniać pory gruntowe czyniąc ośrodek nieprzepuszczalnym. Nie porusza się ona pod wpływem siły ciężkości.

Dzięki siłom działającym na wodę – w systemie gruntowo-wodnym magazynowana jest energia potencjalna. Energia potencjalna E jest sumą iloczynu siły F działającej na ciało i przesunięcia s , a pochodna energii potencjalnej względem drogi jest gradientem energii, a w rezultacie również siłą. W mechanicznym, zachowawczym systemie ilość energii potrzebnej do przemieszczenia ciała z jednego punktu do drugiego nie zależy od drogi. Pole takie jest polem potencjalnym, w którym:

$$E(\mathbf{x}) = \int_{S(\mathbf{x}, \mathbf{x}_0)} \vec{F}(\mathbf{x}) ds$$

gdzie: S – dowolna droga, zaczynająca się w punkcie \mathbf{x}_0 i kończąca się w \mathbf{x} . Funkcja $E(\mathbf{x})$ jest skalarną funkcją potencjału. Z polem potencjalnym wiąże się bezpośrednio potencjał. Choć system *skala/gleba – woda* nie jest systemem zachowawczym, to jednak dla wód podziemnych definiuje się potencjały jak dla systemu zachowawczego, aby umożliwić matematyczny opis ruchu wody analogicznie jak w systemach zachowawczych. Pewne zależności, wynikające z pola potencjalnego, opisujące pole filtracji podano w rozdziale 3.9.

Potencjał hydrauliczny ψ_H elementu wody w systemie gruntowo-wodnym jest sumą potencjałów cząstkowych:

$$\psi_H = \psi_z + \psi_m + \psi_p + \psi_o$$

gdzie: ψ_H – potencjał całkowity elementu wody, potencjał hydrauliczny;

ψ_z – potencjał grawitacyjny;

ψ_m – potencjał kapilarny, potencjał ssący;

ψ_p – potencjał ciśnienia

ψ_o – potencjał osmotyczny.

Potencjał grawitacyjny wynika z pola grawitacyjnego Ziemi. Odpowiada on energii potrzebnej do podniesienia elementu wody z przyjętego poziomu odniesienia (poziomu porównawczego $z=0$) na wysokość zajmowanej przez element pozycji.

Potencjał kapilarny (ψ_m) lub potencjał ssący charakteryzuje energię wiązania wody przez fazę stałą w ośrodku nienasyconym. Im grunt jest suchszy, tym silniej cząsteczki wody związane są z fazą stałą (cząsteczkami gruntu).

Potencjał ciśnienia (ψ_p) odpowiada energii potencjalnej elementu wody znajdującego się pod ciśnieniem w stosunku do energii elementu o ciśnieniu zerowym. Potencjał ciśnienia występuje tylko w strefie nasyconej.

Potencjał osmotyczny (ψ_0) odpowiada różnicy ciśnień między powierzchniami błony półprzepuszczalnej przy różnym stężeniu roztworu wodnego. Potencjał osmotyczny decyduje o transporcie wody w roślinach. W przepływie wody podziemnej odgrywa podrzędną rolę i najczęściej jest w obliczeniach pomijany.

Potencjały cząstkowe nie występują równocześnie. Potencjał grawitacyjny występuje niezależnie od stopnia nasycenia ośrodka, potencjał molekularny (ψ_m) występuje tylko w ośrodku nienasyconym, a potencjał ciśnienia tylko w ośrodku nasyconym. W rezultacie możemy zapisać, że potencjał hydrauliczny wynosi:

- w ośrodku nasyconym: $\psi_H = \psi_z + \psi_p$
- w ośrodku nienasyconym: $\psi_H = \psi_z + \psi_m$.

Ruch cieczy występuje tylko wtedy, gdy między dwoma punktami przestrzeni porowej istnieje różnica potencjału całkowitego ψ_H . Woda przepływa z punktu o wyższym potencjale do punktu o potencjale niższym.

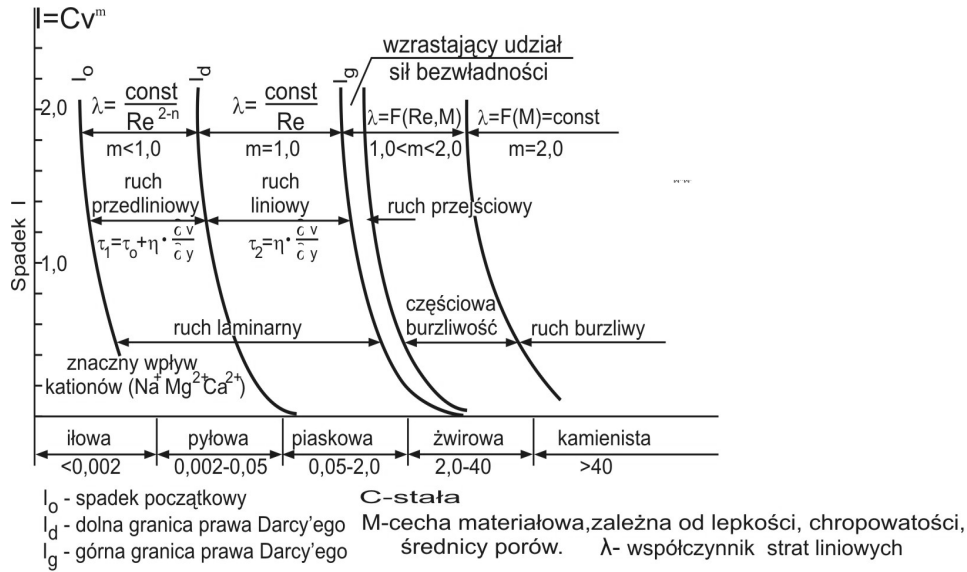
Z charakterystyki sił decydujących o oporach ruchu wynika, że w strefie nasyconej możliwe jest wydzielenie pewnych przedziałów ruchu, w których istotne znaczenie mają określone siły.

Ze względu na charakter ruchu cieczy w hydraulice wyróżnia się ruch laminarny (uwarstwiony) oraz ruch turbulentny (burzliwy). Przy małych prędkościach przepływu siły tarcia są proporcjonalne do prędkości, a siły bezwładności są na tyle małe, że mogą być w analizie pominięte. Ze wzrostem prędkości wzrasta znaczenie sił bezwładności, w końcu pojawia się turbulencja, a siły tarcia wzrastają z kwadratem prędkości.

W rezultacie w ośrodkach porowatych wyróżnić możemy następujące przedziały ruchu (rys. 3.2):

- mikrofiltracji, z decydującym udziałem sił powierzchniowych;
- liniowego, z decydującym udziałem oporów lepkości (tarcia laminarnego);
- przejściowego ze wzrastającym udziałem sił bezwładności;
- przejściowego z częściowo występującą turbulencją;
- turbulentnego, z siłami tarcia wzrastającymi z kwadratem prędkości.

Stan wiedzy pozwala aktualnie tylko na określenie prawa filtracji dla przedziału ruchu liniowego, dla pozostałych przedziałów podać można jedynie przybliżone zależności.



Rys. 3.2. Przedziały charakteru ruchu w ośrodku porowatym

Woda przepływa kanalikami porowymi z pewną prędkością, która wynika z czasu potrzebnego na pokonanie rzeczywistej drogi przepływu elementu cieczy między przekrojami *A* i *B* (rys. 3.3a, 3b, 3c). Prędkość ta, zwana **rzeczywistą** wynosi:

$$v_{rz} = \frac{l_{rz}}{t}$$

Rzeczywisty tor, po jakim porusza się cząsteczka wody, jest technicznie niemierzalny. Praktycznie wyznaczyć można prędkość będącą stosunkiem poziomej odległości między przekrojami *A* i *B* a czasem *t*. Prędkość taką nazywamy prędkością efektywną (skuteczną) (rys. 3.3b).

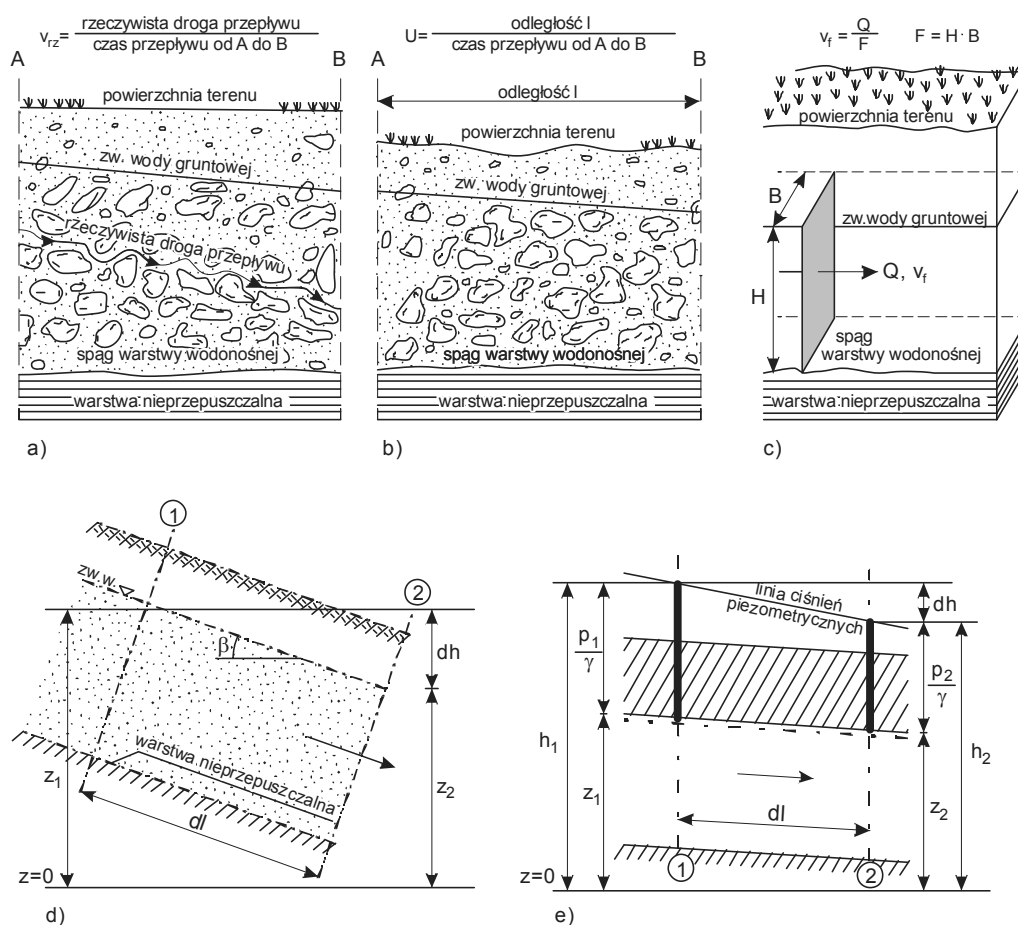
$$U = \frac{l}{t}$$

Średnia prędkość efektywna *U* może być zdefiniowana również jako objętość wody V_w , przesączająca się przez powierzchnię przekroju porów $F_p = mF$ w jednostce czasu:

$$U = \frac{V_w}{m F t} \quad (3.1)$$

gdzie: *m* – współczynnik porowatości przekrojowej; $m = \frac{F_p}{F}$;

Prędkość efektywną można pomierzyć m.in. przy użyciu odpowiednich wskaźników (traserów) – (patrz rozdz. 3.7.3.3).



Rys. 3.3. Przepływ przez ośrodek porowaty: a) – prędkość rzeczywista, b) – prędkość efektywna (skuteczna), c) – prędkość filtracji, d) – spadek hydrauliczny przepływu o zwierciadle swobodnym, e) – spadek hydrauliczny przepływu pod ciśnieniem

Trzecią prędkością, która z uwagi na obliczenia jest najbardziej znaczącą wielkością dla charakterystyki przepływu w ośrodkach porowatych, jest prędkość filtracji v_f . Definiuje się jako stosunek objętości wody V_w , przesączającej się przez prostopady do kierunku przepływu przekrój F w jednostce czasu (rys.3.3.c):

$$v_f = \frac{V_w}{F t} \quad (3.2)$$

Porównując wzory 3.1 i 3.2 otrzymujemy następujące zależności między średnią prędkością skuteczną a prędkością filtracji:

$$v_f = m U \quad (3.3)$$

Ze wzoru 3.2 widoczne jest, że prędkość filtracji jest wielkością fikcyjną, gdyż dla jej obliczenia przyjęto, że przepływ odbywa się przez całkowitą powierzchnię przekroju F . W rzeczywistości woda przepływa tylko przekrojem czynnych porów.

Ze względu na techniczne trudności określenia porowatości przekrojowej m przyjmuje się za Połubariną-Kocziną dla ziaren zbliżonych do kulistych, że porowatość przekrojowa zbliżona jest do porowatości objętościowej $m \cong n$. Możemy więc zapisać, że:

$$v_f = m U \cong n U \quad (3.3a)$$

➤ 3.2.1. Liniowe prawo filtracji – prawo Darcy'ego

➤ 3.2.1.1. Spadek hydrauliczny w ośrodku nasyconym

Siłami czynnymi wywołującymi ruch cieczy są siła ciężkości i siła ciśnienia. Energia masy strumienia w dowolnym przekroju wynosi (rys. 3.3 d–e):

$$E = E_p + E_k = M g z + p \frac{M}{\rho} + \frac{M v^2}{2} \quad (3.4)$$

gdzie: E_p – energia potencjalna, E_k – energia kinetyczna. Dzieląc równanie (3.4) przez $M g$ możemy energię jednostki masy cieczy wyrazić wysokością słupa cieczy:

$$h = z + \frac{p}{\rho g} + \frac{v^2}{2g} \quad (3.5)$$

określającą potencjał ψ_H elementu wody, który nazywamy wysokością piezometryczną. Poszczególne składniki sumy (3.5) nazywamy wysokością położenia (z),

wysokością ciśnienia $\left(\frac{p}{\rho g}\right)$ oraz wysokością prędkości $\left(\frac{v^2}{2g}\right)$. Transport masy

cieczy z przekroju I do przekroju II związany jest z wykonaniem pracy potrzebnej na pokonanie sił oporu ruchu. Na wykonanie tej pracy zużyta zostaje część poten-

cjału strumienia dh . W przypadku przepływu filtracyjnego prędkość przepływu i wynikająca stąd energia kinetyczna jest w porównaniu z energią potencjalną bardzo mała i może być pominięta. W rezultacie równanie bilansu energii (równanie Bernoulliego) możemy napisać w postaci:

$$z_1 + \frac{p_1}{\rho g} = z_2 + \frac{p_2}{\rho g} + dh \quad (3.6)$$

$$h_1 = h_2 + dh$$

$$dh = h_2 - h_1$$

Stosunek przyrostu wysokości piezometrycznej do długości drogi przepływu dl nazywamy **spadkiem hydraulicznym** lub **gradientem hydraulicznym**:

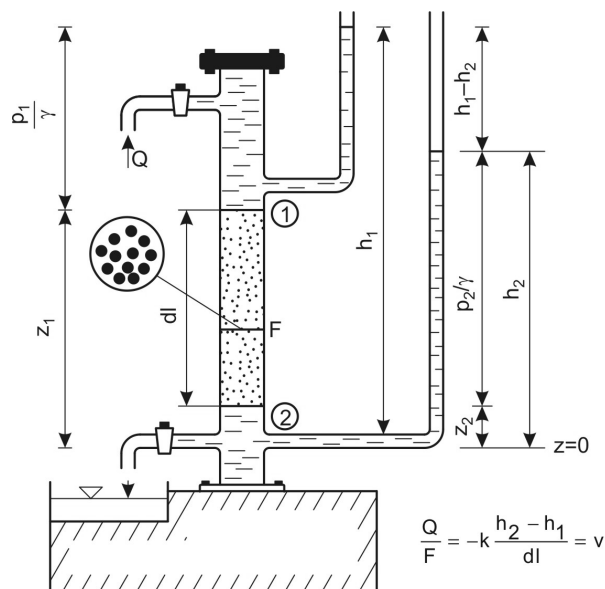
$$I = -\frac{dh}{dl} = -\text{grad } h \quad (3.7)$$

$$I = -\text{grad } \psi_H$$

➤ 3.2.1.2. Prawo Darcy'ego

Na podstawie badań laboratoryjnych przeprowadzonych w pionowym cylindrze wypełnionym piaskiem (rys. 3.4). Darcy (1856 r.) stwierdził, że natężenie przepływu Q jest proporcjonalne do powierzchni przekroju przepływu i różnicy wysokości piezometrycznej, a odwrotnie proporcjonalne do długości przepływu:

$$Q = kF \frac{h_1 - h_2}{dl} = -kF \frac{dh}{dl} = kFI \quad (3.8)$$



Rys. 3.4. Aparat filtracyjny Darcy'ego: 1,2 – górna i dolna powierzchnia próbki

Współczynnik proporcjonalności k nazywamy współczynnikiem filtracji (przesączalności). Uwzględniając, że $\frac{Q}{F} = v$ możemy napisać:

$$\frac{Q}{F} = v = -k \frac{dh}{dl} = k I \quad (3.9)$$

Prędkość v określoną wzorem (3.9) nazywamy prędkością filtracji. Ze wzoru (3.9) wynika, że prędkość filtracji jest liniowo zależna od spadku hydraulicznego, w związku z czym prawo Darcy'ego nazywamy liniowym prawem filtracji.

Prawo Darcy'ego wyraża zasadę równowagi sił działających na ciecz przy jej przepływie przez ośrodek. Na ciecz wypełniającą pory elementu objętości ośrodka porowatego działają wzdłuż dowolnego kierunku r (rys. 3.5) następujące siły:

- składowa siły ciężkości:

$$P_1 = G \cos(z, r) = \rho g \Delta r n F \cos(z, r)$$

- różnica sił ciśnienia porowego w przeciwległych powierzchniach elementu, prostopadłych do kierunku r :

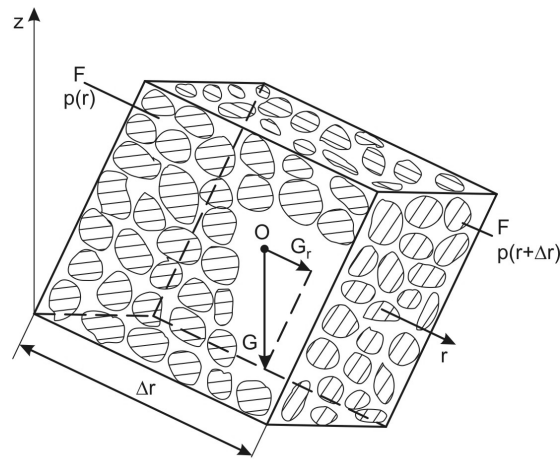
$$P_2 = p \Delta r n F - p(r + \Delta r) n F$$

- siły oporu ruchu wynikające z tarcia laminarnego. Przyjmujemy, że siła ta jest proporcjonalna do objętości cieczy i prędkości filtracji:

$$P_3 = C_r \eta v_r \Delta r n F$$

gdzie: $p = \rho g h$ – ciśnienie porowe, C_r – współczynnik oporu, zależny od właściwości ośrodka. Warunek równowagi sił ma postać:

$$\sum_{i=1}^3 P_i = 0$$



$$\cos(z, r) = -\frac{\delta z}{\delta r}$$

Rys. 3.5. Siły czynne działające na ciecz w ośrodku porowatym

$$\rho g \Delta r n F \cos(z, r) + p(r)nF - p(r + \Delta r)nF - C_r \eta v_r \Delta r n F = 0$$

Rozwijając wyrażenie $p(r + \Delta r)$ w szereg Taylora mamy:

$$p(r + \Delta r) = p(r) + \frac{\partial p}{\partial r} \Delta r$$

i po podstawieniu otrzymujemy po prostych przekształceniach:

$$\rho g \cos(z, r) - \frac{\partial p}{\partial r} - C_r \eta v_r = 0$$

Na podstawie rysunku 3.5 mamy $\cos(z, r) = -\frac{\partial z}{\partial r}$, stąd:

$$\rho g \frac{\partial z}{\partial r} + \frac{\partial p}{\partial r} + C_r \eta v_r = 0 /: \rho g$$

$$\frac{\partial z}{\partial r} + \frac{1}{\rho g} \frac{\partial p}{\partial r} + \frac{C_r \eta}{\rho g} v_r = 0$$

$$v_r = - \frac{\partial}{\partial r} \left(\frac{p}{\rho g} + z \right) \frac{\rho g}{C_r \eta}$$

Podstawiając $\frac{\rho g}{C_r \eta} = k_r$ oraz uwzględniając, że $\frac{p}{\rho g} + z = h$ mamy:

$$v_r = -k_r \frac{\partial h}{\partial r}$$

a więc wzór identyczny do otrzymanego przez Darcy'ego na podstawie eksperymentu.

Współczynnik k_r oznacza współczynnik filtracji dla kierunku r . Z zależności $k_r = \frac{\rho g}{C_r \eta} = \frac{1}{C_r} \frac{g}{\nu}$ wynika, że współczynnik filtracji zależy od właściwości ośrodka określonych przez współczynnik oporu C_r oraz od lepkości cieczy. Odwrotność współczynnika oporu nazywamy współczynnikiem przepuszczalności.

$$K = \frac{1}{C_r} \left[\text{m}^2 \right]$$

Między współczynnikiem filtracji a przepuszczalności zachodzi zależność:

$$k = K \frac{\rho g}{\eta} = K \frac{g}{\nu} \quad (3.10)$$

Współczynnik filtracji ma wymiar prędkości, współczynnik przepuszczalności wymiar powierzchni. W praktyce za jednostkę współczynnika przepuszczalności przyjmuje się 1 darcy (D) = $0,987 \cdot 10^{-8} \text{ cm}^2$.

W prostokątnym układzie współrzędnych składowe prędkości w kierunkach x , y , z wynoszą:

$$\begin{aligned}
 v_x &= -k_x \frac{\partial h}{\partial x} \\
 v_y &= -k_y \frac{\partial h}{\partial y} \\
 v_z &= k_z \frac{\partial h}{\partial z}
 \end{aligned}
 \tag{3.11}$$

W powyższych rozważaniach założono, że ośrodek jest jednorodny (homogeniczny), co oznacza, że wzdłuż dowolnego kierunku wartość współczynnika filtracji jest stała.

Dla ośrodka niejednorodnego:

$$v_r = - \frac{\partial}{\partial r} (kh)$$

Kierunek przepływu pokrywa się z linią największego spadku hydraulicznego, a prędkość filtracji wynosi:

$$\vec{v} = -k \text{ grad } h$$

➤ 3.2.2. Zakres ważności prawa Darcy'ego

Przy wyprowadzeniu wzoru Darcy'ego w równaniu równowagi sił jako siłę oporu ruchu uwzględniono siły tarcia laminarnego, wynikające z lepkości cieczy. Oznacza to, że prawo Darcy'ego traci swoją ważność wszędzie tam, gdzie poza tarciami laminarnymi występują dodatkowe siły oporu, w szczególności siły powierzchniowe (molekularne), bezwładności oraz tarcia burzliwego.

Uwzględniając powyższe interesuje nas oczywiście, w praktycznych zastosowaniach, możliwość liczbowego określenia granic ważności prawa Darcy'ego.

➤ 3.2.2.1. Przedział ruchu przedliniowego

Wraz ze zmniejszeniem się średnicy ziaren (cząstek) ośrodka porowatego wzrastają siły powierzchniowe na granicy fazy stałej i ciekłej. Woda związana (higroskopijna i błonkowa) zmniejsza czynny przekrój porów, w skrajnym przypadku może je całkowicie wypełniać.

Wody związane uważać możemy za ciecz Binghamowską, w której naprężenia styczne występujące w czasie ruchu cieczy opisuje równanie:

$$\tau = \tau_o + \eta \frac{\partial v}{\partial y}$$

Jeżeli istnieje przepływ ciecchy, to $\frac{\partial v}{\partial y} > 0$, z czego wynika, że przepływ zachodzi

wtedy, gdy:

$$\tau - \tau_o > 0$$

$$\tau > \tau_o$$

co oznacza, że dla zapoczątkowania ruchu wody związanej konieczne jest wystąpienie naprężeń stycznych, większych od tzw. naprężenia progowego τ_o . Ponieważ siły wiązania wody w kompleksie adsorpcyjnym wzrastają przy zbliżeniu się do powierzchni cząstki stałej, wartość τ_o potrzebna do uruchomienia wody związanej również wzrasta. Wynika stąd, że czynny przekrój porów (przekrój porów, w którym w danych warunkach zachodzi przepływ wody) jest wielkością dynamiczną, zależną od gradientu ciśnienia porowego. Ponieważ w przepływie wody związanej siły ciężkości możemy pominąć, wyrażenie na spadek hydrauliczny ma postać:

$$I = -\frac{\partial}{\partial r} \left(\frac{p}{\rho g} \right)$$

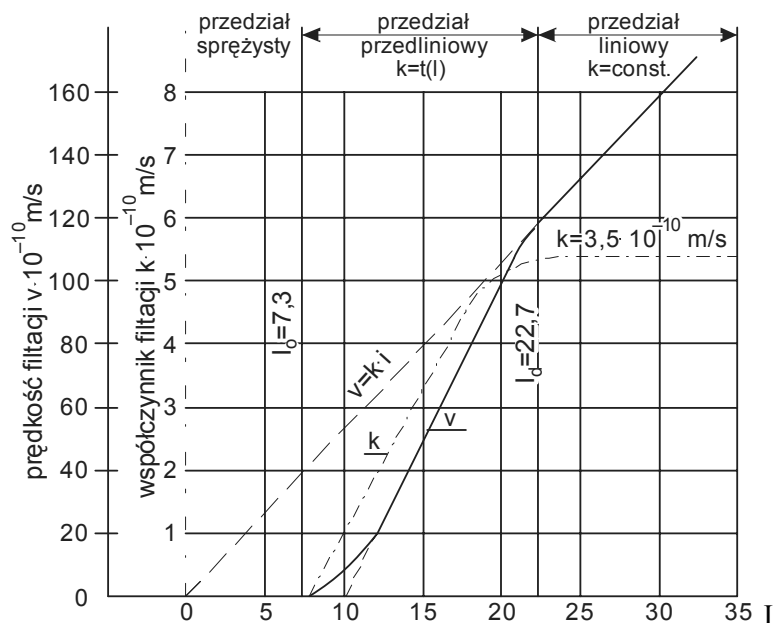
Począwszy od pewnej progowej wartości spadku hydraulicznego I_o (spadek początkowy), któremu odpowiadają naprężenia styczne $\tau = \tau_o$, ze wzrostem spadku hydraulicznego uruchamiana jest coraz większa część wody związanej, a czynny przekrój porów zwiększa się. Z rozważań tych wynika, że przesączalność ośrodka, równa zero przy $I \leq I_o$, wzrasta ze wzrostem spadku hydraulicznego do wartości maksymalnej, określonej współczynnikiem filtracji Darcy'ego k (rys. 3.6). Przy założeniu, że w przedziale przedliniowym funkcja $k(I)$ jest liniowa, prędkość filtracji w przedziale $I_o < I < I_d$ obliczyć można z zależności (Puzyrevskaja, 1931):

$$v = k_p (I - I_o) = a (I - I_o)^2$$

gdzie: $k_p = k_p(I)$ – współczynnik filtracji przedziału przedliniowego,

$$a = \frac{k_p}{I - I_o}.$$

W przypadku gdy woda związana tylko częściowo wypełnia pory, ruch cieczy występuje przy dowolnie małych spadkach hydraulicznych (rys. 3.7). Mimo że zagadnienie ruchu sublaminarne (w przedziale przedliniowym) dyskutowane jest w literaturze od wielu lat, to brak dotychczas badań, które pozwalałyby na podstawie cech fizycznych gruntu na ilościowe określenie zarówno wartości spadku początkowego I_0 , jak i spadku odpowiadającego dolnej granicy ważności prawa Darcy'ego I_d .



Rys. 3.6. Zależność współczynnika i prędkości filtracji od spadku hydraulicznego w gruntach słabo przepuszczalnych

Orientacyjnie można przyjąć, że dla gruntów spoistych początkowe spadki hydrauliczne są większe od 6 (Ludewig, 1965) albo (wg Rozy) od 15. Przy występujących w naturalnych warunkach spadkach hydraulicznych $I < I_0$, grunty spoiste rodzaju glin i ilów uważać możemy za praktycznie nieprzepuszczalne.

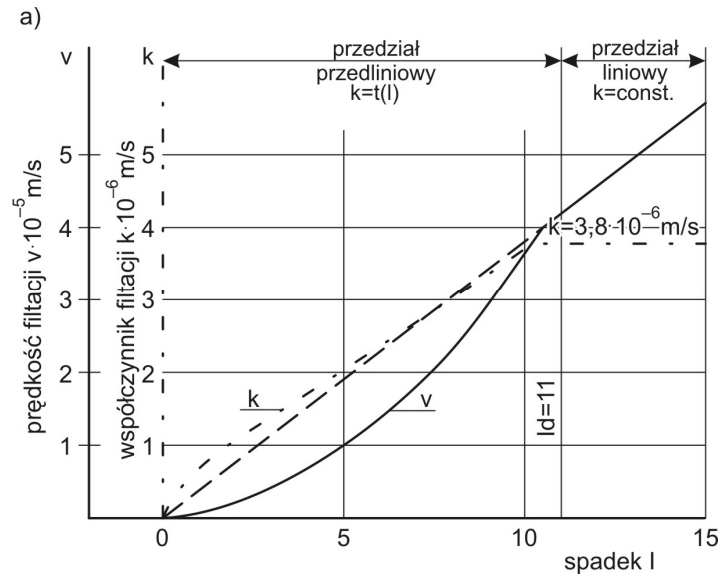
Swartzenruber (1962) dla przedziału przedliniowego zaproponował następujący wzór:

$$v_f = k (1 + D I) I$$

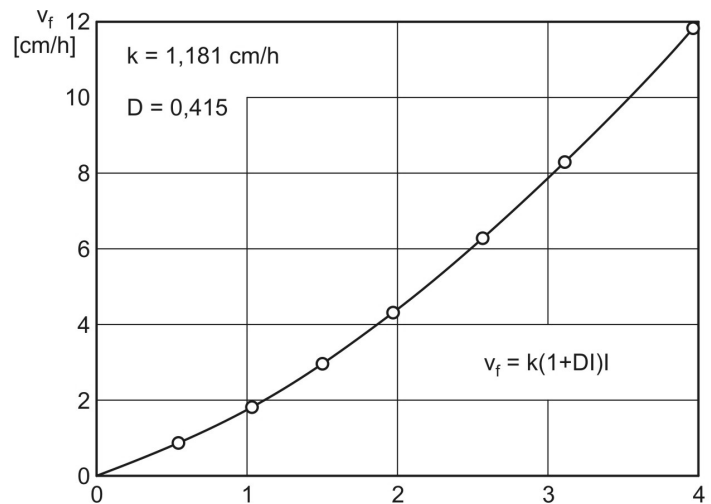
Człon $k (1 + D I)$ przedstawia efektywną hydrauliczną przepuszczalność ośrodka, zależną od spadku hydraulicznego. Stała D jest miarą nieliniowości. Wpływ nieliniowości na prędkość filtracji przedstawiono na rysunkach 3.7a i 3.7b. Istotnym

problemem jest określenie wartości stałych k i D . Opublikowane przez Swartzen-drubera (1962, 1968 [97]) wyniki badań pozwalają w niektórych przypadkach na ich obliczenie. W zasadzie jednak wyznaczane są poprzez badania na konkretnym materiale gruntowym.

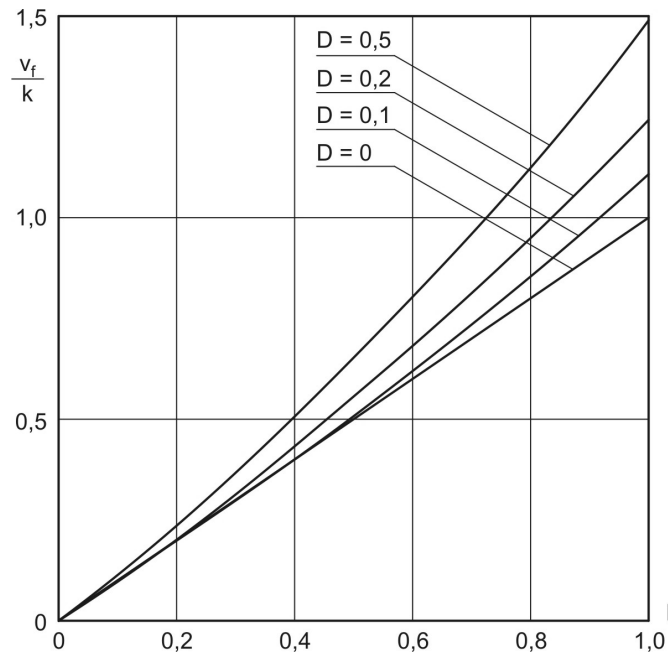
a)



b)



c)



Rys. 3.7. Prędkość filtracji : a – zależność współczynnika i prędkości filtracji od spadku hydraulicznego przy częściowym wypełnieniu porów wodą związaną, b – zależność prędkości filtracji od spadku hydraulicznego w gruncie pylastym wg Swartzendrubaera w przedziale ruchu przedliniowego, c – bezwymiarowa prędkość filtracji w funkcji spadku hydraulicznego wg Swartzendrubaera w przedziale ruchu przedliniowego [112]

➤ 3.2.2.2. Ruch burzliwy

Ze wzrostem prędkości przepływu wzrastają siły bezwładności i proces filtracji coraz bardziej odbiegać będzie od liniowej zależności Darcy'ego, mimo że przepływ jest jeszcze uwarstwiony. Przy dalszym wzroście prędkości ruch staje się niestabilny, tj. przy łączeniu się strumieni opływających cząstkę gruntu powstają nieregularne wiry, prowadzące do rozwoju burzliwości przepływu. Początkowo, wskutek szybkiego tłumienia, burzliwość nie obejmuje jeszcze całej objętości przepływu. Dalszy wzrost prędkości doprowadza do wystąpienia burzliwości w całym strumieniu. Oznacza to, że odstępstwa od liniowego prawa filtracji wynikają początkowo wskutek pojawienia się sił bezwładności nie uwzględnionych w prawie Darcy'ego, a następnie sił wynikających z burzliwości. Między ruchem liniowym a burzliwym istnieje dość szeroka strefa ruchu przejściowego, obejmująca górny zakres ruchu laminarnego oraz strefę częściowej burzliwości.

Dotychczasowe badania zmierzające do określenia górnej granicy stosowności prawa Darcy'ego oparte są bądź to na określeniu odpowiednika liczby Reynoldsa, bądź na określeniu górnej granicy spadku hydraulicznego I_g .

Bezwymiarowa liczba Reynoldsa przedstawia stosunek sił bezwładności do sił tarcia:

$$\text{Re} = \frac{\rho v^2}{\frac{\eta v}{l^2}} = \frac{\rho v l}{\eta} = \frac{v l}{\nu}$$

przy czym l jest wielkością charakteryzującą przekrój strumienia przepływu. Przy przepływie przez przewody rurowe o przekroju kołowym wielkością charakteryzującą przekrój jest średnica rury. Trudności występują jednak przy określeniu tej wielkości przy przepływie przez nieregularne kanaliki ośrodka porowatego. Ponieważ przekrój porów zależy od uziarnienia ośrodka, przyjmuje się często, że można go charakteryzować za pomocą średnicy ziarn dolnego przedziału uziarnienia, np. przez średnicę miarodajną d_m , średnicę d_{10} lub d_{17} . Przyjmuje się również, że wielkością charakteryzującą przekrój porów może być współczynnik przepuszczalności ośrodka K . Autorzy różnych formuł liczby Reynoldsa podają także różne wartości krytyczne tej liczby, co jest zrozumiałe, jeżeli uwzględnić, że przekrój porów został określony za pomocą różnych wielkości.

Pawłowski (1922) zastępując średnicę kapilar gruntowych przez średnicę miarodajną ziarn oraz porowatość ośrodka n , a prędkość rzeczywistą przez prędkość filtracji ustalił wzór na liczbę Reynoldsa w postaci:

$$\text{Re} = \frac{1}{0,75n + 0,23} \frac{v d_m}{\nu} \quad (3.12)$$

gdzie: d_m – średnica miarodajna [mm], v – prędkość filtracji [cm/s], ν – lepkość kinematyczna [cm²/s].

Krytyczna wartość liczby Reynoldsa wynosi według Pawłowskiego:

$$\text{Re}_{kr} = 7 \div 9$$

według Szczelkaczewa (1949):

$$\text{Re} = \frac{10}{n^{2/3}} \frac{v \sqrt{K}}{\nu} \quad (3.13)$$

$$\text{Re}_{kr} = 1 \div 12$$

K – współczynnik przepuszczalności [cm²],

Millionszykow i Czarny (1948) przyjmują:

$$\text{Re} = \frac{v}{n^{1,5}} \frac{\sqrt{K}}{v} \quad (3.14)$$

$$\text{Re}_{kr} = 0,022 \div 0,290$$

Kotiachow (1948) oblicza liczbę Reynoldsa ze wzoru:

$$\text{Re} = \frac{4v\sqrt{2K}}{n^{1,5}v} \quad (3.15)$$

$$\text{Re}_{kr} = 0,3$$

Wielu autorów jako kryterium przejścia ruchu laminarnego w burzliwy przyjmuje krytyczną wartość spadku hydraulicznego. Sichardt [91] przyjął, że:

$$I_{kr} = \frac{1}{15\sqrt{k}} \quad (3.16)$$

gdzie: k [m/s].

Ludewig [63] na podstawie szczegółowych badań ustalił, że górna granica ważności prawa Darcy'ego zależy od współczynnika filtracji gruntu k , różnorodności U i kształtu ziarn. Według tego autora:

$$I_g = \frac{A}{k_{10}^{1,10}} \quad (3.17)$$

gdzie: $A = 0,56 a_f a_u$, a_f i a_u odpowiednio współczynnik kształtu ziaren i różnorodności, $a_u = \frac{1,20}{U}$,

k [cm/s]. Wartości współczynników podano w tabeli 23.

Tabela 23

Wartości współczynników kształtu ziaren i różnorodności

Charakterystyka ziarn	U	a_f	a_u	$A = 0,56 a_f a_u$
Ziarna kuliste	5	1,0	0,54	0,30
	1		1,20	0,44
Piasek i żwir	5	0,65	0,54	0,20
	10		0,38	0,14
Materiał ostrokrawędzisty	5	0,53	0,54	0,16

Graniczna prędkość filtracji liniowej wynosi według Ludewiga dla piasków i żwirów:

$$v_g = kI_g = k \frac{0,56 \cdot 0,65 \cdot 1,2}{k^{1,10} \cdot \sqrt{U}}$$

$$v_g = \frac{0,437}{k^{0,10} \sqrt{U}} \text{ [cm/s]} \quad (3.18)$$

Wzory Ludewiga mogą być stosowane, gdy:

$$5 \cdot 10^{-2} \leq k \leq 5 \cdot 10 \text{ [cm/s]}$$

$$U \leq 10$$

W tabeli 24 podano wyliczone na podstawie podanych wzorów prędkości i spadki krytyczne dla następujących parametrów gruntu (piasek) i cieczy:

lepkość kinematyczna wody przy $t = 10 \text{ }^\circ\text{C} \rightarrow \nu = 0,01297 \text{ cm}^2/\text{s}$,

średnica miarodajna $d_m = 0,10 \text{ mm}$,

współczynnik filtracji $k = 5 \cdot 10^{-2} \text{ cm/s}$,

współczynnik przepuszczalności zgodnie ze wzorem (3.10) wynosi:

$$K = k \frac{\nu}{g} = 5 \cdot 10^{-2} \cdot \frac{0,01297}{981} = 6,61 \cdot 10^{-7} \text{ cm}^2,$$

porowatość gruntu $n = 0,25$.

Tabela 24

Prędkości i spadki krytyczne na granicy ruchu laminarnego i turbulentnego w piaskach obliczone na podstawie różnych wzorów

Autor wzoru	v_{kr}		I_{kr}
	cm/s	m/d	
Pawłowski	0,487	421	9,74
Szczelkaczew	0,789	682	15,78
Millionszykow	0,578	499	11,56
Kotiachow	0,105	91	2,0
Ludewig	0,263	227	5,26

Uwaga: Graniczne wartości według Ludewiga dotyczą górnej granicy stosowalności liniowego prawa Darcy'ego, a więc granicy między przedziałem ruchu liniowego i przejściowego.

Z wartości podanych w tabeli 24 wynika, że prędkości krytyczne i odpowiadające im spadki hydrauliczne są bardzo wysokie, nieosiągalne w warunkach naturalnych. Ogólnie można przyjąć, że w naturalnych warunkach filtracja w ośrodkach porowatych zachodzi zgodnie z prawem Darcy'ego. Ruch turbulentny wystąpić może przy dużych spadkach przy przesączaniu się przez przemyte żwiry i rumosze kamienne.

Dla określenia prędkości w ruchu burzliwym stosowane są różne wzory. Krasnopolski wychodząc z formuły Chezy'ego:

$$v = C \sqrt{RI}$$

gdzie: $R = \frac{F}{U}$ – promień hydrauliczny, F – przekrój przepływu, U – obwód zwilżony, C – współczynnik zależny od promienia hydraulicznego i chropowatości przewodu; podstawiając $C\sqrt{R} = k_T$ otrzymał:

$$v = k_T \sqrt{I} \quad (3.19)$$

gdzie: k_T – współczynnik fluacji.

Podobną zależność otrzymamy wychodząc z równania spadku hydraulicznego:

$$I = \lambda \frac{1}{d_m} \frac{v^2}{2g}$$

które po przekształceniu napisać możemy w postaci:

$$v = \sqrt{\frac{d_m \cdot 2g}{\lambda} I} = k_T \sqrt{I}$$

Dla grubych żwirów Szczełkaczew zaleca wzór:

$$v = 173 \left(\frac{d_s}{90} I \right)^m \quad [\text{cm/s}] \quad (3.20)$$

gdzie: d_s – średnia średnica ziarn [mm].

$$m = \frac{0,8 + d_s}{0,8 + 2d_s} < 1$$

Dla $d_s = 2$ mm i spadku $I = 0,5$ mamy według Szczelkaczewa:

$$m = \frac{0,8 + 2}{0,8 + 4} = 0,58$$

$$v = 173 \left(\frac{2,0}{90} \cdot 0,5 \right)^{0,58} = 12,71 \text{ cm/s} = 10980 \text{ m/d}$$

Wydaje się, że wzór Szczelkaczewa daje znacznie zawyżone wartości. Gdyby założyć, że filtracja przy wyliczonej wyżej prędkości zachodzi zgodnie z prawem Darcy'ego współczynnik filtracji gruntu o $d_s = 2$ mm, wynosiłby:

$$k = \frac{v}{I} = \frac{10980}{0,5} = 21960 \text{ m/d}$$

co jest wartością niewyobrażalnie wysoką.

Schaef [za 95] na podstawie własnych badań przyjmuje dla ruchu burzliwego:

$$v = \sqrt{\frac{1}{C}} I \text{ [cm/s]} \quad (3.21)$$

$$c = \frac{n^3}{(1-n)^2} \frac{1}{d_{50}} \frac{C'}{2g} \left[\frac{\text{s}^2}{\text{cm}^2} \right]$$

gdzie: n – porowatość, $M = f(U, d_{50})$ – por. rysunek 3.8, C' – współczynnik oporu, $C' = f(\text{Re})$, d_{50} – średnica ziaren [cm]. Przy w pełni rozwiniętej burzliwości współczynnik C' jest niezależny od Re :

$$C^{0,1048} = \frac{0,702}{n}$$

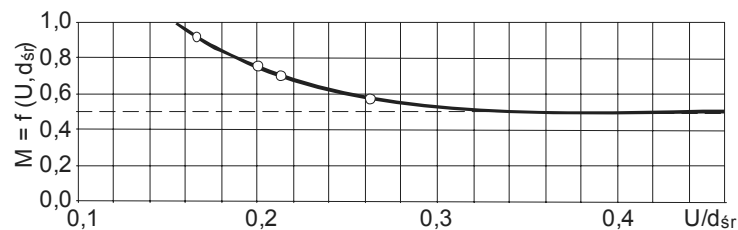
Dla $n = 0,41$, $d_{50} = 2 \text{ mm} = 0,2 \text{ cm}$, różnoziarnistości $U = 2$ mamy:

$$U/d_{50} = 2 : 0,2 = 10 \Rightarrow M = 0,58$$

$$C'^{0,1048} = \frac{0,702}{0,41} = 1,713 \Rightarrow C' = 170$$

$$c = \frac{0,41^3}{(1 - 0,41)^2} \cdot \frac{1}{0,2 \cdot 0,58} \cdot \frac{170}{1962} = 0,148$$

$$v = \sqrt{\frac{1}{c} I} = \sqrt{\frac{1}{0,148} \cdot 0,5} = 1,84 \text{ cm/s} = 1588 \text{ m/d}$$



Rys. 3.8. Wykres współczynnika $M = f(U/d_{sr})$ do obliczenia spadku krytycznego wg Schaeffa [95]

Wartość wyliczona według Schaeffa jest prawie 7-krotnie mniejsza od wartości według Szczelkaczewa.

Dla przedziału przejściowego brak w zasadzie wzorów, według których obliczyć można by prędkość filtracji w tym przedziale.

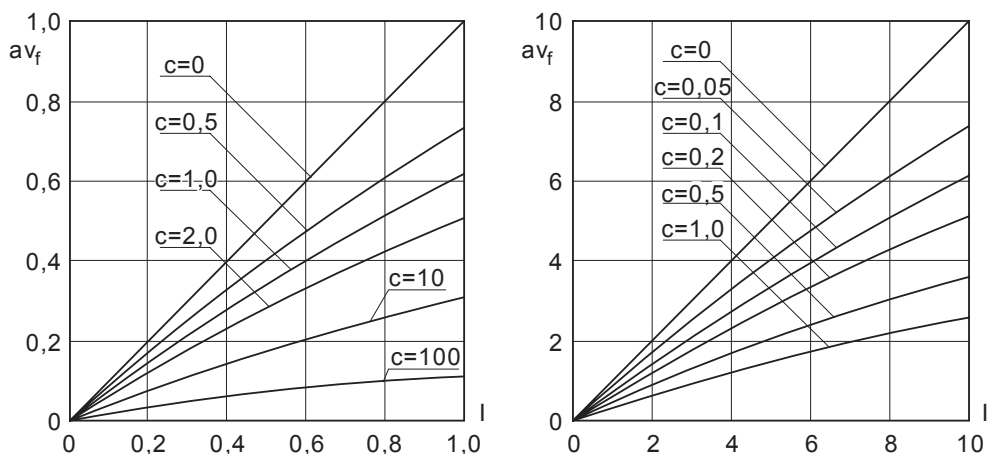
Dla warunków przepływu burzliwego prędkość filtracji obliczyć można ze wzoru Forchheimera (1901):

$$I = a v_f + b v_f^2 \quad (3.22)$$

w którym a i b są stałymi zależnymi od właściwości ośrodka i cieczy. Można wykazać, że bezwymiarowa prędkość $a \cdot v_f$ jest funkcją spadku hydraulicznego i stałej $c = b/a^2$. Stała c jest miarą nieliniowości. Przez przekształcenie wzoru (3.22) otrzymujemy:

$$a v_f = f(I, c) = 2 I \left(1 + \sqrt{1 + 4cI} \right)^{-1}$$

Na rysunku 3.9 przedstawiono wpływ nieliniowości c na bezwymiarową wartość prędkości. Z rysunku wynika, że różnice między prędkościami wyliczonymi z prawa liniowej ($c = 0$) i nieliniowej filtracji są tym większe, im większa jest nieliniowość c i spadek hydrauliczny I .



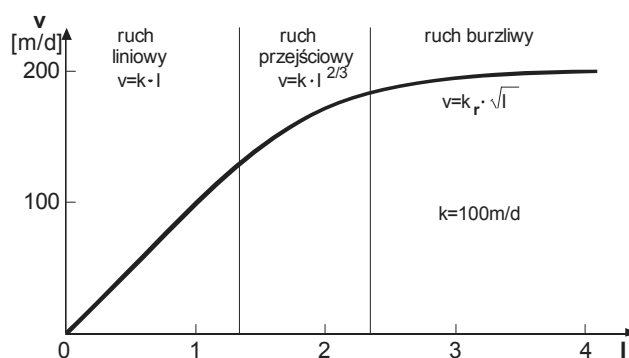
Rys. 3.9. Zależność bezwymiarowej prędkości filtracji od spadku hydraulicznego według Forchheimera [112]

W tabeli 25 podano zakresy wartości parametrów a , b , c . Z tabeli widać, że zmienność parametrów jest bardzo duża i dla praktycznych zastosowań powinny być wyznaczane eksperymentalnie. Należy podkreślić, że dla gruboziarnistych żwirów stała c osiąga wartość rzędu kilkuset, a dla rumoszu ponad tysiąc. W takich ośrodkach odchylenia od prawa Darcy'ego już przy niewielkich spadkach są znaczące.

Tabela 25

Parametry a , b , c wzoru Forchheimera wg opublikowanych wyników badań

Średnia ziaren [mm]	a [s/cm]	b [s ² /cm ²]	c
0,05 – 2,0	0,325 – 16,6	0,110 – 7,96	0,0136 – 1,244
2,0 – 40,0	0,00232 – 0,82	0,0005 – 0,760	0,074 – 750
> 40	0,00064 – 0,028	0,001 – 0,00372	4,74 – 3662



Rys. 3.10. Zależność prędkości filtracji od spadku hydraulicznego

Przyjmując ogólnie dla przepływu filtracyjnego (rys. 3.10):

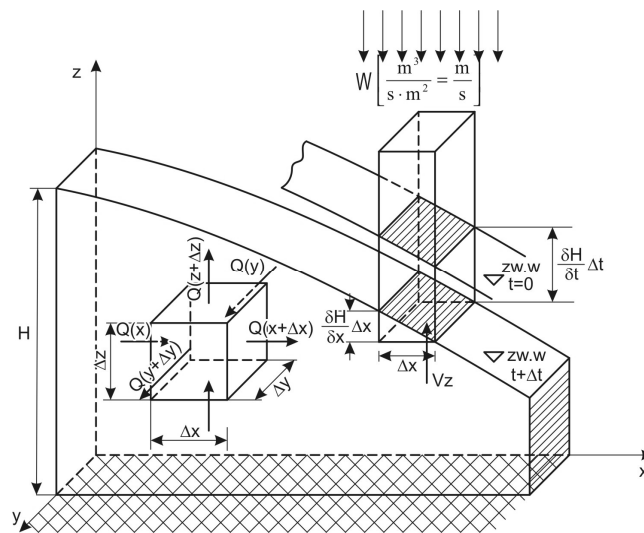
$$v = \alpha I^m \quad (3.23)$$

prędkość filtracji w poszczególnych przedziałach można obliczyć, przyjmując:

- dla przedziału liniowego $\alpha = k$ i $m = 1$,
- dla przedziału ruchu burzliwego $\alpha = k_T$ i $m = 0,50$, przy czym $k_T = \sqrt{\frac{1}{c}}$ (wg Schaffa),
- dla przedziału ruchu przejściowego $0,5 < m < 1$, według Smrekera $\alpha = k$, $m = 2/3$.

➤ 3.3. Równanie ciągłości przepływu

Zasada ciągłości przepływu jest szczególną formą prawa zachowania masy. Zasada ta sprowadza się do określenia bilansu cieczy wpływającej i wypływającej z dowolnego elementu objętości ośrodka. Różnica masy cieczy wpływającej do elementu i z niego wypływającej równa się ubytkowi masy cieczy w elemencie. Rozpatrzmy bilans masy oddzielnie dla elementu objętościowego znajdującego się wewnątrz strumienia oraz elementu wydzielonego ze strefy powierzchniowej strumienia (rys. 3.11).



Rys. 3.11. Przepływ cieczy w strumieniu o zwierciadle swobodnym

Dla elementu o wymiarach $V = \Delta x \Delta y \Delta z$ znajdującego się wewnątrz strumienia możemy napisać następujące równanie bilansu masy cieczy:

$$M(x + \Delta x) - M(x) = \Delta M_x \quad (3.24)$$

Masa cieczy przepływającej przez określony przekrój strumienia w czasie Δt wynosi:

$$M = \rho Q \Delta t$$

Podstawiając tę zależność do równania (3.24) mamy:

$$\begin{aligned} \rho Q(x + \Delta x) \Delta t - \rho Q(x) \Delta t &= \Delta M_x \\ \frac{\Delta M_x}{\rho \Delta t} &= \frac{\Delta V_{wx}}{\Delta t} = \Delta Q_x \end{aligned}$$

Podobne równania możemy napisać dla kierunków y i z .

Dla całego elementu możemy napisać:

$$\Delta Q_x + \Delta Q_y + \Delta Q_z = - \frac{\Delta V_w}{\Delta t} \quad (3.25)$$

Zmianie objętości wody w elemencie towarzyszy zmiana ciśnienia porowego, wywołująca deformację przestrzeni porowej. Przy spadku ciśnienia wzrastają naprężenia efektywne; wzrost naprężeń wywołuje osiadanie gruntu, zmniejszenie naprężeń odprężenie gruntu. Zakładając, że faza stała (szkielet gruntowy) jest nieściśliwa, elastyczne odkształcenia ośrodka związane są ze zmianą objętości porów. Zmiana objętości wody wynikająca z odkształcenia przestrzeni porowej jest proporcjonalna do zmiany ciśnienia porowego:

$$\Delta V_w = S_o V \frac{\Delta p}{\gamma_w} = S_o V \Delta h \quad (3.26)$$

gdzie: S_o – współczynnik pojemności sprężystej ośrodka [m^{-1}].

Współczynnik pojemności sprężystej określa objętość wody, która może wypłynąć (być dodatkowo zmagazynowana) z elementu o objętości $V = 1,0 \text{ m}^3$ przy zmianie wysokości piezometrycznej $\Delta h = 1,0 \text{ m}$. Podstawiając (3.26) do równania (3.25) mamy:

$$\Delta Q_x + \Delta Q_y + \Delta Q_z = - S_o \Delta x \Delta y \Delta z \frac{\Delta h}{\Delta t}$$

Ponieważ $\Delta Q_x = \Delta v_x \Delta y \Delta z$, mamy:

$$\frac{\Delta v_x}{\Delta x} + \frac{\Delta v_y}{\Delta y} + \frac{\Delta v_z}{\Delta z} = - S_o \frac{\Delta h}{\Delta t}$$

Uwzględniając, że $\lim_{\Delta x \rightarrow 0} \frac{\Delta v_x}{\Delta x} = \frac{\partial v_x}{\partial x}$ oraz podobnie dla pozostałych zmiennych równanie różnicowe przechodzi w równanie różniczkowe, które nazywamy równaniem ciągłości przepływu:

$$\frac{\partial v_x}{\partial x} + \frac{\partial v_y}{\partial y} + \frac{\partial v_z}{\partial z} = -S_0 \frac{\partial h}{\partial t} \quad (3.27)$$

Korzystając z teorii pola i analizy wektorowej równanie (3.27) możemy napisać w postaci:

$$\begin{aligned} \operatorname{div} \vec{v} &= -S_0 \frac{\partial h}{\partial t} \\ \operatorname{div} &= \frac{\partial}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z} \end{aligned}$$

div – dywergencja, rozbieżność.

Uwzględniając na podstawie prawa Darcy'ego, że:

$$v_x = -k_x \frac{\partial h}{\partial x}; \quad v_y = -k_y \frac{\partial h}{\partial y}; \quad v_z = -k_z \frac{\partial h}{\partial z}$$

po podstawieniu do (3.27) mamy:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(k_x \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(k_y \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(k_z \frac{\partial h}{\partial z} \right) = S_0 \frac{\partial h}{\partial t} \quad (3.28)$$

Dla ośrodka izotropowego i jednorodnego:

$$k_x = k_y = k_z = k = \text{const}$$

równanie (3.28) ma postać:

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} = \frac{S_0}{k} \frac{\partial h}{\partial t} \quad (3.29)$$

Równanie (3.29) jest równaniem różniczkowym cząstkowym drugiego rzędu typu parabolicznego. W fizyce matematycznej znane jest jako równanie przewodnictwa cieplnego w ośrodku jednorodnym.

Równania (3.28) i (3.29) powstałe z połączenia równania ciągłości przepływu i prawa Darcy'ego nazywamy ogólnym równaniem filtracji (równaniem filtracji).

Element objętości znajdujący się na powierzchni zwierciadła wody (rys. 3.11) może być zasilany przez infiltrację (np. opadów atmosferycznych), a ponadto zasilany jest przez grawitacyjnie odsączającą się wodę przy obniżaniu się zwierciadła wody.

Równanie ciągłości przepływu na swobodnej powierzchni zwierciadła wody ma postać:

$$v_z - v_x \frac{\partial H}{\partial x} - v_y \frac{\partial H}{\partial y} = \mu \frac{\partial H}{\partial t} - W \quad (3.30)$$

gdzie: μ – współczynnik odsączalności. Pozostałe wielkości pokazano na rysunku 3.11.

W bilansie pominięto objętość wody, która wydzieliła się z elementu ośrodka wskutek jego sprężystych odkształceń. Pominięcie to usprawiedliwione jest tym, że pojemność sprężysta jest znacznie mniejsza od objętości wody, która powstaje wskutek grawitacyjnego odsączenia porów.

➤ 3.4. Filtracja płaska w planie – horyzontalna

Z przeprowadzonej w podrozdziale 3.3 analizy wynika, że ruch wód gruntowych o zwierciadle swobodnym opisany jest dwoma równaniami ciągłości przepływu, co zdecydowanie odróżnia go od innych przepływów, np. ciepła, prądu elektrycznego itp. Rozwiązaniem równań różniczkowych (3.29) i (3.30) jest określenie postaci funkcji $h(x, y, z, t)$, która przy zadanych warunkach brzegowych i początkowych spełniałaby jednocześnie równania opisujące filtrację wewnątrz strumienia i na swobodnej powierzchni. Analityczne rozwiązania takiego problemu do dnia dzisiejszego nie istnieją.

Przepływ filtracyjny możemy opisać za pomocą jednego równania, jeżeli ze strumienia wydzielimy prostopadłościan sięgający od warstwy nieprzepuszczalnej do zwierciadła wody (rys. 3.12). Zakładamy, że składowe prędkości pionowej $v_z = 0$ (przepływ horyzontalny).

Przyjmując jak dla elementu wewnątrz strumienia:

$$Q(x + \Delta x) - Q(x) = \Delta Q_x$$

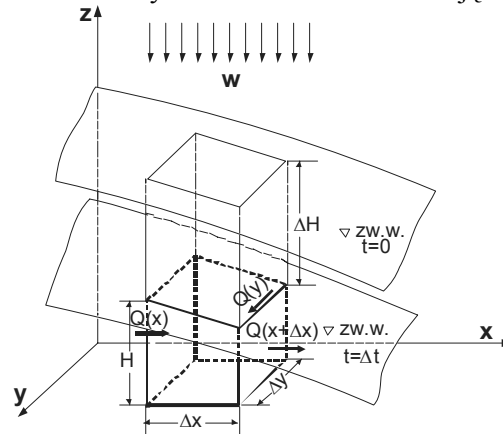
$$Q(y + \Delta y) - Q(y) = \Delta Q_y$$

równanie bilansu zgodnie z oznaczeniami rysunku 3.12 możemy napisać w postaci:

$$\Delta Q_x + \Delta Q_y = W \Delta y \Delta x - \frac{\Delta V_w}{\Delta t} \quad (3.31)$$

ΔV_w – oznacza objętość wody, która wydzieli się z elementu wskutek sprężystych odkształceń przestrzeni porowej oraz grawitacyjnego odsączenia.

Przy obniżeniu zwierciadła wody o wartość ΔH zmiana objętości wody wyniesie:



Rys. 3.12. Element strumienia o zwierciadle swobodnym filtracji horyzontalnej

$$\Delta V_w = \underbrace{\mu \Delta x \Delta y \Delta H}_{\text{zasoby grawit.}} + \underbrace{S_0 H \Delta x \Delta y \Delta H}_{\text{zasoby sprężyste}} = (\mu + S_0 H) \Delta x \Delta y \Delta H$$

Uwzględniając powyższe w równaniu (3.31) mamy:

$$\Delta Q_x + \Delta Q_y = W \Delta x \Delta y - (\mu + S_0 H) \Delta x \Delta y \frac{\Delta H}{\Delta t} \quad (3.32)$$

Uwzględniając, że:

$$\Delta Q_x = \Delta q_x \Delta y; \quad \Delta Q_y = \Delta q_y \Delta x$$

gdzie: q_x – przepływ jednostkowy w kierunku osi x na jednostkę szerokości strumienia. Po podstawieniu do wzoru (3.32) i podzieleniu przez $\Delta x \Delta y$ mamy:

$$\frac{\Delta q_x}{\Delta x} + \frac{\Delta q_y}{\Delta y} = W - (\mu + S_0 H) \frac{\Delta H}{\Delta t}$$

Podstawiając $\mu + S_0 H = S$ i przechodząc z równania różnicowego do równania różniczkowego otrzymamy równanie ciągłości filtracji horyzontalnej:

$$\frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} = W - S \frac{\partial H}{\partial t} \quad (3.33)$$

Jeżeli uwzględnimy, że jednostkowe natężenie przepływu wynosi:

$$q_r = H v_r = - H k \frac{\partial h}{\partial r} = - T \frac{\partial h}{\partial r}$$

$$q_x = - T \frac{\partial h}{\partial x}; \quad q_y = - T \frac{\partial h}{\partial y}$$

gdzie: T – wodoprzewodność, przewodność hydrauliczna warstwy. Po podstawieniu do równania (3.33) mamy:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(T \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(T \frac{\partial h}{\partial y} \right) + W = S \frac{\partial H}{\partial t} \quad (3.34)$$

Równanie (3.34) opisuje zarówno filtrację ze zwierciadłem swobodnym, jak i napiętym. Należy przy tym uwzględnić, że dla przepływu swobodnego $T = kH$ oraz że na powierzchni zwierciadła wody $h = H$, zaś dla przepływu w warstwie o zwierciadle napiętym $T = kM$. Równanie (3.34) jest równaniem filtracji horyzontalnej typu parabolicznego (równanie Fouriera). Człon W nazywamy funkcją źródłową. Dla przepływu o zwierciadle swobodnym przewodność hydrauliczna jest funkcją H , w związku z czym równanie (3.34) jest nieliniowe. Dla przepływu pod ciśnieniem T nie zależy od h , a równanie (3.34) dla przepływu napiętego jest liniowe. Jeżeli ponadto wodoprzewodność warstwy wodonośnej jest stała $T = T(x, y, t) = \text{const}$, to równanie (3.34) dla przepływu pod ciśnieniem możemy napisać w postaci

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} = \frac{S}{T} \frac{\partial h}{\partial t} - \frac{W}{T} \quad (3.35)$$

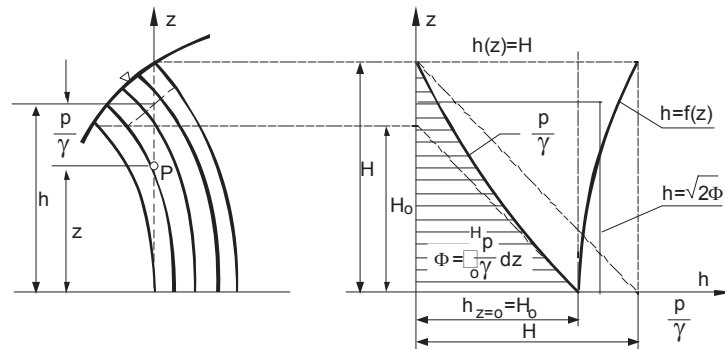
➤ 3.4.1. Potencjał Giryńskiego

Dogodną postać równania filtracji uzyskujemy przez wprowadzenie potencjału Giryńskiego:

$$\phi = \int_0^H [h(r, z) - z] dz = \int_0^H \frac{p}{\gamma} dz \quad (3.36)$$

Ze wzoru (3.36) wynika, że potencjał Giryńskiego jest sumą wysokości ciśnienia, równą powierzchni pod krzywą $\frac{p}{\gamma} = f(z)$ (rys. 3.13). Różniczkując potencjał ϕ po zmiennej r mamy na podstawie wzoru Leibniza:

$$\frac{\partial \phi}{\partial r} = \int_0^H \frac{\partial h}{\partial r} dz + \frac{\partial h}{\partial r} [h(r, H) - H]$$



Rys. 3.13. Wysokość piezometryczna i potencjał Giryńskiego

Ponieważ wysokość piezometryczna na powierzchni zwierciadła wody jest równa wysokości położenia zwierciadła wody:

$$h(r, H) = H$$

$$\frac{\partial \phi}{\partial r} = \int_0^H \frac{\partial h}{\partial r} dz \quad (3.37)$$

Jednostkowe natężenie przepływu można zapisać w postaci:

$$q_r = \int_0^H v_r dz = -k_r \int_0^H \frac{\partial h}{\partial r} dz = -k_r \frac{\partial \phi}{\partial r} \quad (3.38)$$

Podstawiając zależność (3.38) do równania ciągłości (3.33) mamy:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(k_x \frac{\partial \phi}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(k_y \frac{\partial \phi}{\partial y} \right) = S \frac{\partial h}{\partial t} - W \quad (3.39)$$

Jeżeli ośrodek jest jednorodny i izotropowy $k_x = k_y = k = \text{const}$, mamy:

$$\frac{\partial^2 \phi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \phi}{\partial y^2} = \frac{S}{k} \frac{\partial h}{\partial t} - \frac{W}{k} \quad (3.40)$$

Całkę potencjału Giryńskiego ϕ możemy obliczyć tylko wtedy, gdy znana jest postać funkcji $h(z)$. W ogólnym przypadku funkcja $h(z)$ nie jest jednak znana. Całkę potencjału ϕ obliczyć można przyjmując założenia Dupuita, w szczególności przyjmując, że h nie jest funkcją wysokości z , co oznacza że linie ekwipotencjalne h są równoległe do osi z . Przy założeniach Dupuita:

$$\phi = \int_0^H (h - z) dz = hH - \frac{H^2}{2}$$

Dla warstwy pod ciśnieniem $H = M$:

$$\phi = hM - \frac{M^2}{2} \quad (3.41)$$

Dla warstwy o zwierciadle swobodnym $h = H$:

$$\phi = \frac{H^2}{2} \quad (3.42)$$

Ze wzorów (3.41) i (3.42) otrzymuje się:

- dla warstwy pod ciśnieniem:

$$\frac{\partial \phi}{\partial h} = M \rightarrow \partial h = \frac{\partial \phi}{M},$$

- dla warstwy o zwierciadle swobodnym:

$$\frac{\partial \phi}{\partial H} = H \rightarrow \partial H = \frac{\partial \phi}{H}$$

Podstawiając powyższe zależności do równania (3.40) mamy:

$$\frac{\partial^2 \phi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \phi}{\partial y^2} = \frac{S}{T} \frac{\partial \phi}{\partial t} - \frac{W}{k} \quad (3.43)$$

Dla przepływu swobodnego $\phi = \frac{H^2}{2}$:

$$\frac{\partial^2 \left(\frac{H^2}{2} \right)}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \left(\frac{H^2}{2} \right)}{\partial y^2} = \frac{S}{T} \frac{\partial \left(\frac{H^2}{2} \right)}{\partial t} - \frac{W}{k} \quad (3.44)$$

a dla filtracji pod ciśnieniem:

$$\frac{\partial^2 (Mh)}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 (Mh)}{\partial y^2} = \frac{S}{T} \frac{\partial (Mh)}{\partial t} - \frac{W}{k} \quad (3.45)$$

➤ 3.4.2. Linearyzacja równania różniczkowego filtracji

Linearyzację równania (3.44) uzyskuje się, jeżeli dla każdego kroku czasowego przyjmiemy T jako wartość stałą:

$$T = T_{sr} = k H_{sr} = \text{const}$$

Czarny jako wartość średnią proponuje przyjąć:

$$H_{sr} = \frac{H_o - H}{\ln(H_o/H)}$$

gdzie: H_o – wysokość zwierciadła wody dla czasu t_o , H – wysokość zwierciadła wody dla czasu $t = t_o + \Delta t$.

Dla filtracji swobodnej możemy wtedy napisać ($S = \mu$):

$$\frac{\partial^2 H}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 H}{\partial y^2} = \frac{\mu}{T_{sr}} \frac{\partial H}{\partial t} - \frac{W}{T_{sr}} \quad (3.46)$$

$$\frac{\partial^2 H}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 H}{\partial y^2} = \frac{1}{a_s} \frac{\partial H}{\partial t} - \frac{W}{T_{sr}} \quad (3.47)$$

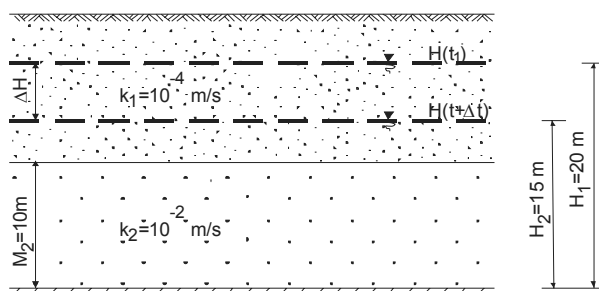
$a_s = \frac{T}{\mu}$ nazywamy współczynnikiem przewodności stanów.

Równania (3.46) i (3.47) nazywamy zlinearyzowanymi równaniami Boussinisa.

Przyjęcie czasowo stałej przewodności hydraulicznej T ma swoje uzasadnienie w budowie geologicznej większości warstw wodonośnych. Najczęściej obserwuje się uwarstwienie poziome wodonośnego, przy czym przepuszczalność dolnej warstwy jest znacznie większa od górnej. Dla warstwy wodonośnej przedstawionej na rysunku 3.14 mamy:

dla

$$H(t_1) = H_1 \rightarrow T_1 = k_2 M_2 + k_1 (H_1 - M_2) = 10^{-2} \cdot 10 + 10^{-4} (20 - 10) = 0,101 \text{ m}^2/\text{s}$$



Rys. 3.14. Wodoprzewodność struktury warstwowej

Po obniżeniu zwierciadła wody o wysokość $\Delta H = 5 \text{ m}$ mamy:

$$\begin{aligned} \text{dla } H(t_1 + \Delta t) = H_2 \rightarrow T_2 &= k_2 M_2 + k_1 (H_2 - M_2) = \\ &= 10^{-2} \cdot 10 + 10^{-4} (15 - 10) = 0,1005 \text{ m}^2/\text{s} \end{aligned}$$

$$\text{Stosunek wodoprzewodności } \frac{T_2}{T_1} = \frac{0,1005}{0,101} = 0,995 = 99,5\%$$

Z przytoczonego przykładu widać, że przyjęcie stałej wartości wodoprzewodności może być uzasadnione budową geologiczną lub bardzo małymi zmianami wysokości zwierciadła wody.

Równanie (3.34) napisać możemy w postaci:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(k_x H \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(k_y H \frac{\partial h}{\partial y} \right) = S \frac{\partial h}{\partial t} - W$$

Jeżeli $k_x = k_y = k = \text{const}$, to mamy:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(H \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(H \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{W}{k} = \frac{S}{k} \frac{\partial h}{\partial t} \quad (3.48)$$

Dla linearyzacji równania (3.48) Borgow-Wierygin wprowadzili nową zmienną:

$$u = h^2$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} = 2h \frac{\partial h}{\partial t}$$

Jeżeli wielkość h przed różniczką przyjmiemy za stałą:

$$h = H = \text{const}$$

to:

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{1}{2H} \frac{\partial u}{\partial t} = \frac{1}{2H} \frac{\partial h^2}{\partial t} \quad (3.49)$$

Podstawiając (3.49) do równania (3.48) mamy:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(H \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(H \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{W}{k} = \frac{S}{k} \cdot \frac{1}{2H} \frac{\partial h^2}{\partial t}$$

uwzględniając, że:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(H \frac{\partial h}{\partial x} \right) = \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{1}{2} \frac{\partial H^2}{\partial x} \right) = \frac{1}{2} \frac{\partial^2 H^2}{\partial x^2}$$

możemy napisać:

$$\frac{\partial^2 H^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 H^2}{\partial y^2} = \frac{S}{kH} \frac{\partial H^2}{\partial t} - \frac{2W}{k} \quad (3.50)$$

Równanie (3.50) jest identyczne z równaniem (3.44) otrzymanym przy wykorzystaniu potencjału Giryńskiego.

➤ 3.4.3. Filtracja w ośrodku nienasyconym

Cechą charakterystyczną strefy aeracji jest jej niepełne nasycenie i ściśle związane z tym działanie sił kapilarnych. Na podstawie badań doświadczalnych można przyjąć, że prędkość filtracji w ośrodku nienasyconym jest zgodna z prawem Darcy'ego, przy czym współczynnik filtracji zależny jest od stopnia nasycenia (rys. 2.47). Na podstawie rozważań teoretycznych i analizy wyników doświadczeń można przyjąć, że zależność funkcyjna k od θ ma postać:

$$k_{fn} = k(\theta) = k\bar{\theta}^\alpha; \quad \bar{\theta} = \frac{\theta - \theta_0}{n - \theta_0} \quad (3.51)$$

gdzie: k_{fn} – współczynnik filtracji ośrodka nienasyconego, k – współczynnik filtracji ośrodka nasyconego ($\theta = n$), θ – wilgotność objętościowa, θ_0 – wilgotność rezydualna, n – porowatość (patrz rozdz.2.1.3).

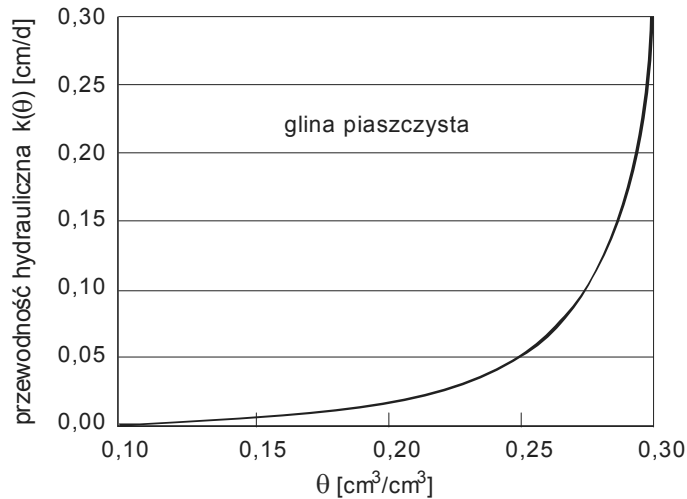
Współczynnik α ma wartości 3 do 4.

W literaturze spotkać można wiele innych zależności. Gardner [4] podaje np. zależność typu wykładniczego:

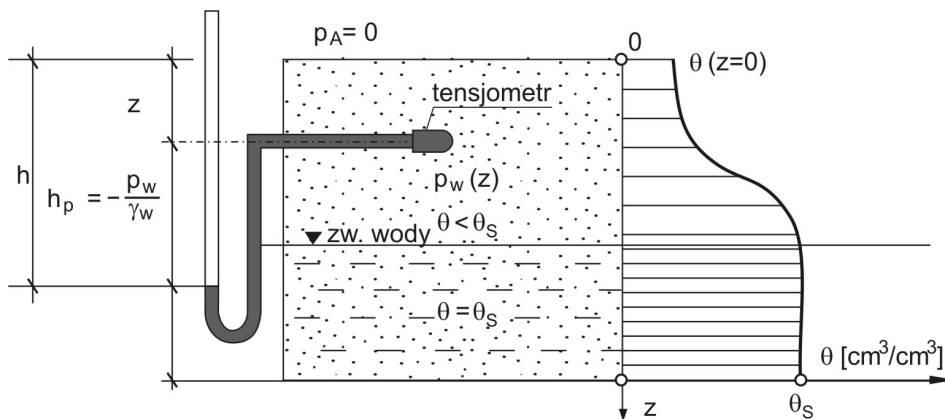
$$k(\theta) = k(h_p) = k \exp(-\alpha h_p) \quad (3.52)$$

Przykład zależności $k(\theta)$ pokazano na rysunku 3.15a, a na rysunku 3.15.b przedstawiono znaczenie potencjałów (h , h_p). Z rysunku 3.15.b, (na którym dodatnia oś z skierowana jest w dół) wynikają następujące zależności:

$$h = z - \frac{p_w}{\gamma_w} = z + h_p; \text{ gdzie: } h_p - \text{wysokość podciśnienia, ciśnienia ssącego } (h_p = -\frac{p_w}{\gamma_w}).$$



Rys. 3.15a. Zależność przewodności hydraulicznej $k(h_p)$ od wilgotności θ



Rys. 3.15b. Schemat ideowy pomiaru ciśnienia ssącego w ośrodku nienasyconym

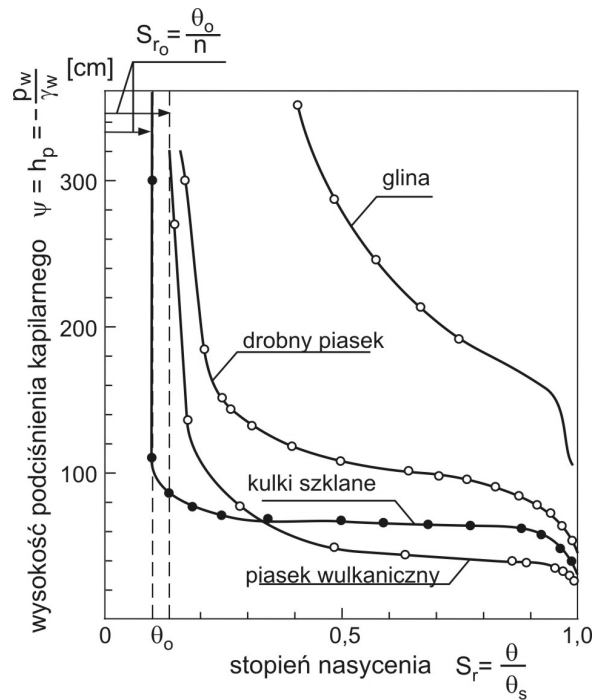
Składowe prędkości filtracji opisują równania (3.11), a uwzględniając, że $h = z - p/\gamma = z + h_p$, to dla przypadku gdy oś z skierowana jest w dół jak na rysunku 3.15.b:

$$\left. \begin{aligned} v_x &= -k(h_p) \frac{\partial h_p}{\partial x}; & v_y &= -k(h_p) \frac{\partial h_p}{\partial y}; \\ v_z &= -k(h_p) \left(\frac{\partial h_p}{\partial z} - 1 \right) \end{aligned} \right\} \quad (3.53)$$

W przypadku gdy oś z skierowana jest ku górze:

$$v_z = -k(h_p) \left(\frac{\partial h_p}{\partial z} + 1 \right)$$

Na rysunku 3.15.c przedstawiono zależność podciśnienia kapilarnego h_p od wilgotności objętościowej θ .



Rys. 3.15c. Wysokość podciśnienia kapilarnego w funkcji stopnia nasycenia (wg Brooks i Coreya [8]) S_{r_0} oznacza stopień wilgotności przy wilgotności rezydualnej. θ_s – wilgotność objętościowa pełnego nasycenia [cm^3/cm^3]

Uwzględniając, że zarówno potencjał ssący, jak i współczynnik filtracji w ośrodku nienasyconym są funkcją wilgotności, wartość ostatniego obliczyć można ze wzoru:

$$k(\theta) = \frac{k}{1 + a\Psi^m} \quad (3.54)$$

gdzie: $\Psi = -h_p$, dla piasków $m = 2$, dla glin zwięzłych $m = 4$.

Jeśli uwzględnimy, że dla ruchu wilgoci w dowolnym kierunku mamy $\frac{\partial h_p}{\partial l} = \frac{\partial h_p}{\partial \theta} \cdot \frac{\partial \theta}{\partial l}$, to równanie (3.53) napisać możemy w postaci:

$$v_x = -D(\theta)\frac{\partial \theta}{\partial x}, \quad v_y = -D(\theta)\frac{\partial \theta}{\partial y}, \quad v_z = -\left(D(\theta)\frac{\partial \theta}{\partial z} - k(\theta)\right) \quad (3.55)$$

w którym $D(\theta) = k(\theta)\frac{\partial h_p}{\partial \theta}$ [m²/s] ma znaczenie współczynnika przewodności wilgoci. W teorii filtracji ośrodków nienasyconych wielkość $D(\theta)$ określa się nazwą współczynnika dyfuzji wilgoci gruntu/gleby lub dyfuzyjnością gruntu. Zależność dyfuzyjności od wilgotności gruntu przyjąć można za Gardnerem jako wykładniczą [4]:

$$D(\theta) = D_o \exp [\beta(\theta - \theta_o)]$$

Wartości parametrów D_o , β , θ_o wyznaczyć należy doświadczalnie dla określonego ośrodka. D_o i θ_o oznaczają wartości dla wilgotności rezydualnej (rys. 2.6 i 3.15.c).

Proces filtracji w strefie aeracji jest wybitnie niestacjonarny. Równanie ciągłości przepływu jednoosiowego w ośrodku nienasyconym ma postać:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) + \frac{\partial k(\theta)}{\partial z} + E \quad (3.56)$$

i znane jest jako równanie dyfuzji Richardsa. W równaniu (3.56) E oznacza zasilenie (ewapotranspiracja, parowanie) na jednostkę objętości ośrodka.

Dla uzyskania jednoznacznego rozwiązania równania określić należy warunki początkowe i brzegowe (patrz rozdz. 3.4.4). Warunek początkowy oznacza, że dla czasu $t=0$ znany jest rozkład wilgotności, lub ciśnienia ssącego w strefie aeracji (profilu glebowym), co zapisać możemy w postaci: $\theta(z,0) = \theta_{t=0}(z)$; ($0 < z < L$).

Warunki brzegowe na ogół określane są przez rozkład wilgotności lub natężenie przepływu na brzegach badanego obszaru. Dla przepływu jednoosiowego zapisać można odpowiednio:

- $\theta(z_0, t) = \theta_{0(t)}$ ($t > 0$); warunek brzegowy I rodzaju (Dirichleta)
- $D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} + k(\theta) \Big|_{z=z_0} = q_0(t)$ ($t > 0$); warunek II rodzaju (Neumanna) gdzie: L – miąższość strefy aeracji (profilu glebowego), $z_0=0$ lub $z_0=L$. Jeżeli L jest głębokością zwierciadła wody podziemnej, to:
- $\theta(z = L, t) = \theta_{s(t)}$

gdzie: θ_0 – wilgotność na brzegu badanego obszaru, stała lub zmienna w czasie,
 θ_s – wilgotność pełnego nasycenia.

W przypadku ośrodków słabo przepuszczalnych pominąć można człon ciężenia $\frac{\partial k(\theta)}{\partial z}$, gdyż ruch cieczy w takim przypadku odbywa się głównie dzięki gradientowi siły ssącej (wilgotności). Kierunek przepływu przy pominięciu członu ciężenia skierowany jest w stronę rosnącej siły ssącej (malejącej wilgotności). Ponieważ parametry równania (3.56) zależą od wilgotności, równanie jest silnie nieliniowe. Wykorzystanie równania (3.56) do wyznaczenia rozkładu wilgotności w strefie aeracji możliwe jest po jego zlinearyzowaniu, a obliczenia oparte są na metodach numerycznych.

Najprostsze rozwiązanie otrzymuje się dla równań przy pominięciu składnika siły ciężkości i funkcji źródłowej E , a równanie linearyzowane jest przy założeniu stałej dyfuzyjności, co prowadzi do równania:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = D \frac{\partial^2 \theta}{\partial z^2}$$

Rozwiązanie tego równania przy warunkach brzegowych i początkowych typu Dirichleta:

$$\begin{cases} \theta(0, t) = \theta_i \\ \theta(z, 0) = \theta_p \end{cases}$$

dane jest wzorem:

$$\frac{\theta - \theta_i}{\theta_p - \theta_i} = \operatorname{erf} \left[\frac{|z|}{2\sqrt{Dt}} \right]$$

Funkcja błędu

$$\operatorname{erf} x = \frac{1}{\sqrt{\pi}} \int_0^x \frac{e^{-x}}{\sqrt{x}} dx = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^x e^{-u^2} du$$

Wartość funkcji błędu obliczyć można za pomocą szeregu MacLaurina:

$$\operatorname{erf} x = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \left(x - \frac{x^3}{1!3} + \frac{x^5}{2!5} - \frac{x^7}{3!7} + \dots \right)$$

Dokładniejsze rozwiązania znaleźć można m.in. w pracach [27, 77].

➤ **3.4.4. Warunki brzegowe i początkowe**

Rozwiązaniem równania filtracji w ogólnym przypadku jest określenie funkcji potencjału hydraulicznego $h(x, y, z, t)$ lub $\phi(x, y, z, t)$. Znajomość tych funkcji pozwala dla dowolnego punktu obliczyć wartość ciśnienia, składowe prędkości, a na tej podstawie natężenie przepływu. Dla jednoznaczności rozwiązania równania różniczkowego konieczne jest, aby wyznaczona funkcja spełniała określone dla konkretnego zagadnienia warunki brzegowe i początkowe.

Warunek początkowy określa nam rozkład funkcji h lub ϕ (lub pochodne tych funkcji) w całym obszarze przepływu dla czasu $t = t_0$. Warunek brzegowy określa wartość funkcji lub jej pochodnych na brzegach obszaru filtracji dla każdego punktu czasowego t . Brzegiem może być powierzchnia w przypadku przepływu trójwymiarowego lub kontur obszaru dla przepływu płaskiego.

Rozróżniamy trzy rodzaje warunków brzegowych (rys. 3.16).

Warunki brzegowe I rodzaju (zagadnienie Dirichleta) występują wtedy, gdy na brzegach obszaru filtracji dane są wartości funkcji $h(x, y, z, t)$:

$$h = F_1(x, y, z, t)$$

Warunki brzegowe II rodzaju (zagadnienie Neumanna) występują wtedy, gdy na brzegu zadane są wartości pochodnej normalnej do brzegu, co oznacza uzależnienie warunków brzegowych od wartości przepływu na brzegach, np. na nieprzepuszczalnym brzegu $Q_n = 0$. Zgodnie z prawem Darcy'ego dla płaskiego strumienia:

$$Q_n = \int_{C_f} q_n ds = \int_{C_f} k \frac{\partial h}{\partial n} ds = 0$$

gdzie: n – kierunek prostopadły (normalny) do granicy C_f , s – długość granicy C_f .

Ponieważ $k \neq 0$ oraz $s \neq 0$ na granicy nieprzepuszczalnej, musi być $\frac{\partial h}{\partial n} = 0$.

Jeżeli wzdłuż brzegu C_f składowa normalna do brzegu jest różna od zera $q_n \neq 0$, to wartość pochodnej, normalnej do granicy jest różna od zera:

$$\frac{\partial h}{\partial n} = \varphi; \quad \frac{\partial h}{\partial n} = F_2(x, y, z, t)$$

Warunki brzegowe III rodzaju – mieszane (zagadnienie Dirichleta–Neumanna) występują wtedy, gdy wzdłuż brzegu zadana jest liniowa kombinacja wartości funkcji h i jej pochodnej $\frac{\partial h}{\partial n} = \varphi$, co prowadzi do relacji:

$$h + A \frac{\partial h}{\partial n} = F_3(x, y, z, t)$$

Podane warunki brzegowe dotyczą również innych niż h potencjałów hydraulicznych, np. ϕ .

Warunkami brzegowymi pierwszego rodzaju określa się m.in. następujące przypadki:

- granicę kontaktu wód powierzchniowych, np. rzeki z wodami podziemnymi, jeżeli na tej granicy nie występują dodatkowe opory filtracyjne spowodowane np. kolmatacją brzegu (rys. 3.16a);
- granicę kontaktu wody w studniach lub drenach z warstwą wodonośną;
- swobodne zwierciadło wody podziemnej lub wysokość ciśnienia w naporowych poziomach wodonośnych.

Warunkami brzegowymi drugiego rodzaju wyraża się następujące przypadki:

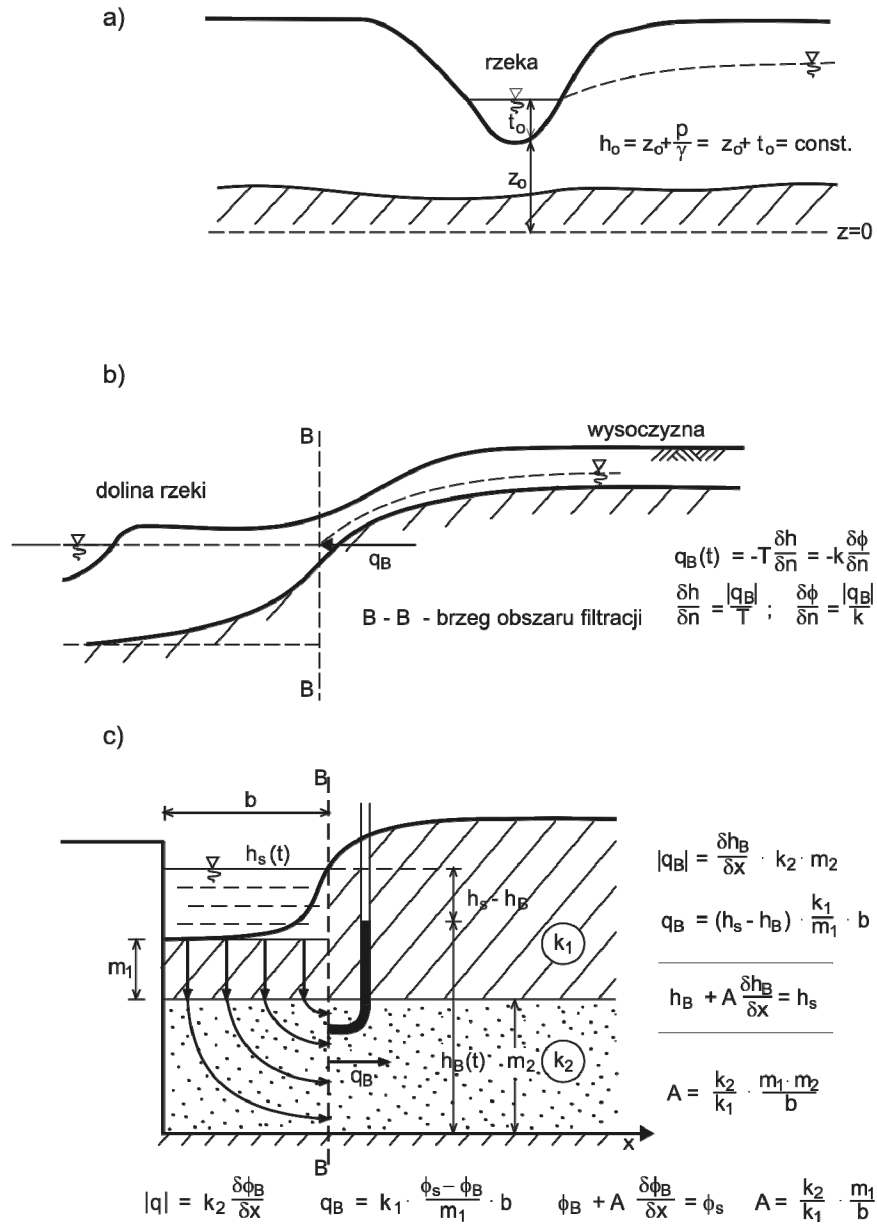
- nieprzepuszczalną granicę obszaru filtracji, przez którą nie ma dopływu wody podziemnej:

$$\frac{\partial h}{\partial n} = 0$$

- dopływ wody podziemnej o znanej wartości, zachodzący przez granicę badanego obszaru (rys. 3.16 b);
- granicę dzielącą warstwy wodonośne o różnej przepuszczalności, na której wartość natężenia przepływu określa m.in. stosunek przepuszczalności obu warstw;
- zasilanie zewnętrzne (dodatnie lub ujemne) warstwy wodonośnej wynikające np. z infiltracji opadów atmosferycznych, parowania, drenowania itp.

Warunkom brzegowym trzeciego rodzaju odpowiadają następujące przypadki:

- zakolmatowane brzegi rzek, jezior, rowów, studni, drenów itp. (rys. 3.16 c);
- niedogłębione studnie, dreny, rowy, rzeki;
- niedogłębione przeszkody na granicy obszaru, np. ścianki szczelne, ekrany uszczelniające, fundamenty budowli ograniczające przekrój przepływu wód podziemnych.



Rys. 3.16. Rodzaje warunków brzegowych filtracji. Objasnienia w tekście

➤ 3.5. Rozwiązanie równania różniczkowego filtracji ustalonej

W przypadku filtracji ustalonej funkcja potencjału h lub ϕ nie zależy od czasu, a pochodna tych funkcji względem czasu jest równa zero : $\frac{\partial \phi}{\partial t} = 0; \frac{\partial h}{\partial t} = 0$

Rozwiązanie równania filtracji dwuwymiarowej płaskiej lub osiowo-symetrycznej możliwe jest jedynie przy zastosowaniu technik modelowania analogowego lub numerycznie.

Analityczne rozwiązanie równania filtracji możliwe jest, jeżeli przyjmiemy tzw. założenia Dupuita.

Podstawą założeń Dupuita jest przyjęcie, że składowa prędkości filtracji pionowej $v_z = 0$. Z założenia tego wynika, że $\frac{\partial h}{\partial z} = 0 \Rightarrow h(z) = \text{const}$. Oznacza to, że linie jednakowego potencjału są liniami pionowymi, równoległymi do osi z , a prędkości poziome są stałe na całej głębokości:

$$\frac{\partial v_x}{\partial z} = 0$$

Założenia te są ściśle spełnione przy przepływie napiętym, jeżeli warstwa wodonośna ma stałą miąższość.

W wyniku przyjęcia założeń Dupuita przepływy płaskie lub osiowo-symetryczne opisać można równaniem filtracji jednoosiowej:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(T \frac{\partial h}{\partial x} \right) + W = 0 \quad (3.57)$$

albo:

$$\frac{\partial^2 \phi}{\partial x^2} + \frac{W}{k} = 0 \quad (3.58)$$

➤ 3.5.1. Ustalony dopływ do rowu

Przy założeniach Dupuita i nieskończenie długim rowie ze stałą wysokością zwierciadła wody przepływ do rowu jest zagadnieniem jednoosiowym, opisanym równaniem (3.58). Całkując dwukrotnie równanie (3.58) mamy:

$$\frac{\partial \phi}{\partial x} + \frac{W}{k} x + C_1 = 0 \quad (3.59)$$

$$\phi + \frac{W}{k} \frac{x^2}{2} + C_1 x + C_2 = 0 \quad (3.60)$$

Szczegółową postać równania (3.60) otrzymamy po wyznaczeniu stałych całkowania C_1 i C_2 przy wykorzystaniu warunków brzegowych.

Obliczenie filtracji przy uwzględnieniu warunku brzegowego I rodzaju. Na brzegach obszaru filtracji znane są wartości potencjału (rys. 3.17):

$$\text{dla } x = 0 \Rightarrow \phi = \phi_o$$

$$\text{dla } x = R \Rightarrow \phi = \phi_R$$

Uwzględniając powyższe warunki w równaniu (3.60) mamy:

$$C_2 = -\phi_o; \quad C_1 = \frac{\phi_o - \phi_R}{R} - \frac{W}{2k} R$$

$$\phi = \phi_o + \frac{\phi_R - \phi_o}{R} x + \frac{W}{2k} (Rx - x^2) \quad (3.61)$$

Uwzględniając, że przy założeniach Dupuita potencjał Girynskiego wynosi zgodnie ze wzorami (3.41) i (3.42):

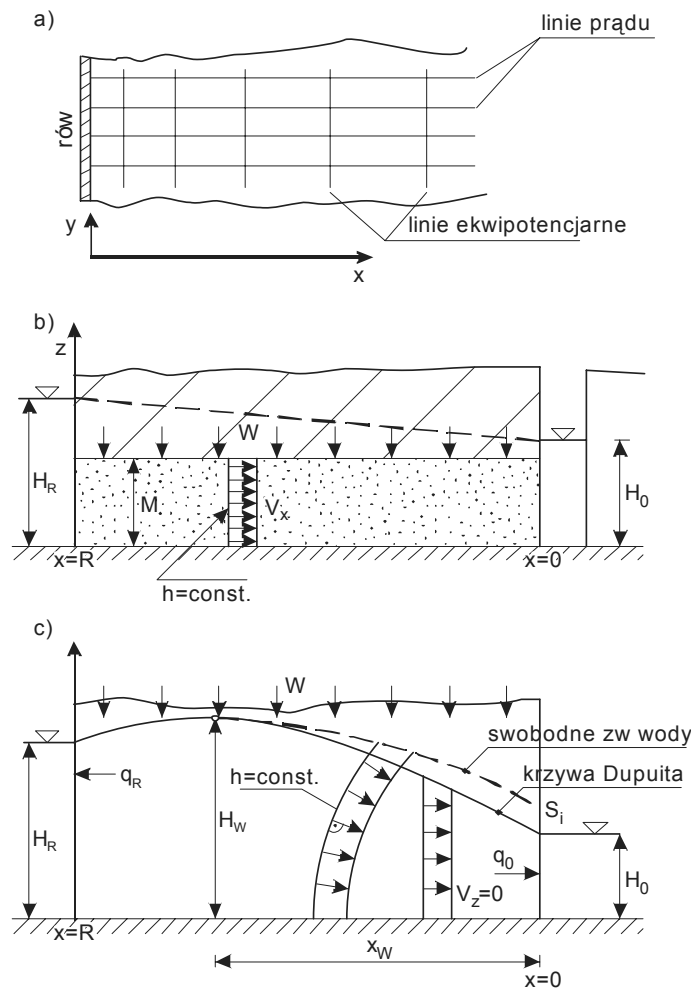
$$\phi = hM - \frac{M^2}{2} \quad \text{– dla filtracji napiętej,}$$

$$\phi = \frac{h^2}{2} = \frac{H^2}{2} \quad \text{– dla filtracji swobodnej,}$$

wysokość położenia linii ciśnień piezometrycznych $h(x)$ albo swobodnego zwierciadła wody $H(x)$ (krzywa Dupuita) na podstawie równania (3.61) wynosi odpowiednio:

$$h(x) = H_o + \frac{H_R - H_o}{R} x + \frac{W}{2kM} (Rx - x^2) \quad \text{– równanie paraboli} \quad (3.62)$$

$$H^2(x) = H_o^2 + \frac{H_R^2 - H_o^2}{R} x + \frac{W}{k} (Rx - x^2) \quad \text{– równanie elipsy} \quad (3.63)$$



Rys. 3.17. Filtracja między dwoma rowami: a – pole przepływu płaskie w planie, b – warstwa wodonośna o zwierciadle napiętym, c – warstwa wodonośna o zwierciadle swobodnym

W związku z tym, że do równania (3.61) wprowadzono wartość potencjału Giryńskiego wyliczoną przy założeniach Dupuita, krzywą opisaną równaniem (3.63) nazywamy krzywą Dupuita (krzywą depresji Dupuita). Leży ona zawsze niżej od rzeczywistego zwierciadła wody. Różnice między krzywą depresji Dupuita a rzeczywistą są tym większe, im bardziej wektory prędkości filtracji odbiegają od poziomu, czyli wzrastają ze wzrostem spadku zwierciadła wody.

W zależności od poziomu wody w rowach oraz intensywności zasilania W utworzyć się może między rowami wododział ($H(x) = \max$). Położenie wododziału otrzymamy przyrównując pochodną równania (3.61) do zera:

$$\phi' = \frac{\phi_R - \phi_o}{R} + \frac{W}{2k} R - \frac{W}{k} x = 0$$

$$x_w = \frac{\phi_R - \phi_o}{R} \frac{k}{W} + \frac{R}{2} \quad (3.64)$$

Natężenie dopływu do rowów w warunkach filtracji ustalonej pochodzi przy istnieniu wododziału tylko z zasilania infiltracyjnego W (w przekroju wododziału $q = 0$), wobec czego mamy:

$$q_R = W(R - x_w) \quad (3.65)$$

$$q_o = W x_w$$

Natężenie przepływu $q(x)$ wyznaczyć można również na podstawie równania (3.59). Zgodnie z równaniem (3.38) mamy:

$$\frac{\partial \phi}{\partial x} = \frac{|q|}{k}$$

$$\frac{q}{k} + \frac{W}{k} x + \frac{\phi_o - \phi_R}{R} - \frac{W}{2k} R = 0$$

$$q = k \frac{\phi_R - \phi_o}{R} + W \left(\frac{R}{2} - x \right)$$

Dla $x = 0$ mamy $q = q_o$:

$$q_o = k \frac{\phi_R - \phi_o}{R} + W \frac{R}{2} \quad (3.66)$$

$$q_R = k \frac{\phi_R - \phi_o}{R} - WR/2 \quad (3.67)$$

Przykład. Dla schematu jak na rysunku 3.17c wyznaczyć:

- położenie wododziału i wysokość krzywej depresji,
- natężenie dopływu do rowów dla $x = 0$; oraz $x = R$.

Dane: $H_R = 5,0$ m, $H_o = 2,0$ m, $R = 150,0$ m

$W = 20$ mm/d = $2 \cdot 10^{-2}$ m/d; $k = 10$ m/d.

Położenie wododziału obliczymy ze wzoru (3.64):

$$\phi_R = \frac{H_R^2}{2} = \frac{5^2}{2} = 12,5 \text{ m}^2$$

$$\phi_o = \frac{H_o^2}{2} = \frac{2^2}{2} = 2,0 \text{ m}^2$$

$$x_w = \frac{12,5 - 2,0}{150} \cdot \frac{10}{2 \cdot 10^{-2}} + \frac{150}{2} = 110 \text{ m}$$

Ze wzoru (3.65) mamy:

$$q_R = W(R - x_w) = 2 \cdot 10^{-2} (150 - 110) = 0,8 \text{ m}^2/\text{d} = 0,8 \text{ m}^3/(\text{d} \cdot \text{m})$$

$$q_o = W x_w = 2 \cdot 10^{-2} \cdot 110 = 2,2 \text{ m}^2/\text{d}$$

Ze wzorów (3.66) i (3.67):

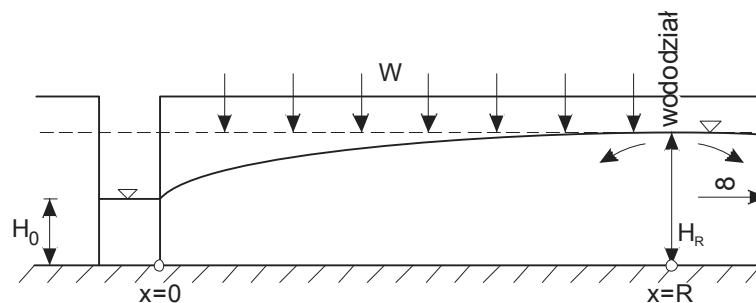
$$q_o = 10 \frac{12,5 - 2,0}{150} + 2 \cdot 10^{-2} \frac{150}{2} = 2,2 \text{ m}^2/\text{d}$$

$$q_R = 10 \frac{12,5 - 2,0}{150} - 2 \cdot 10^{-2} \frac{150}{2} = -0,8 \text{ m}^2/\text{d}$$

Znak minus oznacza, że przepływ q_R w przekroju $x = R$ jest przeciwnie skierowany niż przepływ q_o . Wysokość krzywej depresji w przekroju wododziału $x = x_w$ obliczyć można z równania (3.61) lub (3.63). Według równania (3.61) mamy:

$$\begin{aligned} \phi(x_w) &= 2,0 + \frac{12,5 - 2,0}{150} 110 + \frac{2 \cdot 10^{-2}}{2 \cdot 10} (150 \cdot 110 - 110^2) = \\ &= 14,1 \text{ m}^2 \Rightarrow H = \sqrt{2\phi} = \sqrt{2 \cdot 14,1} = 5,31 \text{ m} \end{aligned}$$

Zasięg depresji rowu. Przy znacznej rozciągłości warstwy wodonośnej istnieje zawsze poza rowem wododział, a cały dopływ do rowu pochodzi z infiltracji opadów atmosferycznych (rys. 3.18).



Rys. 3.18. Dopływ do rowu z warstwy o zwierciadle swobodnym, nieograniczonej rozciągłości

W przekroju wododziału $\frac{\partial h}{\partial x} = 0 \Rightarrow q_R = 0$,

Z bilansu wynika, że dopływ do rowu równy jest infiltracji:

$$q_o = W R \Rightarrow R = \frac{q_o}{W} \quad (3.68)$$

Podstawiając (3.68) do równania (3.66) otrzymamy:

$$q_o = 2k \frac{\phi_R - \phi_o}{R} \quad (3.69)$$

Dla swobodnego zwierciadła wody $\phi = \frac{H^2}{2}$

$$q_o = k \frac{H_R^2 - H_o^2}{R} = \sqrt{k(H_R^2 - H_o^2)} W \quad (3.70)$$

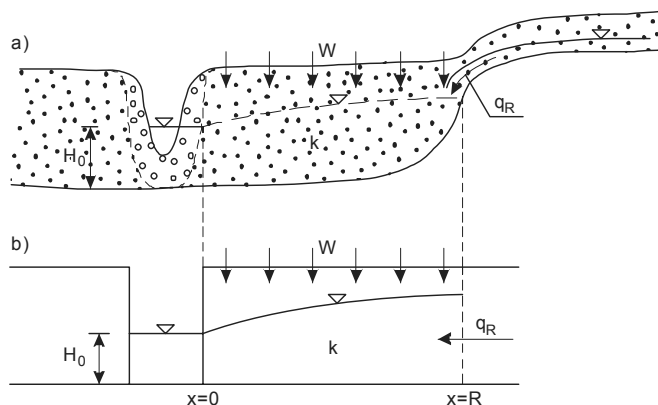
Zasięg depresji:

$$R = \sqrt{k \frac{H_R^2 - H_o^2}{W}} \quad (3.71)$$

Obliczanie filtracji przy uwzględnieniu warunku brzegowego II rodzaju.

W przekroju $x = R$ (rys. 3.19) nie jest znana wysokość zwierciadła wody, natomiast znany jest spływ q_R z wysoczyzny do doliny (zasilanie lateralne). Uwzględniając, że $|q| = k \frac{\partial \phi}{\partial x}$, gradient potencjału w przekroju $x = R$ wynosi:

$$x = R \Rightarrow \frac{\partial \phi_R}{\partial x} = \frac{|q_R|}{k}$$



Rys. 3.19. Dopływ do rowu przy lateralnym zasilaniu warstwy wodonośnej: a – przekrój hydrogeologiczny, b – schemat obliczeniowy

Uwzględniając ten warunek brzegowy, stała całkowania C_1 w równaniu (3.59) wynosi:

$$\begin{aligned} \frac{q_R}{k} + \frac{W}{k} R + C_1 &= 0 \\ C_1 &= -\left(\frac{q_R}{k} + \frac{W}{k} R\right) \end{aligned} \quad (3.72)$$

Z równania (3.60) mamy:

$$\begin{aligned} \phi &= \phi_o + \frac{q_R}{k} x + \frac{W}{k} Rx - \frac{W}{k} \frac{x^2}{2} \\ \phi &= \phi_o + \frac{q_R}{k} x + \frac{W}{k} \left(Rx - \frac{x^2}{2}\right) \end{aligned} \quad (3.73)$$

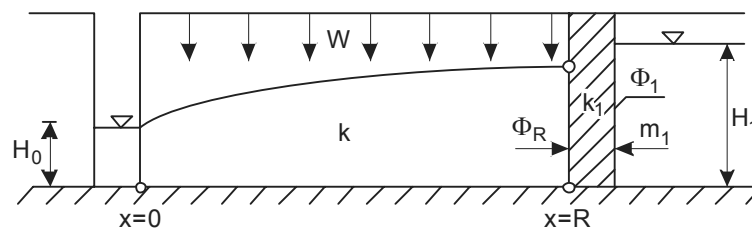
Z równania (3.59) przy uwzględnieniu stałej C_1 według wzoru (3.72) i zależności $q = k \frac{\partial \phi}{\partial x}$ mamy również:

$$q + Wx + kC_1 = q + Wx - k\left(\frac{q_R}{k} + \frac{W}{k} R\right) = 0$$

$$q = q_R + W(R - x) \quad (3.74)$$

$$q_o = q_R + WR \quad (3.75)$$

Obliczanie filtracji przy zakolmatowanym rowie (warunek brzegowy III rodzaju). Woda powierzchniowa zawiera zawsze pewną ilość zawieszin, które w procesie filtracji zatrzymywane są w porach ośrodka i zmniejszają znacznie jego przepuszczalność. Proces odkładania zawieszin w porach gruntu nazywamy kolmatacją.



Rys. 3.20. Dopływ do rowu przy zakolmatowanym brzegu

Dla przekroju $x = R$ należy określić postać funkcji:

$$\phi + A \frac{\partial \phi}{\partial x} = B$$

Natężenie przepływu przez zakolmatowaną warstwę wynosi zgodnie z równaniem (3.66):

$$q_R = k_1 \frac{\phi_1 - \phi_R}{m_1}$$

Natężenie przepływu w przekroju $x = R$ jest zgodnie z wzorem (3.38) równe:

$$|q_R| = k \frac{\partial \phi_R}{\partial x}$$

Z porównania prawych stron wyrażeń na q_R mamy:

$$\phi_R + \underbrace{\frac{k}{k_1} m_1}_A \frac{\partial \phi_R}{\partial x} = \underbrace{\phi_1}_B \quad (3.76)$$

Mnożąc równanie (3.59) przez A i dodając je do równania (3.60) mamy:

$$\phi + A \frac{\partial \phi}{\partial x} + \frac{W}{k} \left(Ax + \frac{x^2}{2} \right) + C_1(A+x) + C_2 = 0$$

Warunki brzegowe:

$$\begin{aligned} x=0 &\Rightarrow \phi = \phi_o; \quad \frac{\partial \phi_o}{\partial x} = \frac{|q_o|}{k} \\ x=R &\Rightarrow \phi_R = \phi_1 - A \frac{\partial \phi_R}{\partial x} \end{aligned} \quad (3.77)$$

Stałe całkowania C_1 i C_2 wyznaczymy przy uwzględnieniu warunków brzegowych (3.77):

$$\text{dla } x=0; \quad \phi_o + A \frac{q_o}{k} + C_1 A + C_2 = 0$$

$$\text{dla } x=R; \quad \phi_1 - A \frac{\partial \phi_R}{\partial x} + A \frac{\partial \phi_R}{\partial x} + \frac{W}{k} \left(AR + \frac{R^2}{2} \right) + C_1(A+B) + C_2 = 0 \quad (3.78)$$

Rozwiązując układ równań (3.78) otrzymamy:

$$C_1 = \frac{\phi_o - \phi_1}{R} + \frac{A}{Rk} q_o - \frac{W}{k} \left(A + \frac{R}{2} \right) \quad (3.79)$$

Z równania (3.59) dla $x = 0$ jest $q = q_o$

$$\frac{q_o}{k} + C_1 = 0$$

stąd:

$$q_o = k \frac{\phi_1 - \phi_o}{R+A} + WR \left(\frac{A+R/2}{A+R} \right) \quad (3.80)$$

Znając C_1 i C_2 mamy z równania (3.60):

$$\phi = \phi_o + \frac{\phi_1 - \phi_o}{A+R} x + \frac{W}{k} \left[\frac{x(RA + R^2/2)}{A+R} - \frac{x^2}{2} \right] \quad (3.81)$$

Przykład. Obliczyć natężenie przepływu wody ze zbiornika do rowu opaskowego długości 200 m (rys. 3.20), jeśli warstwa przybrzeżna zbiornika jest zakolmatowana.

Dane:

napełnienie zbiornika $H_l = 10$ m,

napełnienie rowu $H_o = 2$ m,

odległość rowu od zbiornika $R = 100$ m,

współczynnik filtracji warstwy wodonośnej $k = 20$ m/d,

współczynnik filtracji warstwy zakolmatowanej $k_l = 0,2$ m/d,

miąższość warstwy zakolmatowanej $m_l = 0,5$ m,

zasilanie infiltracyjne $W = 0$.

Wartość natężenia dopływu do rowu obliczyć można ze wzoru (3.80):

$$\phi_1 = \frac{H_1^2}{2} = \frac{10^2}{2} = 50,0 \text{ m}^2$$

$$\phi_o = \frac{H_o^2}{2} = \frac{2^2}{2} = 2,0 \text{ m}^2$$

$$A = \frac{k}{k_1} m_1 = \frac{20}{0,2} 0,5 = 50 \text{ m}$$

$$q_o = k \frac{\phi_1 - \phi_o}{R + A} = 20 \frac{50 - 2}{100 + 50} = 6,4 \text{ m}^2/\text{d}$$

Przy długości rowu opaskowego $L = 200 \text{ m}$ całkowity dopływ do rowu wynosi:

$$Q = q L = 6,4 \cdot 200 = 1280 \text{ m}^3/\text{d}$$

Strefa zakolmatowana wywołuje dodatkowy opór hydrauliczny, równoważny oporowi filtracyjnemu warstwy wodonośnej na odcinku o długości.

$$L = A = 50 \text{ m}$$

➤ 3.5.2. Ustalony dopływ do studni

➤ 3.5.2.1. Studnia pojedyncza – zupełna

Przy poziomej warstwie wodonośnej dopływ do studni jest przepływem osiowo-symetrycznym, z osią symetrii w środku studni. Równanie filtracji osiowo-symetrycznej we współrzędnych cylindrycznych ma postać:

$$\frac{\partial^2 \phi}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial \phi}{\partial r} + \frac{W}{k} = 0 \quad (3.82)$$

Rozwiązanie równania różniczkowego (3.82) następuje przez podstawienie:

$$z = r \frac{\partial \phi}{\partial r}$$

$$\frac{dz}{dr} = r \frac{\partial^2 \phi}{\partial r^2} + \frac{\partial \phi}{\partial r}$$

$$\frac{1}{r} \frac{dz}{dr} = \frac{\partial^2 \phi}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial \phi}{\partial r} \quad (3.83)$$

Podstawiając (3.83) do równania (3.82) mamy:

$$\frac{1}{r} \frac{dz}{dr} + \frac{W}{k} = 0$$

Po rozdzieleniu zmiennych i całkowaniu mamy:

$$\int dz + \frac{W}{k} \int r dr = 0$$

$$z + \frac{W}{k} \frac{r^2}{2} + C_1 = 0$$

Uwzględniając podstawienie $z = r \frac{\partial \phi}{\partial r}$ otrzymujemy:

$$r \frac{\partial \phi}{\partial r} + \frac{W}{k} \frac{r^2}{2} + C_1 = 0 \quad (3.84)$$

Z całkowania równania (3.84) mamy:

$$\phi + \frac{W}{4k} r^2 + C_1 \ln r + C_2 = 0 \quad (3.85)$$

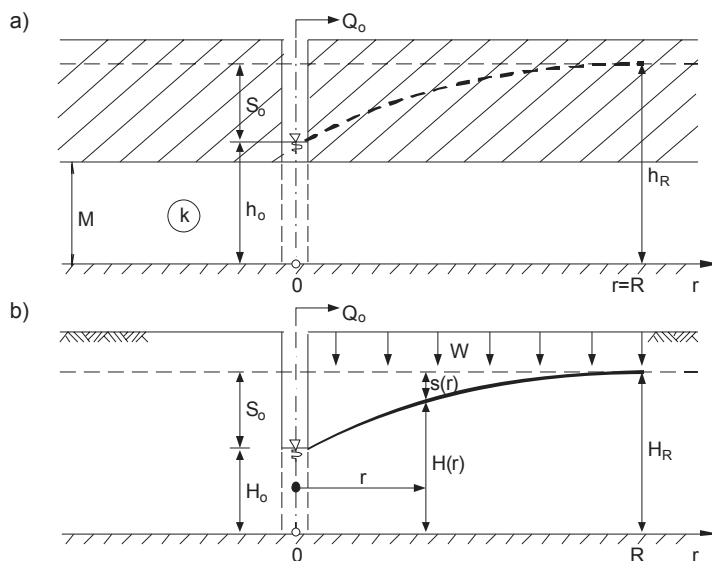
Uwzględniając, że $q = -k \frac{\partial \phi}{\partial r}$; $Q = q 2\pi r$, mnożąc (3.84) przez $2\pi k$ mamy:

(gdzie: q – dopływ jednostkowy przez segment odpowiadający 1 radianowi)

$$2\pi r k \frac{\partial \phi}{\partial r} + \pi W r^2 + 2\pi k C_1 = 0$$

$$Q = \pi W r^2 + 2\pi k C_1 \quad (3.86)$$

Stałe całkowania C_1 i C_2 można wyznaczyć z równania (3.85) dla warunków brzegowych I rodzaju (rys. 3.21):



Rys. 3.21. Schemat dopływu do studni: a – w warstwie o zwierciadle napiętym, b – w warstwie o zwierciadle swobodnym

$$r = r_o \Rightarrow \phi = \phi_o$$

$$r = R \Rightarrow \phi = \phi_R$$

$$\begin{cases} \phi_R + \frac{W}{4k} R^2 + C_1 \ln R + C_2 = 0 \\ \phi_o + \frac{W}{4k} r_o^2 + C_1 \ln r_o + C_2 = 0 \end{cases}$$

$$-C_1 = \frac{\phi_R - \phi_o}{\ln \frac{R}{r_o}} + \frac{W}{4k} \frac{R^2 - r_o^2}{\ln \frac{R}{r_o}} \quad (3.87)$$

$$-C_2 = \phi_R + \frac{W}{4k} R^2 - \frac{\phi_R - \phi_o}{\ln \frac{R}{r_o}} \ln R - \frac{W}{4k} \frac{R^2 - r_o^2}{\ln \frac{R}{r_o}} \ln R \quad (3.88)$$

Dopływ do studni (wydajność studni) dla $r = r_o$ po podstawieniu C_1 do równania (3.86) wynosi:

$$Q_o = 2\pi k \frac{\phi_R - \phi_o}{\ln \frac{R}{r_o}} + W\pi \left(\frac{R^2 - r_o^2}{2 \ln \frac{R}{r_o}} - r_o^2 \right) \quad (3.89)$$

Dla $W = 0$ oraz $\phi = \frac{H^2}{2}$ (filtracja swobodna)

$$\phi = hM - \frac{M^2}{2} \quad (\text{filtracja naporowa})$$

mamy:

– dla filtracji swobodnej:

$$Q_o = \pi k \frac{H_R^2 - H_o^2}{\ln R/r_o} = \pi k \frac{S_o(2H_R - S_o)}{\ln R/r_o} \quad (3.90)$$

– dla filtracji naporowej:

$$Q_o = 2\pi k M \frac{h_R - h_o}{\ln R/r_o} = 2\pi k M \frac{S_o}{\ln R/r_o} \quad (3.91)$$

Równania krzywej depresji uzyskamy podstawiając stałe C_1 i C_2 do równania (3.85):

$$\phi = \phi_o + \frac{\ln r/r_o}{\ln R/r_o} (\phi_R - \phi_o) + \frac{W}{4k} \left[\frac{R^2 - r_o^2}{\ln R/r_o} \ln(r/r_o) - (r^2 - r_o^2) \right] \quad (3.92)$$

Dla $H(r) = \sqrt{2\phi}$ otrzymujemy z równania (3.92) krzywą depresji Dupuita, leżącą stale poniżej rzeczywistego zwierciadła dynamicznego (rys. 3.22).

Na obliczenie zeskoku hydraulicznego na płaszczu studni (wysokość powierzchni swobodnego wypływu) istnieje szereg wzorów, np.: Ehrenbergera:

$$s_i \cong \frac{(H_R - H_o)^2}{2H_R}$$

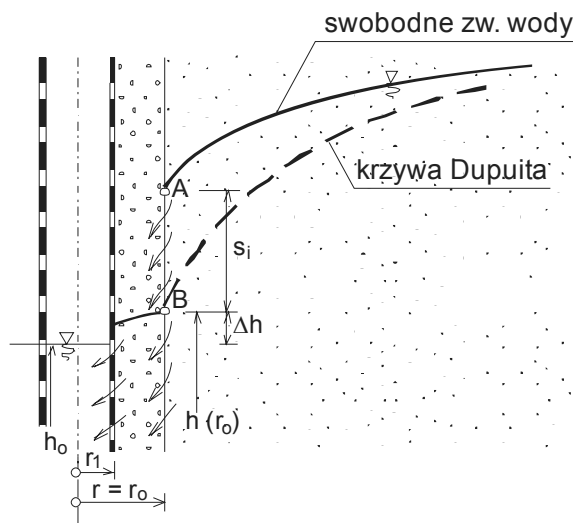
Ollösa:

$$s_i \cong 0,228 \sqrt[3]{\frac{H_R}{H_o}} \cdot \frac{(H_R - H_o)^2}{H_R}$$

Szestakowa:

$$s_i \cong \sqrt{\left(0,73 \lg \frac{\sqrt{Q/k}}{r_o} - 0,51\right) \frac{Q}{k} + H_o^2 - H_o}$$

Formuły Ehrenbergera i Ollösa mogą być stosowane przy $W = 0$ oraz $H_R = \text{const}$.
Formuła Szestakowa natomiast stosowana być może bez ograniczeń.



Rys. 3.22. Warunki przepływu w pobliżu studni

Zasięg depresji studni. Przy dostatecznie dużej rozciągłości warstwy wodonośnej może utworzyć się w czasie eksploatacji studni wododział. Całkowity dopływ do studni pochodzi w tym przypadku z infiltracji opadów atmosferycznych:

$$Q_o = \pi(R^2 - r_o^2)W \cong \pi R^2 W \quad (3.93)$$

$$R = \sqrt{\frac{Q_o}{\pi W}} \quad (3.94)$$

gdzie: R – zasięg depresji. Przy uwzględnieniu równania (3.83) mamy dla swobodnego zwierciadła wody:

$$R^2 = \frac{k}{W} \frac{H_R^2 - H_o^2}{\ln(R/r_o) - 0,5} \quad (3.95)$$

Równanie (3.95) rozwiązać można drogą kolejnych przybliżeń. Możemy napisać je w postaci:

$$R\sqrt{\lg R - \lg r_o - 0,217} = 0,66 \sqrt{\frac{k}{W} (H_R^2 - H_o^2)} \quad (3.96)$$

Podobny wzór podaje Kerkis (1955) :

$$R\sqrt{\lg R - \lg r_o} = 0,4 \sqrt{\frac{k}{W} (H_R^2 - H_o^2)} \quad (3.97)$$

Jeżeli we wzorze (3.89) zgodnie ze wzorem (3.94) podstawimy $W = \frac{Q_o}{\pi R^2}$, to otrzymamy:

$$Q_o = 2\pi k \frac{\phi_R - \phi_o}{\ln(R/r_o) - 0,5} \quad (3.98)$$

Z przekształcenia (3.98) mamy:

$$R = r_o \exp\left(2\pi k \frac{\phi_R - \phi_o}{Q_o} + 0,5\right) \quad (3.99)$$

Jeżeli parametry Q lub W nie są znane, zasięg depresji wylicza się ze wzorów empirycznych. Do najczęściej stosowanych należą wzory Sichardta i Kusakina:

$$\text{Sichardta} \quad R = 3000 s_o \sqrt{k} \quad (3.100)$$

$$\text{Kusakina} \quad R = 575 s_o \sqrt{kH} \quad (3.101)$$

$$\text{lub} \quad R = 1600 \sqrt{kHs_o} \quad (3.102)$$

We wzorach (3.100 – 3.102) wartość k wyrazić należy w metrach na sekundę. Wzór Sichardta stosować można tylko dla wód naporowych. Wzory Kusakina dają zaniżone wartości zasięgu depresji. Dla porównania obliczono zasięg depresji studni o następujących parametrach:

- miąższość warstwy wodonośnej $H = 10,0$ m,
- depresja studni $s_o = 5,0$ m,
- promień studni $r_o = 0,25$ m,
- współczynnik filtracji $k = 20$ m/d = $2,31 \cdot 10^{-4}$ m/s,
- zasilanie $W = 5 \cdot 10^{-4}$ m/d,

Wzór	Zasięg depresji R [m]
3.95 i 3.96	639
Kerkisa	397
Sichardta	228
Kusakina (3.101)	138
Kusakina (3.102)	172

➤ 3.5.2.2. Dopływ do studni zlokalizowanej w strumieniu wód podziemnych

Jeżeli studnia znajduje się w strumieniu wody podziemnej o stałym spadku zwierciadła wody, to obydwie pola potencjalne, logarytmiczne dopływu osiowo-symetrycznego i liniowe przepływu naturalnego nakładają się na siebie. W rezultacie zamiast symetrycznego lejka depresyjnego utworzy się lej nieregularny, ograniczony neutralną linią prądu i dolną kulminacją (rys. 3.23).

Równanie krzywej depresji studni w warstwie poziomej przy $W = 0$ napisać możemy na podstawie wzoru (3.90) w postaci:

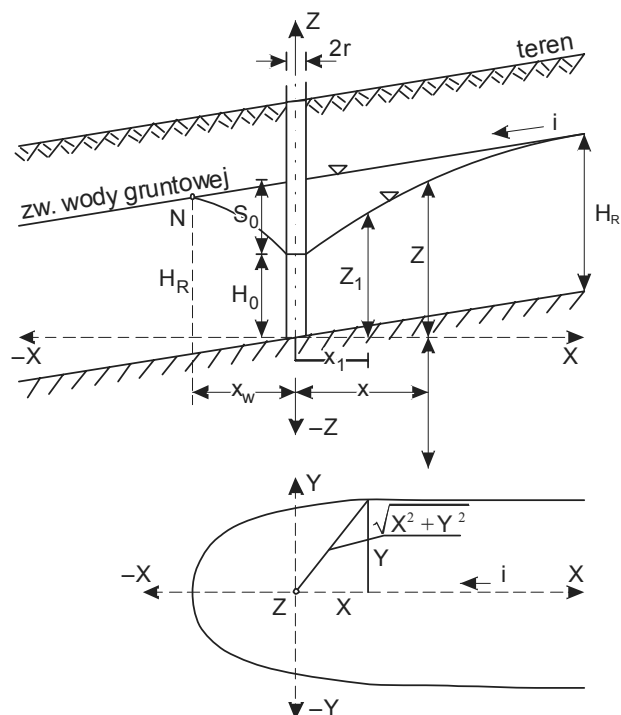
$$H^2 - H_1^2 = \frac{Q_o}{\pi k} \ln \frac{r}{r_1} \quad (3.103)$$

Jeżeli w równaniu (3.103) zgodnie ze schematem na rysunku 3.23 za H podstawimy $H = z - ix$, a zamiast $r = \sqrt{x^2 + y^2}$, otrzymamy równanie:

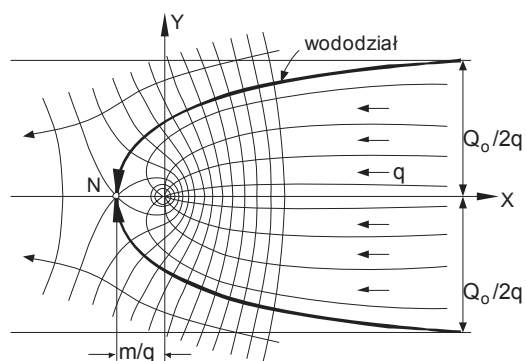
$$(z - ix)^2 - (z_1 - ix_1)^2 = \frac{Q_o}{\pi k} \ln \frac{\sqrt{x^2 + y^2}}{\sqrt{x_1^2 + y_1^2}} \quad (3.104)$$

Uwzględniając, że wzdłuż neutralnej linii prądu wysokość zwierciadła wody nad spągiem warstwy wodonośnej wynosi H_R , a odległość tej linii odpowiadająca zasięgowi depresji wynosi $R = \sqrt{x_1^2 + y_1^2}$, równanie (3.104) możemy napisać w postaci:

$$(z - ix)^2 - H_R^2 = \frac{Q_o}{\pi k} \ln \frac{\sqrt{x^2 + y^2}}{R} \quad (3.105)$$



Rys. 3.23. Schemat dopływu do studni założonej w nachylonym strumieniu wody podziemnej



Rys. 3.24. Siatka hydrodynamiczna rejonu studni w nachylonym strumieniu wody podziemnej

Wzdłuż osi x dla $y = 0$ mamy:

$$(z - ix)^2 - H_R^2 = \frac{Q_o}{\pi k} \ln \frac{x}{R} \quad (3.106)$$

Maksimum funkcji określonej równaniem (3.106) wystąpi w punkcie N , który nazywamy dolną kulminacją. Różniczkując równanie (3.106) i przyrównując pochodną do zera otrzymamy:

$$x_N = l_d = \frac{Q_o}{2\pi k i \sqrt{H_R^2 + \frac{Q}{\pi k} \ln \frac{x_N}{R}}}$$

Ponieważ w punkcie N jest $R = x_N$, odległość dolnej kulminacji wynosi:

$$l_d = \frac{Q_o}{2\pi k i H_R} \quad (3.107)$$

Przepływ strumienia, którym zasilana jest studnia, wynosi:

$$Q = L H_R k i$$

Ponieważ $Q = Q_o$, szerokość strumienia zasilającego studnię wynosi:

$$L = \frac{Q_o}{H_R k i} = \frac{Q_o}{q} = 2\pi l_d \quad (3.108)$$

Jeżeli oznaczymy $\frac{Q}{2\pi} = m$, to $l_d = m/q$.

Łatwo zauważyć, że szerokość strumienia zasilającego studnię równa jest obwodowi koła o promieniu l_d . Dla $r = r_o$ mamy $z - i r_o = H_o$ i na podstawie wzoru (3.106) możemy napisać:

$$Q_o = \pi k \frac{H_R^2 - H_o^2}{\ln R/r_o}$$

stąd:

$$L = \pi \frac{H_R^2 - H_o^2}{i H_R \ln R/r_o}$$

Zasięg depresji we wzorze na L odpowiada odległości y dla $x = 0$.

Uwzględniając wzór (3.109) mamy dla $x = 0$:

$$q \frac{y}{m} = \pm \frac{\pi}{2} \Rightarrow y = \pm \frac{Q_o}{4q} = \pm \frac{L}{4}$$

Równanie neutralnej linii prądu według Beara (1967) ma postać:

$$\frac{y}{x} = \pm \operatorname{tg} \left(q \frac{y}{m} \right) \begin{cases} + \text{ dla } y > 0 \\ - \text{ dla } y < 0 \end{cases} \quad (3.109)$$

Zespół studni. Przy równoczesnej eksploatacji n studni wzajemnie na siebie oddziałujących depresja w dowolnym punkcie P , znajdującym się w obrębie leja depresji grupy studni, jest sumą depresji wytworzonej w tym punkcie przez każdą ze studni. Pomijając zasilanie W warstwy wodonośnej, z równania różniczkowego przepływu osiowo-symetrycznego:

$$\frac{\partial^2 \phi}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial \phi}{\partial r} = 0$$

z warunkami brzegowymi:

$$r = R \Rightarrow \phi = \phi_R$$

$$r = r \Rightarrow \phi = \phi$$

otrzymujemy, podobnie jak przy wyprowadzeniu wzoru (3.89), rozwiązanie dla studni pojedynczej:

$$\phi_R - \phi = \frac{1}{2\pi k} Q \ln \frac{R}{r}$$

Stosując zasadę superpozycji otrzymujemy dla zespołu studni:

$$\phi_R - \phi = \frac{1}{2\pi k} \sum_{i=1}^n Q_i \ln \frac{R}{r_i} \quad (3.110)$$

gdzie: R oznacza promień depresji pojedynczej studni, r_i – odległość poszczególnych studni od punktu P o potencjale ϕ , n – liczba studni, Q_i – wydajność poszczególnych studni. Jeżeli wydajności studni są sobie równe ($Q_i = Q = \text{const}$), możemy napisać:

$$\phi_R - \phi = \frac{1}{2\pi k} Q \sum_{i=1}^n \ln \frac{R}{r_i}$$

$$\sum \ln \frac{R}{r_i} = \ln R - \ln r_1$$

$$+ \ln R - \ln r_2$$

$$+ \dots \dots \dots$$

$$\sum = n \ln R - \sum \ln r_i$$

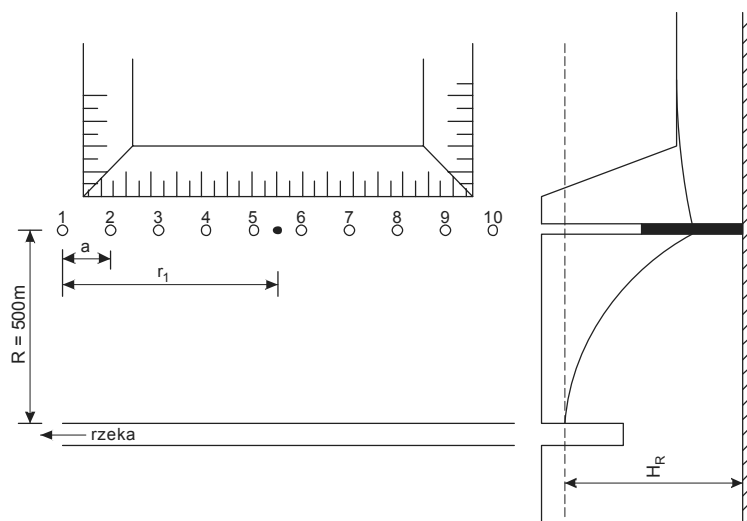
$$\phi_R - \phi = n \frac{Q}{2\pi k} \left(\ln R - \frac{\sum \ln r_i}{n} \right) \quad (3.111)$$

Jeżeli uwzględnimy, że iloczyn $n \cdot Q = Q_c$, to sumaryczna wydajność zespołu studni wynosi:

$$Q_c = 2\pi k \frac{\phi_R - \phi}{\ln R - \frac{1}{n} \sum \ln r_i} \quad (3.112)$$

Przykład. Bariera z 10 studni znajdująca się w odległości $R = 500$ m od rzeki ochrania wykop fundamentowy przed dopływem wody (rys. 3.25). Należy określić potrzebną wydajność studni, tak by w środku bariery (punkt P) wysokość zwierciadła wody gruntowej wynosiła $H_p = 2,0$ m. Odległość między studniami wynosi 50 m. Dane: $H_R = 20,0$ m, $k = 5 \cdot 10^{-4}$ m/s, $R = 500$ m, $a = 50$ m. Przyjmując jednakową wydajność wszystkich studni całkowita wydajność bariery wyniesie zgodnie ze wzorem (3.112, rys. 3.25):

$$Q_c = \frac{\pi k (H_R^2 - H_p^2)}{\ln R - \frac{1}{n} \sum \ln r_i}$$



Rys. 3.25. Schemat odwodnienia wykopu przez zespół studni

Wyrażenie $\sum \ln r_i$ wygodnie jest obliczyć w tabeli. Ze względu na symetrię studni względem punktu P wystarczy obliczyć sumę dla 5 studni:

Nr studni	r_i	$\ln r_i$
1	225	5,416
2	175	5,164
3	125	4,828
4	75	4,317
5	25	3,219
	$\Sigma =$	22,944

$$Q_c = \frac{\pi \cdot 5 \cdot 10^{-4} (400 - 4)}{6,655 - \frac{22,944}{5}} = 0,323 \text{ m}^3/\text{s}$$

Jeżeli druga strona wykopu również chroniona jest przez barierę studni, to dopływ do analizowanej bariery następuje tylko z jednej strony (od rzeki), a wydajność bariery wyniesie:

$$Q_B = \frac{0,323}{2} = 0,1615 \text{ m}^3/\text{s} = 581,4 \text{ m}^3/\text{h}$$

Wydajność jednej studni wyniesie:

$$Q_i = \frac{Q_B}{10} = \frac{0,1615}{10} = 0,0161 \text{ m}^3/\text{s}$$

➤ 3.6. Rozwiązania równania filtracji nieustalonej

Rozwiązania analityczne istnieją tylko dla przepływu jednoosiowego oraz osiowo-symetrycznego z prostymi warunkami brzegowymi i początkowymi. Równanie nieustalonej filtracji jednoosiowej zgodnie z wzorem (3.43) ma postać:

$$\frac{\partial^2 \phi}{\partial x^2} = \frac{S}{T} \frac{\partial \phi}{\partial t} - \frac{W}{k} \quad (3.113)$$

➤ **3.6.1. Dopływ do rowu ze stałym odpływem q_o przy nieograniczonej warstwie wodonośnej**

Rozwiązanie równania (3.113) otrzymał Ferris przy następujących założeniach:

- 1) row zupełnie (dno sięga spągu warstwy wodonośnej), nieskończenie długi, prosty o pionowych skarpach;
- 2) począwszy od chwili $t = 0$ odpływ rowu wynosi $q_o = \text{const}$;
- 3) warstwa wodonośna jest nieograniczona o stałej miąższości;
- 4) odpływ q_o pochodzi wyłącznie z zasobów podziemnych, zasilanie $W = 0$.

Rozwiązaniem równania (3.113) jest funkcja $\phi(x, t)$ opisująca przebieg procesu obniżania poziomu wody gruntowej (linii ciśnień piezometrycznych).

Warunki brzegowe i początkowe

$$\phi(x, 0) = \phi(\infty, t) = \phi_p = \text{const}$$

$$\lim_{x \rightarrow 0} k \frac{\partial \phi}{\partial x} = \frac{q_o}{2}$$

$q_o/2$ – dopływ do rowu z jednej strony.

Rozwiązaniem równania (3.113) przy $W = 0$ z podanymi warunkami brzegowymi i początkowymi jest funkcja:

$$\phi = \phi_p - \frac{q_o}{2k} x D(u)_q \quad (3.114)$$

gdzie: ϕ_p – potencjał w chwili $t = 0$, $D(u)_q$ – funkcja drenażu przy stałym q_o

$$u = \frac{Sx^2}{4Tt}$$

$$D(u)_q = \text{erf}\sqrt{u} - 1 + \frac{e^{-u}}{\sqrt{\pi u}} \quad (3.115)$$

$$\text{Funkcja błędu: } \text{erfx} = \frac{1}{\sqrt{\pi}} \int_0^x \frac{e^{-x}}{\sqrt{x}} dx = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^x e^{-u^2} du$$

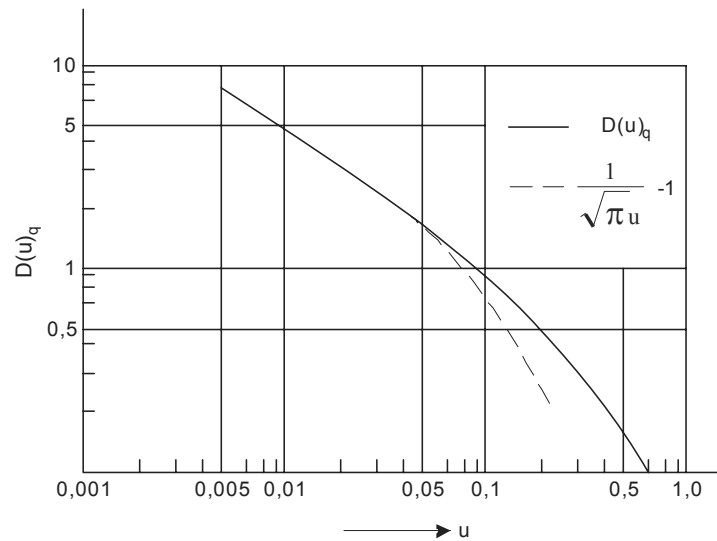
Całkę błędu oraz funkcję wykładniczą obliczyć można rozwijając je w szereg MacLaurina. Otrzymamy wtedy:

$$\operatorname{erf}\sqrt{u} = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \left(\sqrt{u} - \frac{\sqrt{u^3}}{1!3} + \frac{\sqrt{u^5}}{2!5} - \frac{\sqrt{u^7}}{3!7} + \dots \right)$$

$$\frac{e^{-u}}{\sqrt{\pi u}} = \frac{1}{\sqrt{\pi u}} \left(1 - u + \frac{u^2}{2!} - \frac{u^3}{3!} + \dots \right)$$

Uwzględniając te rozwinięcia we wzorze (3.115) mamy:

$$D(u)_q = \frac{1}{\sqrt{\pi u}} - 1 + \frac{1}{\sqrt{\pi}} \left(\sqrt{u} - \frac{\sqrt{u^3}}{6} + \dots \right) \quad (3.116)$$



Rys. 3.26. Wykres funkcji $D(u)_q$

Dla małych wartości u ($u < 0,01$), tj. przy dostatecznie dużej wartości t lub małej x , wartość funkcji $D(u)_q$ obliczyć można uwzględniając jedynie dwa pierwsze wyrazy szeregu (rys. 3.26). Funkcja $\phi(x, t)$ w tym przypadku przybierze postać:

$$\phi(x, t) = \phi_p - \frac{q_o}{2k} x \left(\frac{1}{\sqrt{\pi u}} - 1 \right)$$

$$\phi(x, t) = \phi_p - \frac{q_o}{k} \left(\sqrt{\frac{Tt}{\pi S}} - \frac{x}{2} \right) \quad (3.117)$$

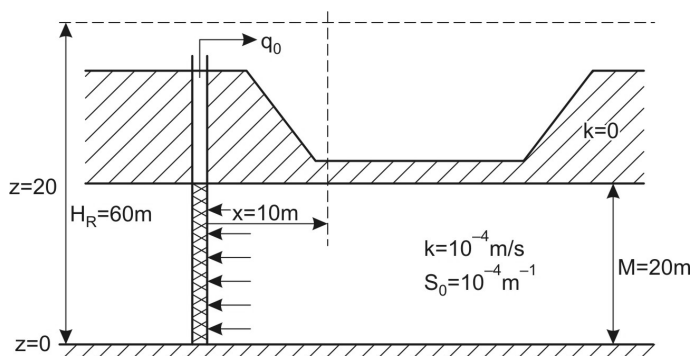
Dla przepływu pod ciśnieniem prędkość obniżania piezometrycznej krzywej depresji wynosi według Boczewiera (1960):

$$v = \frac{2q}{M} \sqrt{\frac{T}{S\pi t}} \cdot e^{-u}$$

na krawędzi rowu dla $x = 0$:

$$v = \frac{2q}{M} \sqrt{\frac{T}{S\pi t}}$$

Przykład. Bariera studni (rys. 3.27) ochrania dno długiego wykopu fundamentowego przed przebiciem hydraulicznym. Zastępując barierę rowem należy wyznaczyć zmianę wysokości piezometrycznej w odległości 10 m od rowu w funkcji czasu. Warstwa wodonośna jest pod ciśnieniem. Z bariery studni odpompowuje się stałą ilość wody (rys. 3.27).



Rys. 3.27. Obniżenie ciśnienia w warstwie wodonośnej za pomocą bariery studni – schemat obliczeniowy

$$q_o = 1,0 \text{ m}^3/\text{m} \cdot \text{h} = \frac{1}{3600} \text{ m}^2/\text{s}$$

Dane:

- współczynnik zasobności sprężystej $S_o = 10^{-4} \text{ m}^{-1}$,
- współczynnik filtracji $k = 10^{-4} \text{ m/s}$,
- miąższość warstwy wodonośnej $M = 20 \text{ m}$,
- wysokość linii ciśnień w chwili $t = 0$, $h_p = 60 \text{ m}$.

Należy sprawdzić, dla jakiego czasu t parametr $u < 0,01$ i stosowane może być równanie (3.117):

$$u = \frac{x^2 S}{4Tt}$$

$$S = S_o M = 10^{-4} \cdot 20 = 2 \cdot 10^{-3}$$

$$T = kM = 10^{-4} \cdot 20 = 2 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$$

$$S/T = 1$$

$$t = \frac{10^2}{4 \cdot 0,01} = 2500 \text{ s} = 0,69 \text{ h}$$

Po 0,69 godz. spełniony jest warunek $u < 0,01$, dla czasów krótszych stosować należy równanie (3.114), które dla filtracji naporowej napisać możemy w postaci:

$$s = \frac{q_o}{2T} x D(u)_q$$

$$t = 30 \text{ min} = 1800 \text{ s},$$

$$u = \frac{100}{4 \cdot 1800} = 0,0139$$

Ze wzoru (3.116) $D(u)_q = 3,868$

$$s = \frac{1}{3600 \cdot 2 \cdot 2 \cdot 10^{-3}} \cdot 10 \cdot 3,868 = 2,686 \text{ m}$$

Dla czasu $t > 2500 \text{ s}$ mamy ze wzoru (3.117)

$$s = \frac{1}{3600 \cdot 2 \cdot 10^{-3}} \left(\sqrt{\frac{t}{\pi}} - 5 \right) = 0,0784 \left(\sqrt{t} - 8,86 \right) = 0,0784 \sqrt{t} - 0,69$$

$$t = 1 \text{ h} = 3600 \text{ s} \quad s = 4,014 \text{ m}$$

$$t = 10 \text{ h} \quad s = 14,18 \text{ m}$$

$$t = 15 \text{ h} \quad s = 17,52 \text{ m}$$

Ze wzoru (3.117) mamy po przekształceniu:

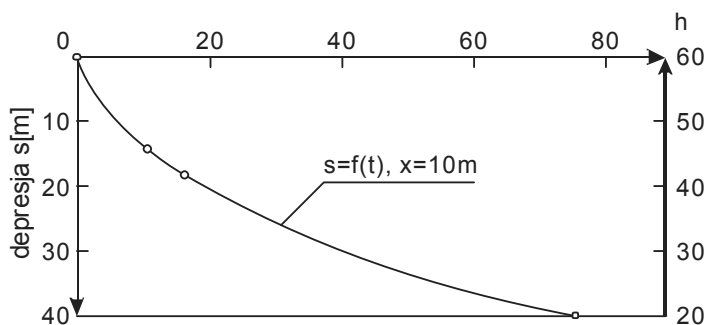
$$\sqrt{t} = \sqrt{\pi} \left(\frac{sT}{q_o} + \frac{x}{2} \right)$$

Czas, po którym depresja w odległości $x = 10 \text{ m}$ od rowu osiągnie wartość $s = 40 \text{ m}$, tzn. osiągnie spąg warstwy nieprzepuszczalnej, wyniesie:

$$\sqrt{t} = \sqrt{\pi} \left(40 \cdot 2 \cdot 10^{-3} \cdot 3600 + 5 \right) = 519,33$$

$$t = 269702 \text{ s} = 74,9 \text{ h.}$$

Wyniki obliczeń przedstawiono na wykresie (rys. 3.28).



Rys. 3.28. Wykres zależności depresji ciśnienia od czasu odwodnienia $s = s(t)$

➤ 3.6.2. Nieustalony dopływ do rowu o stałym napełnieniu H_o przy nieograniczonej warstwie wodonośnej

Założenia:

- 1) rów zupełny, nieskończenie długi o pionowych skarpach;
- 2) w punkcie czasowym $t = 0$ następuje w rowie nagłe obniżenie poziomu wody z H_p do H_o ;
- 3) warstwa wodonośna nieograniczona, jednorodna, izotropowa, stałej miąższości, z poziomym spągami.

Pytanie: Jak rozwija się depresja w warstwie wodonośnej i ile wyniesie dopływ do rowu q_o ?

Wykorzystujemy równanie różniczkowe (3.113).

Warunki brzegowe

$$\phi(x, 0) = \phi_p = \phi(\infty, t) = \text{const}$$

$$\phi(0, t) = \phi_o = \text{const}$$

Rozwiązanie równania (3.113) przy $W = 0$ z powyższymi warunkami brzegowymi ma postać:

$$\phi = \phi_p - (\phi_p - \phi_o) D(u)_h \quad (3.118)$$

$$\text{– dla przepływu pod ciśnieniem} \quad s = s_o D(u)_h \quad (3.119)$$

$$\text{– dla przepływu swobodnego: } H^2 = H_p^2 - (H_p^2 - H_o^2) D(u)_h \quad (3.120)$$

Obliczenia dla przepływu swobodnego wykonuje się metodą kolejnych przybliżeń. Funkcja drenażu $D(u)_h$ przy stałej głębokości rowu H_o ma postać:

$$D(u)_h = 1 - \operatorname{erf}\sqrt{u}$$

Jednostronne jednostkowe natężenie dopływu do rowu q_o otrzymujemy z zależności:

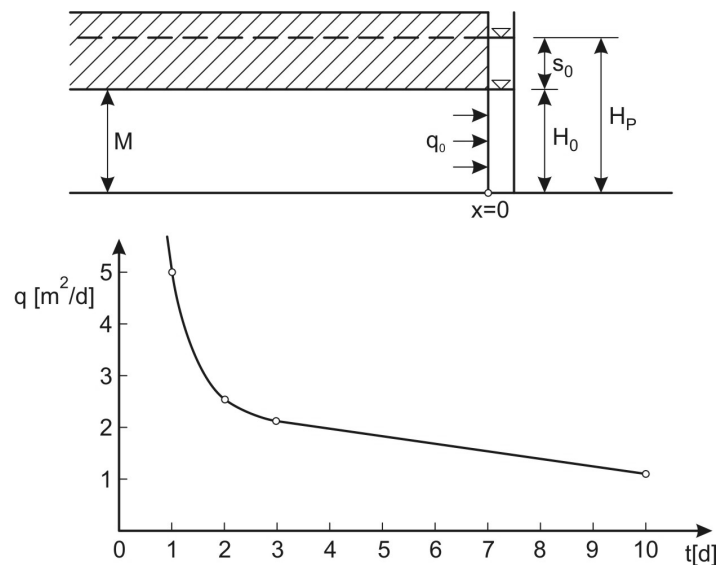
$$q_o = k \frac{\partial \phi}{\partial x} \quad \text{dla } x = 0$$

$$q_o = (\phi_p - \phi_o) k \sqrt{\frac{S}{\pi T t}} \quad (3.121)$$

Dla przepływu pod ciśnieniem:

$$q_o = s_o \sqrt{\frac{ST}{\pi t}} \quad (3.122)$$

Przykład. Obliczyć depresję w odległości $x = 10$ m od rowu po 1 dobie oraz natężenie dopływu $q_o(t)$, jeżeli w rowie nastąpiło obniżenie poziomu wody z wysokości $H_p = 3$ m do $H_o = 2$ m. Warstwa wodonośna jest pod ciśnieniem (rys. 3.29).



Rys. 3.29. Nieustalony dopływ do rowu przy stałym poziomie wody w rowie, $H_o = \text{const}$

$$k = 10 \text{ m/d}, \quad S_o = 10^{-4} \text{ m}^{-1}, \quad M = 2,0 \text{ m}$$

$$u = \frac{Sx^2}{4Tt} = \frac{2 \cdot 10^{-4} \cdot 10^2}{4 \cdot 10 \cdot 2 \cdot 1} = 2,5 \cdot 10^{-4}$$

$$D(u)_h = 1 - \operatorname{erf} \sqrt{u} = 1 - \frac{2}{\sqrt{\pi}} \left(\sqrt{u} - \frac{\sqrt{u^3}}{3} \dots + \dots \right)$$

Uwzględniając tylko dwa pierwsze wyrazy otrzymujemy:

$$D(u)_h = 1 - \frac{2}{\sqrt{\pi}} \cdot \sqrt{2,5 \cdot 10^{-4}} = 0,982$$

Ze wzoru (3.119) mamy:

$$s(10, 1) = 1 \cdot 0,982 = 0,982 \text{ m}$$

Natężenie dopływu do rowu wyniesie zgodnie z (3.122):

$$t = 1 \text{ doba} \quad q_o = 1 \sqrt{\frac{2 \cdot 10^{-4} \cdot 20}{\pi \cdot 1}} = 5,046 \text{ m}^3/(\text{m} \cdot \text{d})$$

$$t = 2 \text{ dni} \quad q_o = 1 \sqrt{\frac{2 \cdot 10^{-4} \cdot 20}{\pi \cdot 2}} = 2,523 \text{ m}^3/(\text{m} \cdot \text{d})$$

$$t = 3 \text{ dni} \quad q_o = 2,060 \text{ m}^2/\text{d}$$

$$t = 10 \text{ dni} \quad q_o = 1,128 \text{ m}^2/\text{d}$$

Wyniki obliczeń przedstawiono na wykresie (rys. 3.29).

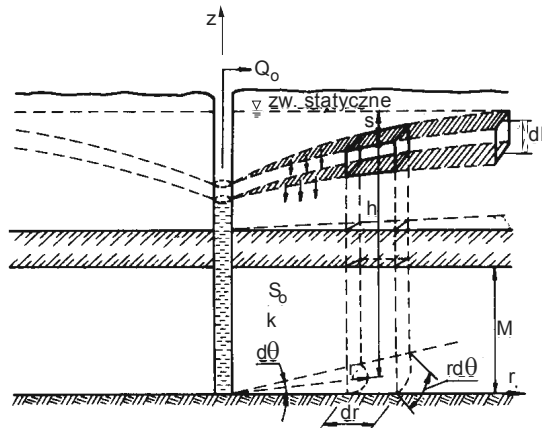
➤ 3.6.3. Nieustalony dopływ do studni pojedynczej i zespołu studni

Zagadnienie dopływu do studni w warunkach ruchu nieustalonego rozwiązane zostało przez Theisa. W rozwiązaniu swoim Theis przyjął następujące założenia:

- warstwa wodonośna jest w kierunku poziomym nieograniczona, jednorodna i izotropowa, o stałej miąższości i poziomym spągu;
- wydajność studni Q_o jest stała, niezależna od czasu;
- woda pompowana ze studni pochodzi wyłącznie z istniejących zasobów, zasila nie warstwy wodonośnej wynosi zero.

Objętość wody wydzielająca się z elementu o objętości $rd\Theta drM$ (rys. 3.30) wskutek obniżenia ciśnienia jest proporcjonalna do objętości elementu i zmiany ciśnienia (porównaj wzór 3.25):

$$dV = S_o A M dh$$



Rys. 3.30. Nieustalony dopływ do studni

Natężenie przepływu Q przez wycinek walca o powierzchni $Mrd\Theta$ wynosić będzie:

$$dQ = -S_o Mrd\Theta dr \frac{\partial h}{\partial t}$$

Całkowite natężenie przepływu wody przez pobocznice studni o promieniu r_o wyniesie:

$$Q(t) = -S \int_{r_o}^{\infty} \int_0^{2\pi} r \frac{\partial h(r, \Theta, t)}{\partial t} d\Theta dr$$

gdzie: $S = S_o M$. W poziomej, nieograniczonej warstwie wodonośnej, przeciętej pojedynczą studnią, ruch jest osiowo-symetryczny, w związku z czym:

$$Q = -2\pi S \int_{r_o}^{\infty} r \frac{\partial h(r, t)}{\partial t} dr \quad (3.123)$$

Z równania (3.123) wynika, że dopływ do studni będzie zachodził tylko wtedy, jeżeli w warstwie wodonośnej będzie występował stały spadek ciśnienia $\frac{\partial h}{\partial t} < 0$.

Dla $\frac{\partial h}{\partial t} = 0$ całka w równaniu (3.123) wynosi zero. Wynika stąd ogólny wniosek, że przy braku zasilania ($W = 0$) dopływ do studni z warstwy nieskończonej rozciągłości nie może być ustalony.

Równanie (3.43) w układzie współrzędnych cylindrycznych dla $W = 0$ napisac możemy w postaci:

$$\frac{\partial^2 \phi}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial \phi}{\partial r} = \frac{S \partial \phi}{T \partial t} \quad (3.124)$$

Warunki brzegowe i początkowe rozpatrywanego zagadnienia są następujące:

- potencjał ϕ dla czasu $t = 0$ jest stały w całej warstwie wodonośnej; oznacza to, że powierzchnia ciśnień piezometrycznych jest pozioma:

$$\phi(r, 0) = \phi_R = \text{const}$$

- w odległości $r = \infty$ potencjał ϕ nie zmienia się w czasie:

$$\phi(\infty, t) = \phi_R = \text{const}$$

- natężenie przepływu przez powierzchnie cylindryczne zwiększa się w kierunku ku studni, osiągając na poboczniczy studni wartość Q_o :

$$\lim_{r \rightarrow r_o} 2\pi r k \frac{\partial \phi}{\partial r} = Q_o$$

Różniczkowe równanie cząstkowe (3.124) można przez podstawienie:

$$u = \frac{S}{4T} \frac{r^2}{t} \quad (3.125)$$

przekształcić do równania różniczkowego zwyczajnego postaci:

$$\left(\frac{1}{u} + 1\right) \frac{d\Phi}{du} + \frac{d^2 u}{du^2} = 0$$

którego rozwiązanie ogólne, podane po raz pierwszy przez Theisa, ma postać:

$$\Phi = C_1 \int_u^\infty \frac{e^{-u}}{u} du + C_2$$

Rozwiązaniem powyższego równania, z uwzględnieniem warunków brzegowych i początkowego, jest znany wzór Theisa (3.126):

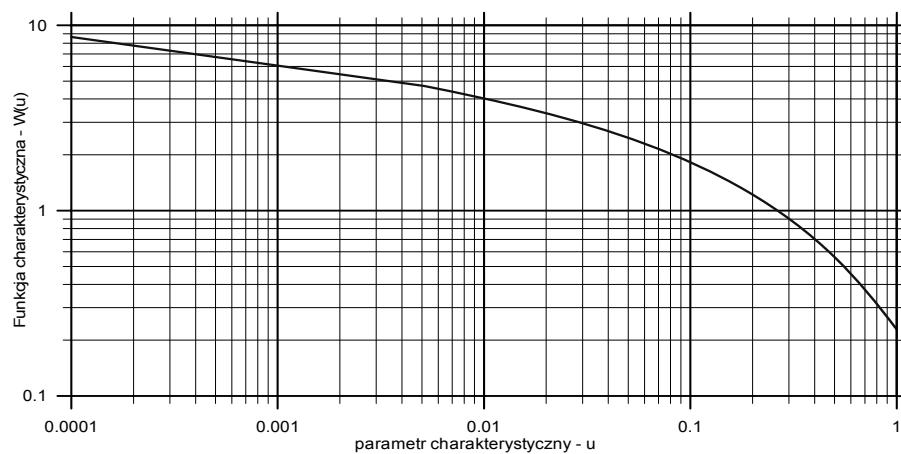
$$\phi = \phi_R - \frac{Q_o}{4\pi k} \int_u^{\infty} \frac{e^{-x}}{x} dx = \phi_R - \frac{Q_o}{4\pi k} W(u) \quad (3.126)$$

Całka funkcji wykładniczej $W(u)$, którą nazywać będziemy funkcją charakterystyczną studni, jest tzw. funkcją Eiry'ego, której wartość obliczyć można po rozwinięciu w szereg Taylora:

$$W(u) = -Ei(-u) = \int_u^{\infty} \frac{e^{-u}}{u} du = -\ln(\delta u) + u - \frac{u^2}{2 \cdot 2!} + \frac{u^3}{3 \cdot 3!} - \dots \quad (3.127)$$

gdzie: δ – stała Eulera = 1,781.

Wartości funkcji charakterystycznej studni $W(u)$ odczytać można z tabeli 26 lub rysunku 30a.



Rys. 30a. Wykres funkcji charakterystycznej studni $W(u)$

Uwzględniając, że $\phi_R - \phi = s M$, równanie (3.126) przyjmie postać:

$$s = \frac{Q_o}{4\pi T} W(u) \quad (3.128)$$

Dla małych wartości $u (u < 0,05)$ wartość funkcji $W(u)$ obliczyć można z dostateczną dokładnością przy uwzględnieniu jedynie pierwszego wyrazu szeregu $W(u)$ Jacob, 1946. Po przekształceniu wzoru (3.128) mamy:

$$s = \frac{Q_o}{4\pi T} (-\ln \delta u) = \frac{Q_o}{4\pi T} \ln \frac{1}{\delta u}$$

Tabela 26

$$\text{Wartości funkcji } W(u) = \int_{x=u}^{\infty} \frac{e^{-x}}{x} dx$$

N	u = N	N(-1)	N(-2)	N(-3)	N(-4)	N(-5)	N(-6)	N(-7)	N(-8)	N(-9)	N(-10)
1,0	2,194(-1)	1,823	4,038	6,332	8,633	10,94	13,24	15,54	17,84	20,15	22,45
1,2	1,584(-1)	1,660	3,858	6,149	8,451	10,75	13,06	15,36	17,66	19,96	22,27
1,5	1,000(-1)	1,465	3,637	5,927	8,228	10,53	12,83	15,14	17,44	19,74	22,04
2,0	4,890(-2)	1,223	3,355	5,639	7,940	10,24	12,55	14,85	17,15	19,45	21,76
2,5	2,491(-2)	1,044	3,137	5,417	7,717	10,02	12,32	14,62	16,93	19,23	21,53
3,0	1,305(-2)	9,057(-1)	2,959	5,235	7,535	9,837	12,14	14,44	16,74	19,05	21,35
3,5	6,970(-3)	7,942(-1)	2,810	5,081	7,381	9,683	11,99	14,29	16,59	18,89	21,20
4,0	3,779(-3)	7,024(-1)	2,681	4,948	7,247	9,550	11,85	14,15	16,46	18,76	21,06
4,5	2,073(-3)	6,253(-1)	2,568	4,831	7,130	9,432	11,73	14,04	16,34	18,64	20,94
5,0	1,148(-3)	5,598(-1)	2,468	4,726	7,024	9,326	11,63	13,95	16,23	18,54	20,84
6,0	3,601(-4)	4,544(-1)	2,295	4,545	6,842	9,144	11,45	13,75	16,05	18,35	20,66
7,0	1,155(-4)	3,738(-1)	2,151	4,392	6,688	8,990	11,29	13,60	15,90	18,20	20,50
8,0	3,767(-5)	3,106(-1)	2,027	4,239	6,555	8,856	11,16	13,46	15,76	18,07	20,37
9,0	1,245(-5)	2,602(-1)	1,919	4,142	6,437	8,739	11,04	13,34	15,65	17,95	20,25

Uwaga: $N(-1) = N \cdot 10^{-1}$
 $2,10(-2) = 2,1 \cdot 10^{-2}$

$$s = \frac{Q_o}{4\pi T} 2,30 \lg \frac{2,25Tt}{Sr^2} \quad (3.129)$$

$$s = 0,183 \frac{Q_o}{T} \lg \frac{2,25Tt}{Sr^2} \quad (3.130)$$

Zespół studni. Dla grupy studni wartość potencjału w dowolnym punkcie zależy od wpływu wszystkich pojedynczych studni. Stosując zasadę superpozycji mamy na podstawie wzoru (3.126):

$$\phi = \phi_R - \frac{1}{4\pi k} \sum_{i=1}^n Q_i W\left(\frac{r_i^2 S}{4Tt}\right) \quad (3.131)$$

gdzie: r_i – odległość poszczególnych studni od punktu, dla którego obliczana jest wartość potencjału ϕ , n – liczba studni, Q_i – wydajność poszczególnych studni, stała w czasie, ϕ_R – potencjał Giryńskiego w chwili $t = 0$.

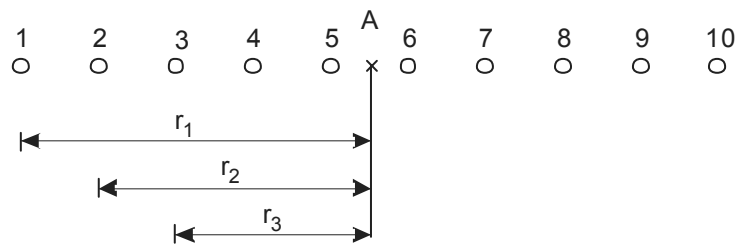
Jeżeli wszystkie studnie eksploatowane są z jednakową wydajnością, równanie (3.131) ma postać:

$$\phi = \phi_R - \frac{Q_o}{4\pi k} \sum_{i=1}^n W\left(\frac{r_i^2 S}{4Tt}\right) \quad (3.132)$$

Uwzględniając, że dla przepływu pod ciśnieniem $\phi_R - \phi = s M$:

$$s = \frac{Q_o}{4\pi T} \sum_{i=1}^n W(u_i) \quad (3.133)$$

Przykład. Wyznaczyć wysokość piezometryczną $h = h(t)$ w środku bariery (punkt A) składającej się z 10 studni. Warstwa wodonośna jest pod ciśnieniem (rys. 3.31).



Rys. 3.31. Bariera studni – plan sytuacyjny

Dane:

$$M = 20 \text{ m} \quad Q_i = \text{const} = Q_o = 1 \text{ m}^3/\text{min} = \frac{1}{60} \text{ m}^3/\text{s}$$

$$k = 10^{-4} \text{ m/s} \quad \text{odstęp między studniami } a = 50 \text{ m}$$

$$S_o = 10^{-4} \text{ m}^{-1} \quad h_R = 60 \text{ m}$$

$$S = S_o M = 2 \cdot 10^{-3}$$

$$T = k M = 2 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$$

Na podstawie wzoru (3.133) mamy:

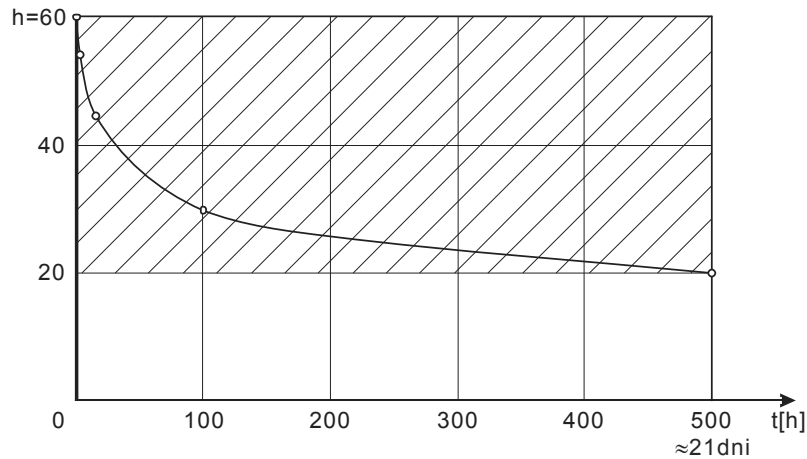
$$s = \frac{10^3}{60 \cdot 4\pi \cdot 2} 2 \sum_1^5 W(u_i) = 1,323 \sum_1^5 W(u_i)$$

Obliczenia przeprowadzono w tabeli 27. Z wykresu (rys. 3.32) wynika, że po 21 dniach następuje całkowite odprężenie warstwy wodonośnej w punkcie A.

Tabela 27

Obliczenia do przykładu

$t = 1 \text{ h} = 3600 \text{ s}$ $u_i = \frac{r_i^2}{4 \cdot 3600}$			$t = 10 \text{ h}$ $u_i = \frac{r_i^2}{4 \cdot 10 \cdot 3600}$		$t = 100 \text{ h}$ $u_i = \frac{r_i^2}{4 \cdot 100 \cdot 3600}$		$t = 500 \text{ h}$ $u_i = \frac{r_i^2}{7,2 \cdot 10^6}$	
r_i^2	u_i	$W(u_i)$	u_i	$W(u_i)$	u_i	$W(u_i)$	u_i	$W(u_i)$
225^2	3,52	0,01	0,352	0,79	0,0352	2,80	$7,03 \cdot 10^{-3}$	4,39
175^2	2,13	0,04	0,213	1,17	0,0213	3,28	$4,25 \cdot 10^{-3}$	4,89
125^2	1,085	0,19	0,1085	1,70	0,0108	3,90	$2,17 \cdot 10^{-3}$	5,55
75^2	0,39	0,72	0,0391	2,71	$3,91 \cdot 10^{-3}$	4,96	$7,81 \cdot 10^{-4}$	6,58
25^2	0,043	2,60	0,00434	4,86	$4,34 \cdot 10^{-4}$	7,16	$8,68 \cdot 10^{-5}$	8,77
$\Sigma = 3,56$				11,23		22,10		30,18
$s = 4,71$			$s = 14,85$		$s = 29,24$		$s = 39,93 \text{ m}$	
$h = h_R - s = 55,29$			$h = 45,15$		$h = 30,76$		$h = 20,07$	



Rys. 3.32. Wykres wysokości piezometrycznej w funkcji czasu $h=h(t)$ w środku bariery studni (punkt A na rys. 3.31)

➤ 3.6.3.1. Zasięg depresji studni w warunkach nieustalonych

Zasięg depresji wyznaczyć można z równania (3.129) dla $s = 0$, z którego wynika, że $s = 0$, gdy:

$$\lg \frac{2,25Tt}{SR^2} = 0$$

$$\frac{2,25Tt}{SR^2} = 1$$

$$R = \sqrt{\frac{2,25Tt}{S}} = \sqrt{2,25at} \quad (3.134)$$

Prędkość rozwoju leja depresji wynosi:

$$v_R = \frac{R}{t} = \sqrt{\frac{2,25T}{St}} = \sqrt{\frac{2,25a}{t}} \quad (3.135)$$

Ze wzorów (3.134 i 3.135) wynika, że zasięg i prędkość rozwoju leja depresji zależą od stosunku $\frac{T}{S} = a$, czyli od współczynnika piezoprzewodności.

W przypadku warstwy pod ciśnieniem mamy dla $k = 20 \text{ m/d}$, $S = S_o M = 10^{-4} \cdot 10 = 10^{-3}$:

$$a = \frac{kM}{S} = \frac{200}{10^{-3}} = 200000 \text{ m}^2/\text{d}$$

Po 1 dobie pompowania zasięg depresji wyniesie:

$$R = \sqrt{2,25 \cdot 200000 \cdot 1} = 670 \text{ m}$$

Dla tych samych parametrów warstwy o zwierciadle swobodnym mamy dla $\mu = 0,15$:

$$a = \frac{T}{\mu} = \frac{200}{0,15} = 1333 \text{ m}^2/\text{d}$$

Zasięg depresji wyniesie po 1 dobie:

$$R = \sqrt{2,25 \cdot 1333 \cdot 1} = 55 \text{ m}$$

Z przytoczonego przykładu wynika, że znacznie szybciej rozwija się depresja powierzchni ciśnienie niż swobodnego zwierciadła wody.

➤ 3.7. Metody wyznaczania parametrów hydrogeologicznych

Występujące w równaniach filtracji parametry: współczynnik filtracji k , wodoprzewodność $T = k M$, pojemności wodnej $S = S_o M + \mu$ w zależności od żądanej dokładności i celu obliczeń ustalone być mogą na podstawie:

- danych z literatury w zależności od rodzaju gruntu,
- obliczeń ze wzorów empirycznych,
- badań laboratoryjnych próbek gruntu,
- badań polowych (terenowych).

➤ 3.7.1. Wzory empiryczne

➤ 3.7.1.1. Współczynnik filtracji

Podstawą wzorów empirycznych jest uzależnienie określonej właściwości gruntu od innych fizycznych właściwości, które można oznaczyć w stosunkowo prosty sposób. Przybliżoną, wstępną ocenę parametrów hydrogeologicznych otrzymujemy na podstawie uziarnienia i porowatości gruntu.

Na określenie współczynnika filtracji znanych jest bardzo dużo wzorów, z których najczęściej stosowane są: Krügera $k_{10} = 1,35 \cdot 10^5 \frac{n}{\Theta^2}$ (3.136)

$$\text{Kozeny'ego: } k = \frac{\rho_g}{\alpha \eta} \frac{n^3}{(1-n)\Theta^2} \quad (3.137)$$

$$\text{Hazena: } k_{10} = 0,0116 d_{10}^2 \quad (3.138)$$

$$\text{Seelheima: } k_{10} = 0,00357 d_{50}^2 \quad (3.139)$$

$$\text{Zieschanga: } k_{10} = C_1 \cdot C_2 \cdot d_{10}^2 \quad (3.140)$$

$$\text{Bureau of Soil Classification BSC: } k_{10} = 0,0036 d_{20}^{2,3} \quad (3.141)$$

gdzie: Θ – powierzchnia właściwa ziaren wg wzorów 2.5 i 2.6 [m^{-1}], α – współczynnik zależny od kierunku: ($\alpha = 5$ dla kierunku poziomego i $\alpha = 10-50$ dla kierunku pionowego), ρ – gęstość cieczy [kg/m^3], η – lepkość dynamiczna [$(\text{N} \cdot \text{s})/\text{m}^2$], g – przyspieszenie siły ciężkości [m/s^2], n – porowatość, d_{10} , d_{20} – średnica ziaren, która wraz z mniejszymi stanowi 10 albo 20% [mm], k – współczynnik filtracji [m/s].

Współczynniki C_1 i C_2 we wzorze Zieschanga wynoszą:

$$C_1 = 0,0135U^{-0,131} + 0,0024 \sin(1,18\sqrt{U} - 0,5)$$

$$C_2 = -0,0301 \ln d_{60} + 0,982$$

gdzie: U – wskaźnik różnoziarnistości.

Ze wzorów empirycznych obliczyć można jedynie wartości k dla gruntów niespoistych, a ściślej dla gruntów, których średnica $d_{10} \geq 0,02$ mm. Wzór Hazena może być stosowany gdy $0,1 \leq d_{10} \leq 3,0$ mm, a wskaźnik różnoziarnistości $U \leq 5$. Wzór amerykański BSC stosowany być może przy uziarnieniu $0,1 \leq d_{20} \leq 5,0$ mm.

W tabeli 28 zestawiono wartości współczynnika filtracji gruntów o uziarnieniu przedstawionym na rysunku 3.33, obliczone za pomocą wzorów empirycznych. Powierzchnię właściwą wyznaczono z zależności:

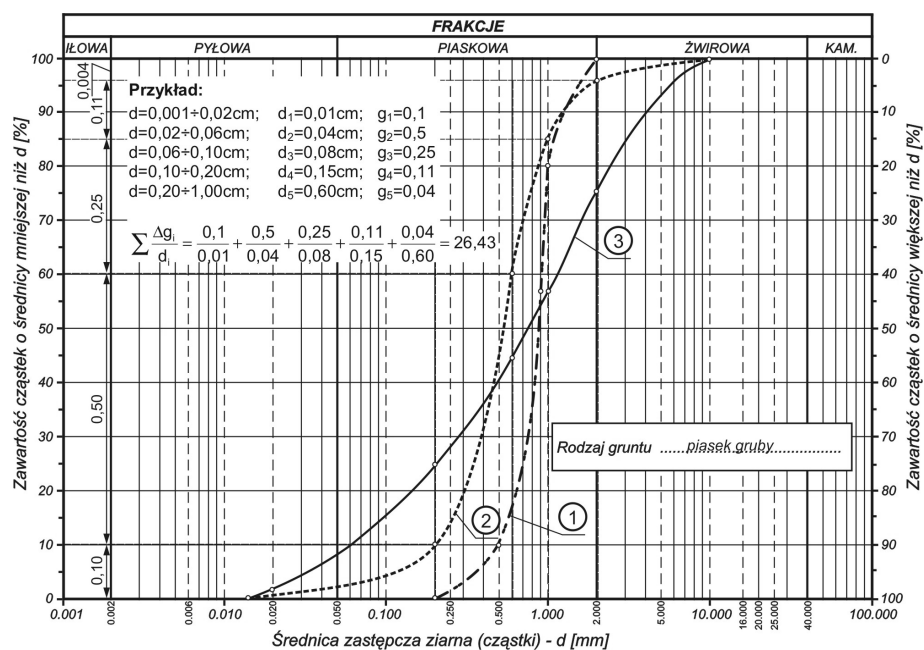
$$\Theta = 6(1-n) \sum_{i=1}^N \frac{\Delta g_i}{d_i} [\text{cm}^{-1}]$$

gdzie: N – ilość frakcji na jakie podzielono przedział średnic gruntu, Δg_i – masa ziaren frakcji i , wyrażona jako ułamek masy całej próbki, d_i – przeciętna średnica frakcji i [cm].

Tabela 28

Wartości współczynników filtracji obliczone za pomocą różnych wzorów
na podstawie uziarnienia gruntu
[$k \cdot 10^{-4}$ m/s]

Wzór	Grunt		
	próbka 1 $U = 1,7$	próbka 2 3,0	próbka 3 16
Hazena	29,0	4,6	0,42
Seelheima	22,8	12,0	17,5
Zieschanga	35,7	5,6	0,5
Krügera $n = 25\%$	7,4	2,4	1,1
$n = 30\%$	10,2	3,3	1,4
$n = 35\%$	13,3	4,5	1,7
Kozeny $n = 25\%$	3,5	1,3	0,5
$n = 30\%$	7,3	2,4	1,0
$n = 35\%$	14,5	4,4	1,8
B S C	13,4	3,2	0,35



Rys. 3.33. Wykresy uziarnienia gruntów 1, 2, 3 – (patrz tab. 28)

Przykład podziału uziarnienia na frakcje oraz obliczenia $\sum \frac{\Delta g}{d}$ gruntu 2 podano na rysunku 3.33.

Porównując wartości zestawione w tabeli 28 można zauważyć, że wzory Hazena i Zieschanga dają podobne wyniki. Uwzględniając nakład czasu na obliczenie współczynników C_1 i C_2 , obliczanie współczynnika filtracji według Zieschanga jest niecelowe.

Zbliżone wartości uzyskuje się ze wzorów Krügera, Kozeny'ego i BSC dla gruntów równoziarnistych, przy czym są one około dwukrotnie mniejsze od wartości ze wzorów Hazena i Zieschanga. Dla gruntów różnoziarnistych wzór BSC daje podobne wyniki jak wzory Hazena i Zieschanga. Wartości według Seelheima różnią się znacznie zarówno od wyników wzorów Hazena, Zieschanga oraz BSC, jak i wzorów Krügera oraz Kozeny'ego.

Uwzględniając strukturę poszczególnych wzorów należałoby preferować wzory Krügera i Kozeny'ego, gdyż uzależniają wartość k od całego uziarnienia, a nie tylko od jednej średnicy oraz od porowatości gruntu. Jeżeli porowatość nie jest znana, za wystarczające można by uznać obliczenia według Hazena. Wyrażając we wzorach Krügera i Kozeny'ego powierzchnię właściwą przez średnicę miarodajną ziaren zgodnie z wzorem (2.6), przyjmą one postać:

$$\text{Krügera:} \quad k_{10} = 3,75 \cdot 10^{-3} \frac{n}{(1-n)^2} d_m^2 \text{ [m/s]} \quad (3.142)$$

$$\text{Kozeny'ego:} \quad k_{10} = 0,021 \frac{n^3}{(1-n)^2} d_m^2 \text{ [m/s]} \quad (3.143)$$

We wzorach d_m ma wymiar mm. Jeżeli uwzględnimy, że w gruntach piaszczystych stosunek średnicy miarodajnej do średnicy d_{10} wynosi około 2 ($d_m : d_{10} \cong 2$), to ze wzorów Krügera i Hazena uzyskuje się podobne wartości k wtedy, gdy porowatość jest większa niż 45%. Oznacza to, że wartości uzyskiwane ze wzoru Hazena odpowiadają przepuszczalności gruntu w stanie luźnym.

➤ 3.7.1.2. Współczynnik pojemności wodnej

Współczynnik pojemności wodnej jest sumą pojemności sprężystej i grawitacyjnej:

$$S = S_o M + \mu$$

Dla warstw o zwierciadle napiętym $S = S_o M$, natomiast dla warstw o zwierciadle swobodnym, ze względu na małą wartość współczynnika pojemności sprężystej S_o ,

przyjmujemy $S = \mu$ (μ – współczynnik odsączalności). Współczynnik pojemności sprężystej S_o zależy od trzech parametrów: odkształcalności gruntu, ściśliwości wody i porowatości. Zmiana gęstości wody zależy od zmiany ciśnienia wody Δp zgodnie z prawem Hooke'a:

$$\frac{\Delta \rho}{\rho} = b \Delta p$$

gdzie: b – współczynnik ściśliwości wody [$\text{cm}^2 \cdot \text{N}^{-1}$].

Podobnie skutek zmiany ciśnienia porowego występuje odkształcenie gruntu. W warunkach powtarzających się zmian ciśnienia wody odkształcenia gruntu mają charakter sprężysty i związane są głównie ze zmianą porowatości gruntu:

$$\frac{\Delta e}{e} = a \Delta p$$

gdzie: a – współczynnik ściśliwości gruntu [$\text{cm}^2 \cdot \text{N}^{-1}$], e – wskaźnik porowatości,

$$e = \frac{n}{1-n}.$$

Uwzględniając parametry sprężystości wody i gruntu otrzymuje się następujący wzór na współczynnik pojemności sprężystej:

$$S_o = \frac{\rho_w g}{1+e} (a+eb) [\text{m}^{-1}] \quad (3.144)$$

Przyjmując dla wody $\rho_w = 1000 \text{ kg/m}^3$, $b = 4,63 \cdot 10^{-4} \left[\frac{\text{m}^2}{\text{MN}} \right]$, współczynnik ściśliwości gruntu $a = 0,01 \left[\frac{\text{m}^2}{\text{MN}} \right]$, $e = 0,40$ otrzymamy $S_o = 7,2 \cdot 10^{-5} [\text{m}^{-1}]$. Szczegółowe badania Szczelkaczewa wykazały, że w warunkach naturalnych różnice S_o dla różnych warstw o zwierciadle napiętym są niewielkie, a wartości S_o zawierają się w przedziale $10^{-6} \leq S_o \leq 10^{-5} [\text{m}^{-1}]$.

łowe badania Szczelkaczewa wykazały, że w warunkach naturalnych różnice S_o dla różnych warstw o zwierciadle napiętym są niewielkie, a wartości S_o zawierają się w przedziale $10^{-6} \leq S_o \leq 10^{-5} [\text{m}^{-1}]$.

➤ 3.7.1.3. Współczynnik odsączalności μ

Współczynnik odsączalności, charakteryzujący zdolność gruntu do oddania wody pod wpływem siły ciężkości, zależy przede wszystkim od wielkości porów. Wymiary porów zależą z kolei od średnicy ziaren i różnoziarnistości gruntu. Pozwala to wyrażać współczynnik odsączalności w zależności od uziarnienia gruntu lub współczynnika filtracji, jeśli uwzględnimy, że i ten zależy od uziarnienia. Według Kozerskiego (1966) współczynnik odsączalności obliczyć można ze wzoru:

$$\mu = 0,0303 - 0,215 \exp(-1,6 N) \quad (3.145)$$

gdzie: $N = \frac{d_{10}}{\sqrt{U_2}}$; $U_2 = \frac{d_{60}}{d_5}$; d_{60} , d_{10} , d_5 [mm]

Warunkiem stosowania wzoru jest, aby:

$$0,08 < \frac{d_{10}}{\sqrt{U_2}} < 3,22$$

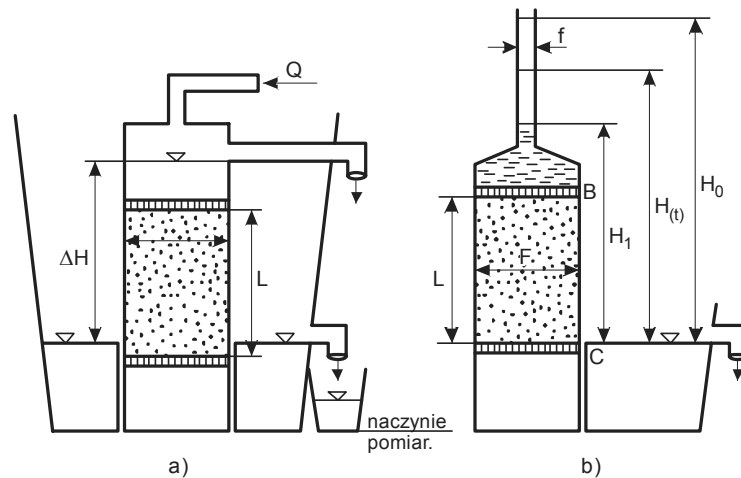
Według Biecińskiego (1960):

$$\mu = 0,117 \sqrt[3]{k} \quad (3.146)$$

gdzie: k – współczynnik filtracji [m/d].

➤ 3.7.2. Metody laboratoryjne

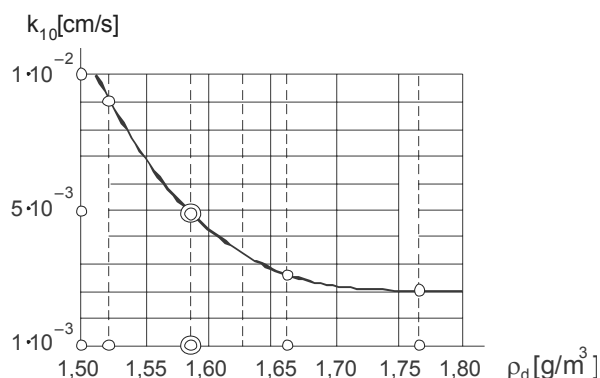
Laboratoryjnie współczynnik filtracji wyznaczany jest w aparatach filtracyjnych o różnej konstrukcji. Pod względem konstrukcyjnym rozróżnia się dwa zasadnicze typy aparatów: o ciśnieniu stałym i ze zmiennym ciśnieniem (rys. 3.34), z przepływem w kierunku góra – dół lub odwrotnie.



Rys. 3.34. Schemat aparatów filtracyjnych: a – ze stałym spadkiem hydraulicznym, b – ze zmiennym spadkiem hydraulicznym

Badania wykonuje się w zasadzie na próbkach o nienaruszonej strukturze, pobranych w terenie do pierścienia. Przed założeniem pierścienia do aparatu określa się wysokość próbki i jej ciężar oraz wilgotność. W razie wykonywania badań na próbkach o strukturze naruszonej wysuszony piasek wsypuje się do pierścienia luźno i zagęszcza go przez wibrowanie do żądanej objętości, to jest takiej, przy której gęstość objętościowa szkieletu próbki ρ_d będzie odpowiadać gęstości ρ_d w stanie naturalnym.

Badania można również przeprowadzać na kilku próbkach o dowolnym zagęszczeniu. Wyniki badań nanosi się na wykres (rys. 3.35), z którego odczytuje się k dla gęstości objętościowej szkieletu w stanie naturalnym. Na rysunku 3.35 dla $\rho_{d\text{ nat.}} = 1,63 \text{ g/cm}^3$ współczynnik filtracji $k_{10} = 3,6 \cdot 10^{-3} \text{ cm/s}$.



Rys. 3.35. Zależność współczynnika filtracji k od gęstości szkieletu gruntowego ρ_d

Po wmontowaniu pierścienia z próbką gruntu do aparatu – doprowadza się do próbki od dołu powoli wodę, aby całkowicie ją nasycić i wyprzeć zawarte w porach powietrze. Po ustaleniu górnego i dolnego poziomu wody dokonuje się pięciu pomiarów natężenia przepływu Q . W tym celu mierzy się objętość wody V , jaka przesączyła się w czasie t przez próbkę o przekroju F i spłynęła do naczynia pomiarowego. W czasie przepływu należy kontrolować temperaturę wody. Współczynnik filtracji obliczamy ze wzoru Darcy'ego:

$$\frac{Q}{F} = k_T I$$

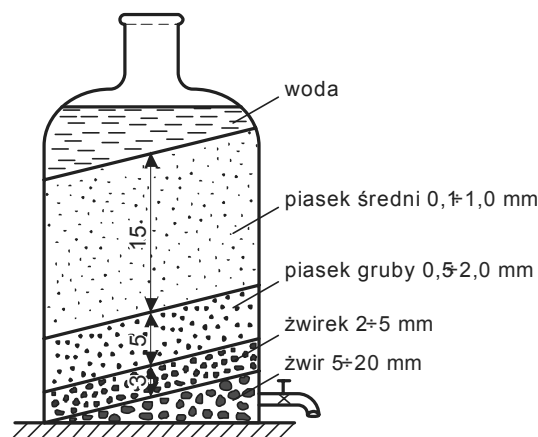
$$\frac{V}{Ft} = k_T \frac{\Delta H}{L} \quad (3.147)$$

$$k_T = \frac{VL}{F \cdot t \cdot \Delta H}$$

k_T – współczynnik filtracji przy temperaturze wody T °C. Wartość k_{10} otrzymujemy dzieląc k_T przez wyrażenie $(0,7+0,03 T)$:

$$k_{10} = \frac{k_T}{0,7 + 0,03T} \quad (3.148)$$

Aby zapobiec zapowietrzeniu próbki przez wydzielające się z wody rozpuszczone powietrze, do badań należy używać wody przegotowanej lub wystanej w temperaturze pokojowej i przepuszczonej przed doprowadzeniem do aparatu przez grubego filtr żwirowo-piaskowy (rys. 3.36).



Rys. 3.36. Filtr piaskowo-żwirowy do odpowietrzania wody

Aparat ze zmiennym spadkiem hydraulicznym stosuje się z reguły do gruntów słabo przepuszczalnych. W aparatach tych istnieje możliwość stosowania dużych ciśnień, np. przez podłączenie sprężonego powietrza do górnej rurki. Pomiaru objętości przepływu Q dokonuje się przez obserwację opadania poziomu wody w górnej rurce o przekroju f . W czasie t_1 poziom wody opadnie z wysokości początkowej H_0 do H_1 . Jeżeli dolna woda utrzymywana będzie na wysokości C , to ciśnienie w przekroju C będzie równe zero. Różnica ciśnień piezometrycznych w przekrojach B i C wynosi H .

Prędkość filtracji zmienia się w czasie w zależności od H i wynosi:

$$v = k \frac{H(t)}{L}$$

Natężenie przepływu przez próbkę o przekroju F wynosi:

$$Q = Fk \frac{H}{L}$$

Przy założeniu ciągłości ruchu woda w rurce będzie opadała z prędkością:

$$v = \frac{-dH}{dt}$$

Ponieważ H mierzymy od dolnego poziomu wody w górę, dH jest ujemne, a wobec tego:

$$Fk \frac{H}{L} = -f \frac{dH}{dt}$$

Rozdzielając zmienne i całkując w odpowiednich granicach otrzymamy:

$$-f \int_{H_o}^{H_1} \frac{dH}{H} = k \frac{F}{L} \int_0^{t_1} dt$$

$$k = \frac{fL}{Ft_1} \ln \frac{H_o}{H_1} \quad (3.149)$$

lub:

$$k = 2,30 \frac{fL}{Ft_1} \log_{10} \frac{H_o}{H_1} \quad (3.150)$$

W odniesieniu do dokładności pomiarów laboratoryjnych współczynnika filtracji należy zauważyć, że w zasadzie trudno mówić o badaniach na próbkach o nienaruszonej strukturze. Pobranie gruntu sypkiego nawodnionego z większej głębokości bez naruszenia jego struktury jest technicznie niemożliwe. Przy sztucznym zagęszczaniu piasku w aparacie do naturalnego ciężaru objętościowego zmienia się jednak układ ziaren, tekstura gruntu, co może mieć znaczny wpływ na przepuszczalność próbki. Niezależnie od rodzaju i stanu próbki pojedyncza próbka nie może być reprezentatywna dla całej warstwy wodonośnej. Z przeprowadzonych badań wynika, że wartości uzyskiwane w aparatach filtracyjnych są średnio o 30% do 50% mniejsze od rzeczywistych.

Badania **odsączalności** metodami laboratoryjnymi wymagają bardzo dużej staranności, a wyniki mogą być uważane jedynie jako orientacyjne. Dla otrzymania wyników, które odpowiadałyby warunkom naturalnym, konieczne jest dysponowanie próbkami o nienaruszonej strukturze. Naruszenie struktury wpływa w istotny sposób

na rozkład porów, a zatem na cechy kapilarne gruntu i ilość wody, która siłami kapilarnymi zostanie zatrzymana w próbce po grawitacyjnym odsączeniu.

Do pomiaru odsączalności może być stosowany aparat przedstawiony na rysunku 3.37. Cylinder o średnicy 10–12 cm i wysokości 50–100 cm wypełniony gruntem umieszcza się w cylindrze zewnętrznym. Następnie od dołu nasyca się powoli próbkę wodą. Po całkowitym nasyceniu pozwala się wodzie grawitacyjnie ściekać, mierząc objętość wody w naczyniu pomiarowym. Pomiar kończymy, gdy zwierciadło wody w próbce obniży się do wysokości H_2 , którą kontrolujemy w piezometrze. Określenie odsączalności przez odsączenie wody z całej próbki jest niewłaściwe, gdyż tworzące się na dolnej powierzchni próbki meniski kapilarne modyfikują w istotny sposób proces odsączania się wody (w próbce pozostaje woda kapilarnie zawieszona). Współczynnik odsączalności zgodnie z definicją oblicza się ze wzoru:

$$\mu = \frac{V_o}{V}$$

Podstawiając: $V_o = V_p - \frac{\pi(D_2^2 - D_1^2)}{4} \Delta H$

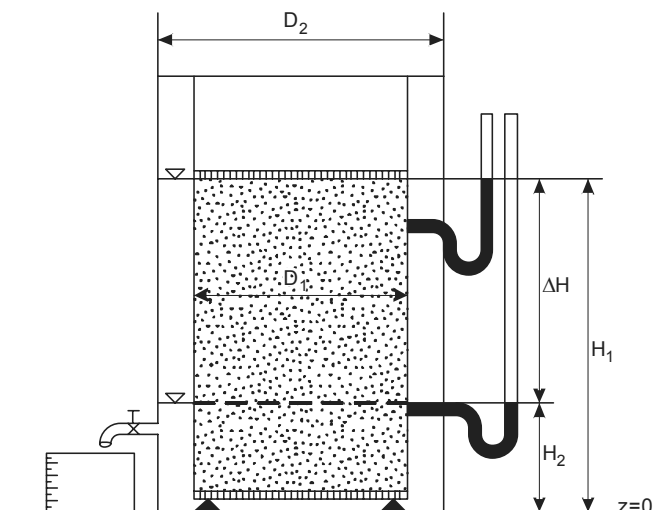
otrzymamy po przekształceniu:

$$\mu = \frac{4V_p - \pi \Delta H (D_2^2 - D_1^2)}{\pi \Delta H (D_1 - 2\delta)^2} \quad (3.151)$$

gdzie: V – objętość próbki, z której odsączyła się woda, V_o – objętość wody odsączonej z próbki o wysokości ΔH , V_p – objętość wody pomierzona w naczyniu pomiarowym, D_1 – średnica zewnętrzna cylindra wewnętrznego, D_2 – średnica wewnętrzna cylindra zewnętrznego, δ – grubość ścianki wewnętrznej cylindra.

W czasie badań należy zachować możliwie stałą temperaturę otoczenia oraz zabezpieczyć próbkę przed parowaniem. Jako oznaczenie dodatkowe należy określić porowatość gruntu.

Inny, szybszy sposób oznaczenia odsączalności polega na umieszczeniu nasyconej próbki w wirówce i odwirowaniu wody. Grawitacyjny proces odsączania zastąpiony zostaje odsączeniem pod wpływem przyspieszenia dośrodkowego. Metoda odwirowywania opracowana została w Instytucie Hydrogeologii i Geologii Inżynierskiej AGH (Motyka, Szczepańska, Witczak, 1971).



Rys. 3.37. Schemat aparatu do oznaczenia współczynnika odsączalności

➤ 3.7.3. Metody polowe oznaczania współczynnika filtracji

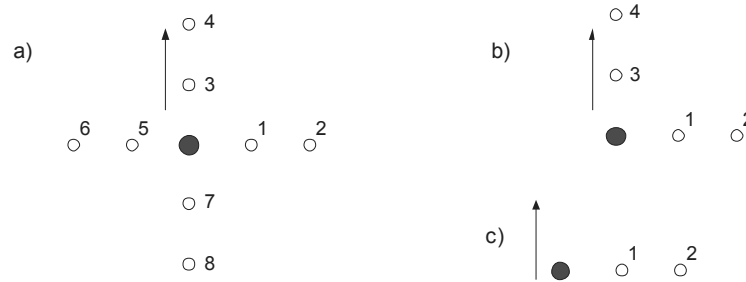
Metody polowe polegają na oznaczeniu współczynnika filtracji bezpośrednio w złożu (*in situ*) i dlatego też uważane są za bardziej dokładne niż metody laboratoryjne i obliczenia oparte na wzorach empirycznych. Mają nad ostatnimi również tę przewagę, że dotyczą przepuszczalności znacznie większej przestrzeni, a nie przepuszczalności punktowej, jaką reprezentuje próbka gruntu.

Do najczęściej stosowanych w praktyce hydrogeologicznej metod oznaczania współczynnika filtracji należą:

- próbne pompowanie studni w warunkach ustalonych lub nieustalonych,
- przez pomiar prędkości lub natężenia przepływu,
- zalewania studni lub otworu wiertniczego,
- zalewania szurfów i szybków,
- szczywania.

➤ 3.7.3.1. Oznaczenie współczynnika filtracji na podstawie pompowania studni w warunkach ustalonych

Próbne pompowanie polega na pompowaniu wody ze studni badawczej lub eksploatacyjnej oraz wykonaniu pomiarów wydajności, depresji w studni i otworach obserwacyjnych albo w samej studni.



Rys. 3.38. Typy węzłów hydrogeologicznych: a – krzyżowy, b – prostokątny, c – prosty; 1, 2, 3, – studzienki obserwacyjne (piezometry)

Pompowania mogą być prowadzone w studniach bez otworów obserwacyjnych (studnia odosobniona) lub w **węzłach hydrogeologicznych** składających się ze studni i jednego lub więcej otworów obserwacyjnych. Podstawowe typy węzłów hydrogeologicznych przedstawiono na rysunku 3.38.

Ilość otworów obserwacyjnych ustala się w zależności od wymaganej dokładności badań i stopnia skomplikowania warunków hydrogeologicznych. W węzłach z 1 lub 2 otworami obserwacyjnymi rozmieszcza się je na jednym promieniu, prostopadle do kierunku przepływu wody. W przypadku większej ilości otworów obserwacyjnych ilość promieni można zwiększać, przy czym jeden powinien być prostopadły do kierunku ruchu, a pozostałe – tworzyć układy wzajemnie prostopadłe. Przy głębokości przekraczającej 30 m nie należy stosować więcej niż dwa otwory obserwacyjne.

Odległość pierwszego otworu obserwacyjnego nie powinna w zasadzie być mniejsza niż 5–8 m, a odległość pozostałych wyznaczyć można ze wzoru:

$$r_n = r_1 p^{n-1}$$

gdzie: r_n – odległość n -tego otworu od studni w metrach, r_1 – odległość pierwszego otworu obserwacyjnego od studni, p – współczynnik wynoszący $p = 2$ dla gruntów słabo przepuszczalnych i $p = 3$ dla średnio i dobrze przepuszczalnych, n – kolejny numer otworu obserwacyjnego na danym promieniu.

Pompowania prowadzi się na trzech kolejno zwiększanych depresjach, przy czym na każdym stopniu depresji należy osiągnąć warunki ruchu ustalonego albo quasi (prawie) ustalonego. Dopływ możemy uważać za ustalony, jeżeli przy stałej wydajności nie zmienia się depresja w studni i otworach obserwacyjnych. W praktyce uzyskanie idealnie ustalonego ruchu jest niemożliwe, stąd przyjmuje się ruch za quasi ustalony, jeżeli prędkość obniżenia zwierciadła wody w studni nie przekracza 2 cm/d.

Od chwili ustalenia się depresji – pompowania przedłuża się o 24 godz. celem wykonania niezbędnych pomiarów oraz pobrania próbek wody do analizy chemicznej.

Depresja minimalna w studni nie powinna być mniejsza od 0,70 m w studniach odosobnionych i 1,0 m w węzłach hydrogeologicznych, jednak z takim wyliczeniem, aby obniżenie zwierciadła wody w najdalej położonych otworach obserwacyjnych nie było mniejsze niż 0,10 m. Kolejne depresje uzyskuje się przez zwiększenie wydajności pompy. Jeżeli przy depresji s_1 otrzymano wydajność Q_1 , to następne stopnie depresji odpowiadać będą wydajnościom $2Q_1$ i $3Q_1$. Depresja maksymalna s_3 nie powinna przekraczać wartości $0,65 H$ dla studni wierconych. Wydajność przy maksymalnej depresji nie może przekraczać wydajności dopuszczalnej, określonej dopuszczalną prędkością wlotową. Dopuszczalną wydajność studni oblicza się ze wzoru:

$$Q_{dop.} = v_{dop.} \cdot F \quad (3.152)$$

gdzie: F – powierzchnia robocza filtru, $F = \pi D L$ [m²], D – średnica zewnętrznej powierzchni roboczej filtru [m], L – długość robocza filtru [m], $v_{dop.}$ – dopuszczalna prędkość wlotowa [m/d],

$$v_{dop.} = 65 \sqrt[3]{k} [\text{m/d}], \quad (3.153)$$

k – współczynnik filtracji warstwy wodonośnej [m/d].

Studnie i otwory obserwacyjne należy zaopatrzyć w znak, od którego dokonuje się pomiarów głębokości zwierciadła wody podziemnej. Wszystkie znaki wysokościowe oraz teren przy otworach muszą być zaniwelowane.

Pompowanie rozpoczyna się od tzw. pompowania wstępnego, oczyszczającego, z wydajnością odpowiadającą w przybliżeniu wydajności maksymalnej (3.152). Pompowanie oczyszczające można zakończyć, jeżeli przez 8 godz. wydobywana jest ze studni czysta woda. Po zakończeniu pompowania oczyszczającego prowadzi się co najmniej przez 24 godz. obserwacje wzniosu wody. Po ustaleniu się zwierciadła wody w studni można rozpocząć pompowania właściwe.

Pomiary depresji w studni oraz otworach obserwacyjnych wykonujemy co 1 godz. albo co 2 godz., jeżeli pompowania trwają dłużej niż 1 tydzień. Po zakończeniu pompowania prowadzi się obserwację wzniosu, mierząc depresję w studni i otworach obserwacyjnych w następującym czasie w minutach: 1, 2, 3, 5, 10, 20, 35, 60, 120 aż do ustalenia się zwierciadła wody.

Pomiary wydajności prowadzone są z taką samą częstotliwością, jak przy pomiarach depresji. Pomiar wydajności prowadzi się za pomocą skrzyń przelewowych lub wyjątkowo za pomocą wycechowanych naczyń (przy małych wydajnościach 30–40 l/min) albo wodomierzy.

Dodatkowo należy prowadzić pomiary temperatury oraz obserwacje wodowskazowe, jeżeli pompowanie wykonuje się w dolinie rzeki. Dokumentacja wyników

badania winna zawierać przebieg pompowania zapisywany w dzienniku próbnego pompowania. Oprócz wyników obserwacji badań i pomiarów dziennik powinien zawierać szkice sytuacyjne i techniczne, dokumentujące próbne pompowania. W dzienniku wpisywać należy również stan pogody oraz wszelkie inne uwagi związane z prowadzonym badaniem. Wzór dziennika pompowania, składającego się ze strony tytułowej i formularzy służących do notowań obserwacji, zawiera tabela 29.

Obliczenie współczynnika filtracji na podstawie danych z pompowań próbnych.

W wyniku pompowania znane są wartości: Q_o – wydajność studni, s – depresja w studni i otworach obserwacyjnych, H – odległość statycznego zwierciadła wody od stropu warstwy nieprzepuszczalnej, r_o – promień studni, r – odległość otworów obserwacyjnych, M – miąższość warstwy wodonośnej studni artezyjskiej.

Wzór (3.89) dla zerowej infiltracji W możemy napisać w postaci:

$$Q_o = 2\pi k \frac{\phi_2 - \phi_1}{\ln r_2 / r_1} \quad (3.154)$$

Wprowadzając oznaczenia: $z_n = H_R - s_n$, s_o – depresja w studni, s_n – depresja w otworze obserwacyjnym, otrzymujemy po przekształceniu (3.154) wzory na współczynnik filtracji.

Tabela 29

Pieczęć Przedsiębiorstwa

DZIENNIK PRÓBNEGO POMPOWANIA

Nr zlecenia Inwestor
 Charakterystyka pompy
 Rodzaj urządzenia do pomiaru wydajności
 Numer tego urządzenia wg rejestru wykonawcy
 Nr studni rzędna znaku pomiarowego na studni
 Rzędna terenu przy studni
 Nr otworu obserw. rzędna znaku pom. na otworze obserw.
 Rzędna terenu przy otworze obserw.
 Nr otworu obserw. rzędna znaku pom. na otworze obserw.
 Rzędna terenu przy otworze obserw.
 Nr otworu obserw. rzędna znaku pom. na otworze obserw.
 Rzędna terenu przy otworze obserw.
 Data rozpoczęcia pompowania
 Data zakończenia pompowania

SZKIC SYTUACYJNY

Studnia o zwierciadle swobodnym: bez otworów obserwacyjnych (rys. 3.39 a):

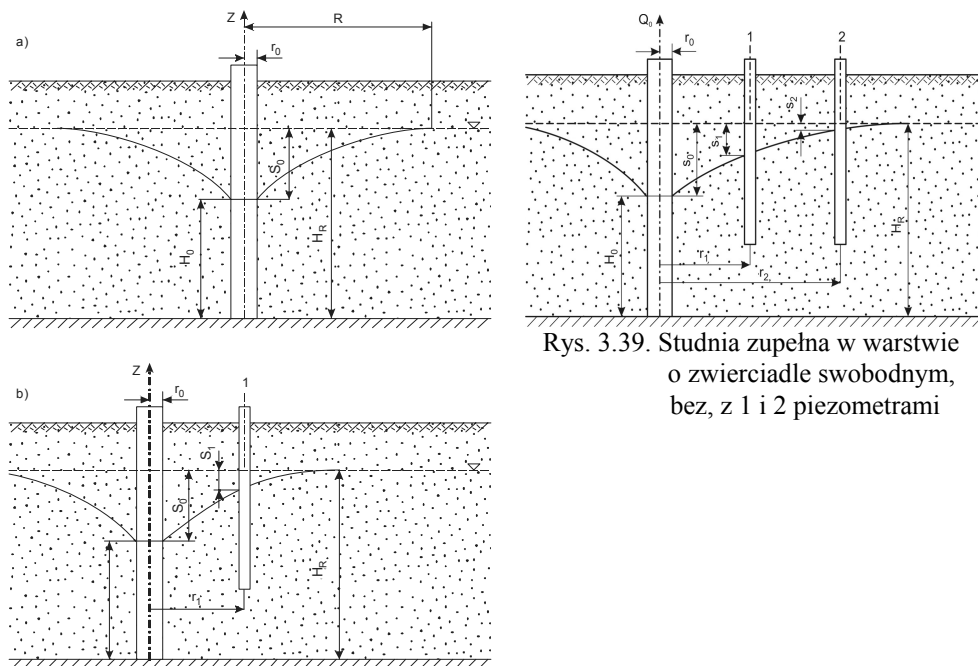
$$k = \frac{Q}{\pi} \frac{\ln(R/r_o)}{s_o(2H_R - s_o)} \quad (3.155)$$

- z jednym otworem obserwacyjnym (rys. 3.39 b):

$$k = \frac{Q}{\pi} \frac{\ln(r_1/r_o)}{(z_1^2 - H_o^2)} \quad (3.156)$$

- z dwoma otworami obserwacyjnymi (rys. 3.39 c):

$$k = \frac{Q}{\pi} \frac{\ln(r_2/r_1)}{(z_2^2 - z_1^2)} \quad (3.157)$$



Rys. 3.39. Studnia zupełna w warstwie o zwierciadle swobodnym, bez, z 1 i 2 piezometrami

Studnie artezyjskie (rys. 3.40)

- bez otworów obserwacyjnych:

$$k = \frac{Q}{2\pi M} \frac{\ln(R/r_o)}{s_o} \quad (3.158)$$

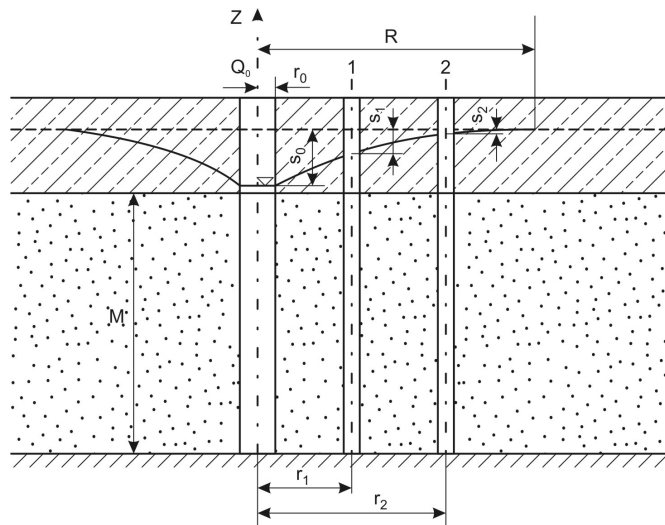
- z jednym otworem obserwacyjnym:

$$k = \frac{Q}{2\pi M} \frac{\ln(r_1/r_o)}{(z_1 - h_o)} \quad (3.159)$$

- z dwoma otworami obserwacyjnymi:

$$k = \frac{Q}{2\pi M} \frac{\ln(r_2/r_1)}{(z_2 - z_1)} \quad (3.160)$$

Wartości Q wyrażamy w metrach sześciennych na godzinę lub w metrach sześciennych na sekundę, wartości pozostałe w metrach.



Rys. 3.40. Studnia zupełna w warstwie o zwierciadle napiętym 1, 2 –otwory obserwacyjne

➤ 3.7.3.2. Oznaczenie współczynnika filtracji i zasobności na podstawie pompowań przy nieustalonym dopływie do studni

Podstawą obliczeń są wzory Theisa (3.128) lub Theisa-Jacoba (3.130). Z równania (3.128) obliczyć można wodoprzewodność warstwy:

$$T = \frac{Q_o}{4\pi s} W(u) = \frac{1}{4\pi \frac{s}{Q_o}} W(u) \quad (3.161)$$

a z parametru funkcji charakterystycznej (3.126) mamy:

$$S = \frac{4Tu}{r^2/t} \quad (3.162)$$

Przy znanej miąższości warstwy wodonośnej M obliczyć możemy współczynnik filtracji z zależności:

$$k = \frac{T}{M}$$

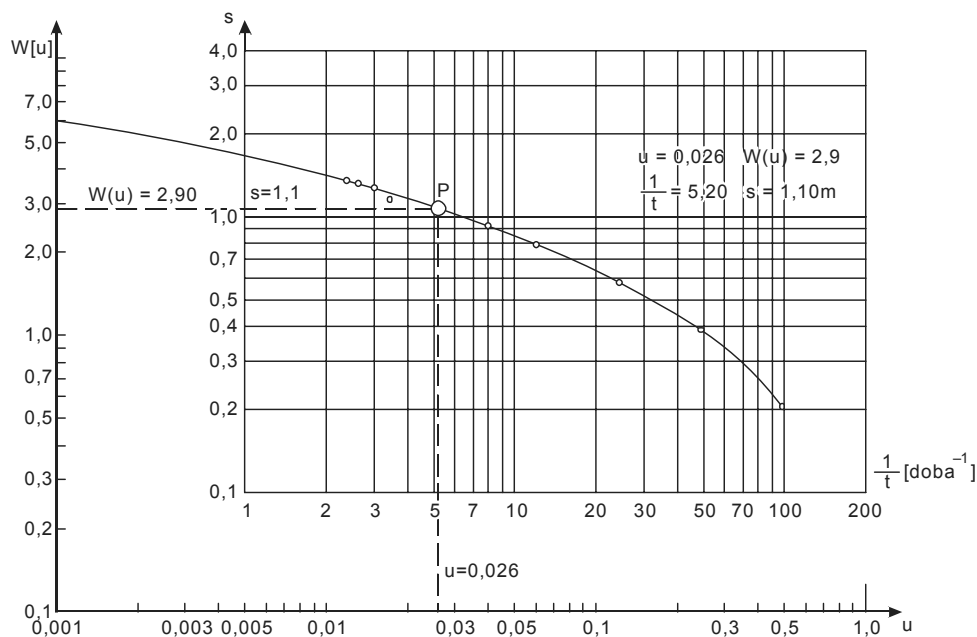
Równanie (3.161) rozwiązać można w stosunkowo łatwy sposób metodą nomograficzną. W tym celu sporządza się w układzie bilogarytmicznym wykres funkcji charakterystycznej $W(u)$ (rys. 3.41). Z danych otrzymanych z pompowań rysujemy na przezroczystej kalce w identycznej skali wykres $s = f\left(\frac{r^2}{t}\right)$ albo $s = f\left(\frac{1}{t}\right)$.

Wykres $s = f\left(\frac{r^2}{t}\right)$ wykonujemy, jeżeli pomiary depresji prowadzono w kilku otworach obserwacyjnych, przy jednym otworze obserwacyjnym, albo przy pomiarach w samej studni wykonujemy wykres $s = f\left(\frac{1}{t}\right)$. Sporządzony wykres z pom-

powania nakładamy na wykres funkcji charakterystycznej, zgrywając je możliwie najdokładniej z zachowaniem równoległości układu współrzędnych obu wykresów. Na odcinku, na którym krzywe wykazują najlepszą zgodność, wybieramy dowolny punkt arbitralny P , dla którego odczytujemy współrzędne na osiach obu wykresów.

Otrzymane dwie pary współrzędnych $W(u)$, s , oraz u i $\frac{1}{t}$ (lub r^2/t) umożliwiają obliczenie szukanych parametrów hydrogeologicznych ze wzorów (3.161 i 3.162). W przypadku pompowania z różnymi, lecz stałymi w pewnym przedziale czasu wydajnościami Q , zamiast wykresu $s = f\left(\frac{1}{t}\right)$ lub $s = f\left(\frac{r^2}{t}\right)$ sporządzamy wykres

$\frac{s}{Q} = f\left(\frac{1}{t}\right)$ lub $\frac{s}{Q} = f\left(\frac{r^2}{t}\right)$. Dalsze postępowanie jest takie samo, jak podano wcześniej.

Rys. 3.41. Wykresy funkcji charakterystycznej studni $W(u)$ oraz depresji studni $s = f(1/t)$

Przykład. Wykonano pompowanie krótkotrwałe studni zupełnej przez 1 dobę z wydajności $Q_o = 10 \text{ m}^3/\text{h} = 240 \text{ m}^3/\text{d}$, z warstwy pod ciśnieniem o miąższości $M = 12 \text{ m}$. Pomierzone depresje w otworze obserwacyjnym odległym od studni o $r = 6,0 \text{ m}$ wynosiły:

t [godz.]	0,125	0,25	0,5	1,0	2,0	3,0	4,0	5,0	6,0	7,0	8,0	9,0
$\frac{1}{t}$ [doba ⁻¹]	192	96	48	24	12	8	6	4,8	4	3,43	3	2,67
s [m]	0,06	0,21	0,40	0,59	0,80	0,94	1,01	1,09	1,13	1,19	1,22	1,29

Sporządzono wykres $s = f\left(\frac{1}{t}\right)$, który nałożono na wykres funkcji charakterystycznej. Współrzędne dowolnie obranego punktu P odczytane z rysunku 3.41 wynoszą: $u = 0,026$; $W(u) = 2,90$, $\frac{1}{t} = 5,20$, $s = 1,10$.

Ze wzorów (3.161 i 3.162) obliczono:

$$T = \frac{Q_o}{4\pi s} W(u) = \frac{240}{4 \cdot 3,14 \cdot 1,1} 2,9 = 50,2 \text{ [m}^2/\text{d]}$$

$$k = \frac{T}{M} = \frac{50,2}{12} = 4,19 \text{ m/d} = 4,85 \cdot 10^{-5} \text{ [m/s]}$$

$$S = \frac{4Tu}{r^2 \cdot \frac{1}{t}} = \frac{4 \cdot 50,2 \cdot 0,026}{36 \cdot 5,20} = 0,028$$

$$S_o = \frac{S}{M} = \frac{0,028}{12} = 0,0023 \text{ [m}^{-1}\text{]}$$

W praktyce, przy obliczaniu parametrów hydrogeologicznych na podstawie danych z pompowań badawczych, wykonanych ze stałą wydajnością $Q_o = \text{const}$ i zmienną depresją $s = f(t)$, wyróżnia się dwa podstawowe przypadki: pompowanie krótkotrwałe i pompowanie długotrwałe.

Przy krótkotrwałym pompowaniu obliczanie wodoprzewodności, współczynnika k i zasobności należy wykonać metodą nomograficzną, sporządzając wykres funkcji charakterystycznej studni $W(u)$ oraz wykres $s\left(\frac{1}{t}\right)$ lub $s\left(\frac{r^2}{t}\right)$. Zasady obliczania ilustruje podany wcześniej przykład. Pompowania studni uważamy za **długotrwałe**, gdy parametr u funkcji charakterystycznej studni jest nie większy od 0,05.

$$u \leq 0,05$$

Dla $u \leq 0,05$ mamy zgodnie ze wzorem (3.130):

$$s = 0,183 \frac{Q_o}{T} \lg \frac{2,25Tt}{r^2 S}$$

Równanie można napisać również w postaci:

$$s = 0,183 \frac{Q}{T} \lg \frac{2,25T}{S} + 0,183 \frac{Q}{T} \lg \frac{t}{r^2} \quad (3.163)$$

Równanie (3.163) jest równaniem prostej postaci:

$$s = A + By \quad (3.164)$$

gdzie: $A = 0,183 \frac{Q}{T} \lg \frac{2,25T}{S}$, $B = 0,183 \frac{Q}{T}$; $y = \lg \frac{t}{r^2}$.

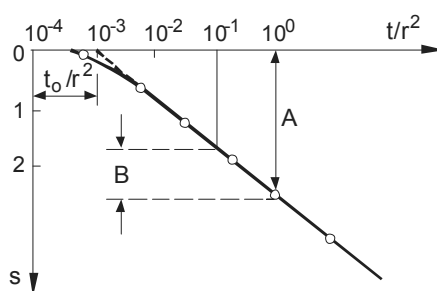
Przy pompowaniu studni z większą ilością otworów obserwacyjnych nanosimy wyniki pompowań na wykres półlogarytmiczny w zależności:

$$s = f\left(\lg \frac{t}{r^2}\right)$$

Z rysunku 3.42 wynika, że B jest współczynnikiem kierunkowym prostej:

$$B = \frac{\Delta s}{\Delta \lg(t/r^2)}$$

Jeżeli $\Delta \lg(t/r^2) = 1$, to $B = \Delta s$. Wynika stąd, że B można odczytać z wykresu jako przyrost depresji odpowiadający na osi odciętych przyrostowi jednostkowemu [$\lg(10^n) - \lg(10^{n-1}) = \lg \cdot 10 = 1$].



Rys. 3.42. Wykres pomiarów depresji studni $s = f(\lg t/r^2)$

Wartość A odczytujemy bezpośrednio z wykresu jako rzędną odpowiadającą odciętej $t/r^2 = 10^0$. Ze wzoru (3.164) mamy:

$$s = A + B \lg 10^0$$

ponieważ:

$$\lg 10^0 = \lg 1 = 0$$

Z porównania wzorów (3.163 i 3.164) wynika dalej, że:

$$B = 0,183 \frac{Q}{T}$$

$$\text{stąd: } T = \frac{0,183 Q}{B} \quad (3.165)$$

Odcięta $t_{s=0}/r^2$ odpowiada czasowi $t_{s=0}$, w którym depresja wynosi zero. Oznacza to, że do czasu t_0 (liczony od rozpoczęcia pompowania) poziom wody w otworze obserwacyjnym, znajdującym się w odległości r od studni, nie obniżył się.

Dla $s = 0$ i $t = t_{s=0}$, wzór (3.130) przyjmuje postać:

$$0 = \frac{0,183Q_o}{T} \lg \frac{2,25T t_{s=0}}{Sr^2}$$

Ponieważ $\frac{0,183}{T} Q_o \neq 0$ – równanie będzie spełnione jedynie wtedy, gdy wartość logarytmu będzie równa zero. Stąd:

$$\frac{2,25T}{S} \cdot \frac{t_{s=0}}{r^2} = 1$$

$$S = 2,25T \frac{t_{s=0}}{r^2} \quad (3.166)$$

Przy pompowaniu studni z **jednym otworem obserwacyjnym** wyniki pompowań nanosimy na wykres $s = f(\lg t)$ (rys. 3.43). Wzór (3.129) po przekształceniu przyjmuje postać równania prostej:

$$s = \frac{2,30Q_o}{4\pi T} \lg \frac{4T}{\delta S} - 2 \frac{2,30Q_o}{4\pi T} \lg r + \frac{2,30Q_o}{4\pi T} \lg t \quad (3.167)$$

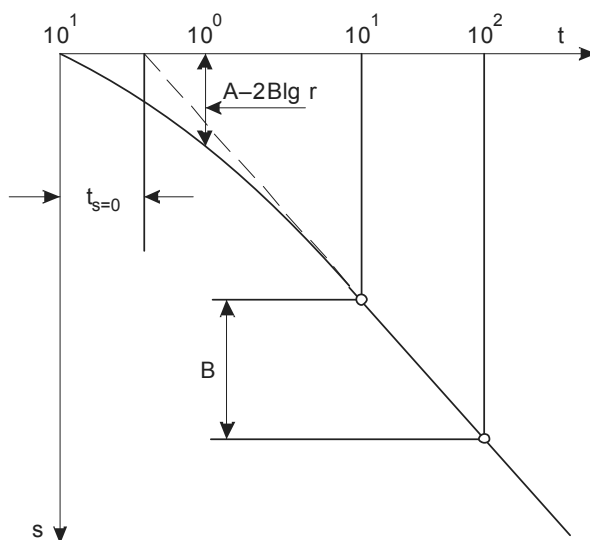
czyli: $s = A - 2 B \lg r + B \lg t. \quad (3.168)$

Jeżeli $B = \frac{2,30Q_o}{4\pi T}$

to: $T = \frac{0,183 Q_o}{B}$

dla: $t_{s=0} \Rightarrow s = 0$

$$\lg \frac{4T t_{s=0}}{\delta r^2 S} = 0 \quad \Rightarrow \quad \frac{4T t_{s=0}}{\delta S r^2} = 1$$

Rys. 3.43. Wykres depresji w funkcji czasu $s = f(\lg t)$

stąd:
$$S = 2,25 \frac{T^2}{r^2} t_{s=0}$$

Wartości B i $t_{s=0}$ odczytujemy z wykresu $s=f(\lg t)$, analogicznie jak z wykresu $s = f(\lg t/r^2)$.

Przykład. Dla danych z pompowań, jak w przykładzie poprzednim, obliczono wartości T , k i S metodą przybliżoną, traktując wykonane przez 20 godzin pompowanie jako długotrwałe.

$$u = \frac{r^2 S}{4Tt} = \frac{36 \cdot 0,028}{4 \cdot 50,2 \cdot 20/24} = 0,006$$

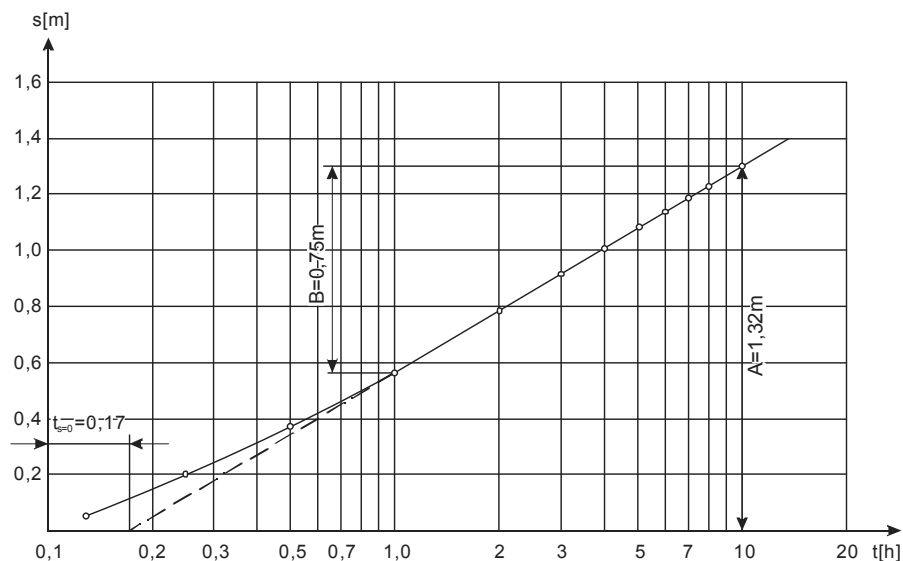
Ponieważ $u < 0,05$, parametry hydrogeologiczne warstwy wodonośnej obliczyć można uproszczoną metodą Jacoba. Wyniki pomiarów naniesiono na wykres:

$$s = f(\lg t)$$

Z wykresu odczytano (rys. 3.44):

$$t_{s=0} = 0,17 \text{ godz.}$$

$$B = 0,75 \text{ m}$$



Rys. 3.44. Wykres depresji studni s w funkcji czasu $s = f(\lg t)$ dla obliczenia parametrów hydrogeologicznych metodą Jacoba

Obliczono: wodoprzewodność warstwy:

$$T = kM = \frac{0,183Q_o}{B} = \frac{0,183 \cdot 10}{0,75} = 2,44 \text{ [m}^2/\text{h]} = 58,5 \text{ [m}^2/\text{d]}$$

współczynnik filtracji:

$$k = \frac{T}{M} = \frac{58,5}{12,0} = 4,85 \text{ m/d} = 5,6 \cdot 10^{-5} \text{ m/s}$$

współczynnik pojemności wodnej:

$$S = 2,25T \frac{t_{s=0}}{r^2} = \frac{2,25 \cdot 2,4}{36} \cdot 0,17 = 0,026$$

$$S_o = \frac{S}{M} = \frac{0,026}{12} = 0,00216 \text{ m}^{-1}$$

Obliczone metodą uproszczoną wartości nieznacznie tylko różnią się od obliczonych metodą ścisłą Theisa.

Podane wcześniej podstawy teoretyczne nieustalonego dopływu do studni oraz zasady obliczania parametrów hydrogeologicznych dotyczą studni pod ciśnieniem, dla których spełnione są założenia Theisa. Zmodyfikowane rozwiązania ruchu

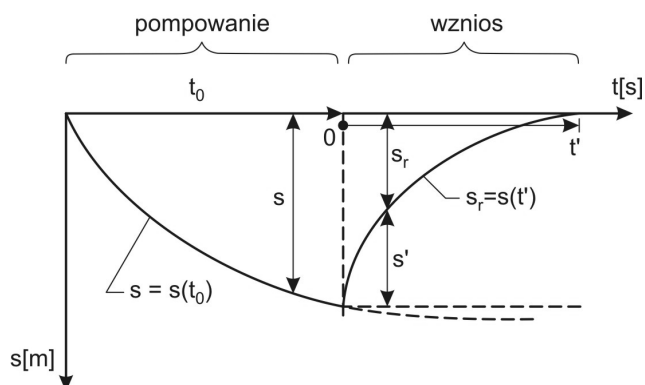
nieustalonego otrzymano również dla przypadków, w których założenia Theisa nie są spełnione. Szczegółowe rozwiązanie dopływu do studni niepełnej w warstwie o zwierciadle napiętym, studni przy ograniczonym rozprzestrzenieniu warstwy wodonośnej, studni ze zwierciadłem swobodnym, studni w których warstwa wodonośna zasilana jest przez warstwę półprzepuszczalną, znaleźć można w literaturze [13, 33–36, 39, 82, 105].

Po zakończeniu pompowania prowadzimy w studni i w otworach obserwacyjnych pomiary wzniosu zwierciadła wody. Badania te pozwalają wyznaczyć ściśle wartości wodoprzewodności warstwy zarówno przy ruchu ustalonym, jak i nieustalonym, dla warstwy pod ciśnieniem oraz o zwierciadle swobodnym.

W przypadku ruchu ustalonego stosowane są metody Forchheimera-Giryńskiego i Wieczystego. Dla przypadku ruchu nieustalonego parametry hydrogeologiczne obliczane są na podstawie równań Theisa-Jacoba.

Jeżeli przez t_o oznaczmy czas, jaki upłynął od momentu rozpoczęcia pompowania, a przez t' – czas od momentu przerwania pompowania, to depresję resztkową w studni s_r (rys. 3.45) określić możemy wzorem:

$$s_r = \frac{Q}{4\pi T} \left[W \left(\frac{r^2 S}{4T t_o} \right) - W \left(\frac{r^2 S}{4T t'} \right) \right] \quad (3.169)$$



Rys. 3.45. Wykres zmian depresji studni w czasie pompowania $s = s(t_o)$ i po jego zakończeniu $s_r = s(t')$

Pierwsza część wyrażenia w nawiasie oznacza depresję s spowodowaną pompowaniem do chwili t_o , druga część wysokość wzniosu s' w chwili t' od momentu przerwania pompowania.

Na podstawie depresji resztkowej s_{r1} i s_{r2} dla czasu t_1' i t_2' metodą kolejnych przybliżeń wyznaczyć można iloraz współczynnika zasobności i wskaźnika wodo-

przewodności. Mając wskaźnik wodoprzewodności określony inną metodą, współczynnik zasobności wyznaczyć można z równania:

$$\frac{s_{r2}}{s_{r1}} = \frac{W \left[\frac{r^2 S}{4T(t_o + t_2)} \right] - W \left[\frac{r^2 S}{4T t_2'} \right]}{W \left[\frac{r^2 S}{4T(t_o + t_1)} \right] - W \left[\frac{r^2 S}{4T t_1'} \right]} \quad (3.170)$$

Wzór (3.170) stosować można dla studni zupełnych i niezupełnych.

➤ 3.7.3.3. Pomiary prędkości przepływu wody podziemnej

Dla pomiaru prędkości zakłada się na kierunku największego spadku 2–3 otwory obserwacyjne w odległościach od jednego do kilkunastu metrów w zależności od przepuszczalności i spadku zwierciadła wody.

Prędkość **efektywną (skuteczną)** obliczamy ze wzoru:

$$U = \frac{L}{t} \quad (3.171)$$

gdzie: L – odległość otworów obserwacyjnych, t – czas potrzebny na przebycie drogi L przez cząstki wody gruntowej.

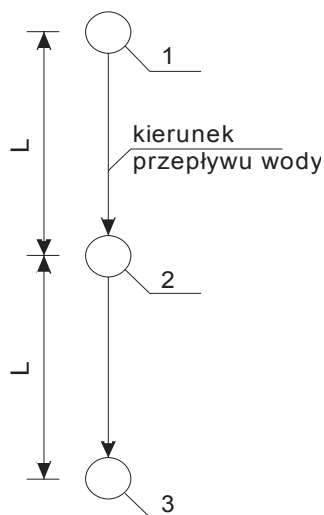
Dla umożliwienia obserwacji ruchu cząstek wody stosuje się wskaźniki barwiące, chemiczne i promieniotwórcze. Spośród środków barwiących znajdują zastosowanie uranina (zielona) lub fluoresceina (żółta). Zabarwiają one wodę już przy rozcieńczeniu w stosunku 1 : 10⁶. W wodach kwaśnych występuje rozkład wymienionych barwników.

Spośród środków chemicznych najczęściej stosowana jest sól kuchenna – NaCl, salmiak – NH₄Cl, chlorek wapnia CaCl₂. Użycie tych wskaźników ma tę wadę, że substancje te wprowadzone w większych ilościach (kilka kilogramów) do wody gruntowej zmieniają właściwości fizykochemiczne wody i gruntu oraz zdecydowanie zmniejszają przepuszczalność gruntu.

Zastosowanie wskaźników promieniotwórczych i radiometrycznych metod pomiarowych stworzyło nowe możliwości w badaniach przepływu wody podziemnej [57]. Stosowanie izotopów promieniotwórczych możliwe jest w przypadku, gdy izotop nie będzie adsorbowany przez cząsteczki gruntu. Ze względu na ujemny ładunek elektryczny cząsteczek gruntu, celem uniknięcia adsorpcji znaczonych jonów, stosuje się izotopy będące w roztworze anionami. Do izotopów promieniotwórczych nie reagujących w zasadzie z cząsteczkami gruntu należą przede

wszystkim: $S^{35}O_4, Cl^{33}, Br^{82}, J^{131}$. Ze względu na krótki okres półrozpadu chlor Cl^{33} (1,8 s) praktycznie nie ma większego zastosowania w omawianych badaniach.

Zasady pomiaru polegają na tym, że do górnego otworu (rys. 3.46) wprowadzamy znacznik, a w otworze dolnym dokonujemy pomiaru jego stężenia w czasie. Wyniki pomiarów stężenia nanosimy na wykres w funkcji czasu (rys. 3.47). Za pomocą krzywej $c = f(t)$ wyznaczyć można trzy charakterystyczne punkty czasowe:



Rys. 3.46. Rozmieszczenie otworów badawczych do pomiaru prędkości przepływu wody podziemnej

t_1 – minimalny czas przepływu, tj. początek pojawienia się wskaźnika w otworze obserwacyjnym;

t_2 – maksimum krzywej stężenia;

t_3 – środek masy powierzchni wyznaczonej krzywą stężenia. Środek masy odpowiada czasowi, w którym 50% wskaźnika osiągnęło otwór obserwacyjny.

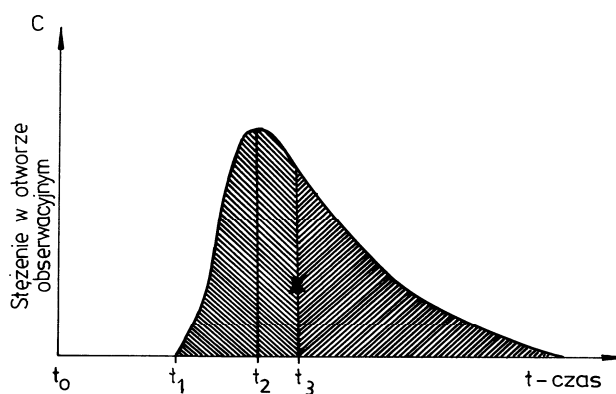
Wyznaczone trzy punkty czasowe określają nam następujące prędkości:

$$U_{\max} = \frac{L}{t_1} \text{ – maksymalna prędkość efektywna,}$$

na,

$$U_d = \frac{L}{t_2} \text{ – dominująca prędkość efektywna,}$$

$$U_{\text{sr}} = \frac{L}{t_3} \text{ – średnia prędkość efektywna.}$$



Rys. 3.47. Krzywa przejścia znacznika przez studzienkę kontrolną, $C = F(t)$. t_0 – czas wprowadzenia znacznika do studzienki górnej

Zróznicowane prędkości efektywne wynikają z różnych wymiarów porów (rozkładu porów). Wskaźnik przemieszczający się z wodą największymi kanalikami porowymi osiągnie otwór obserwacyjny najwcześniej (w czasie t_1). Mniejszymi porami woda przesączać się będzie z odpowiednio mniejszą prędkością. Przy bardzo ścisłych pomiarach od obliczonej ze wzoru (3.171) prędkości należałoby odjąć wpływ prędkości dyfuzji.

Pomiary stężenia wskaźnika prowadzi się metodami: kolorymetryczną, radiometryczną, analityczną lub elektrochemiczną.

Do metody radiometrycznej stosuje się sondę wodoszczelną z licznikami Geigera-Müllera, połączoną z przelicznikiem. Maksymalna ilość zliczeń impulsów przez licznik jest równoznaczna z maksymalnym stężeniem wskaźnika promieniotwórczego w otworze kontrolnym.

W metodzie kolorymetrycznej lub chemicznej pobieramy do analizy szereg próbek wody, zapisując czas pobrania. Czas odpowiadający próbce, w której stwierdzono największą zawartość soli lub barwnika, jest miarodajny do obliczenia prędkości wody.

W metodzie elektrochemicznej (rys. 3.48) wprowadza się do górnego otworu sól kuchenną lub salmiak i obserwuje wychylenie amperomierza, wskazującego natężenie prądu elektrycznego między elektrodami. Dla każdego otworu kontrolnego sporządza się wykres natężenia prądu w funkcji czasu (rys. 3.49).

Znając prędkość efektywną U możemy obliczyć współczynnik filtracji. Mamy bowiem:

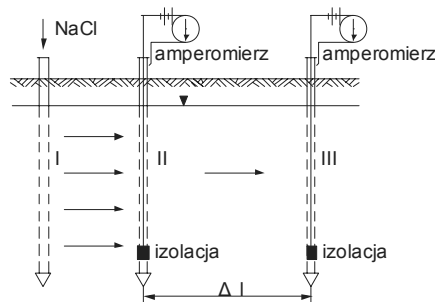
$$v = n U$$

$$kI = n \frac{L}{t},$$

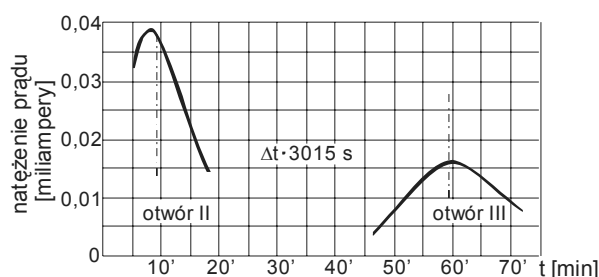
stąd:

$$k = n \frac{L}{t} \quad (3.172)$$

gdzie: I – spadek hydrauliczny między otworami obserwacyjnymi.



Rys. 3.48. Schemat urządzenia do pomiaru prędkości metodą elektrochemiczną



Rys. 3.49. Wykres natężenia prądu w otworach kontrolnych

➤ 3.7.3.4. Pomiary objętości przepływu

Objętość wody płynącej warstwą wodonośną możemy wyznaczyć przez pomiar bezpośredni, np. metodą radiometryczną, przez pomiar prędkości skutecznej albo przez wyznaczenie prędkości filtracji za pomocą wzoru Darcy'ego.

Metoda radiometryczna. Określenie objętości przepływu wykonuje się przez pomiar zmiany aktywności wody w otworze badawczym, wywołanej rozcieńczeniem skażonego roztworu przez naturalny przepływ wody gruntowej.

Rozpatrzmy studzienkę jak na rysunku 3.50. Objętość wody w studzience oznaczono przez V_s , elementarną objętość wody wypływającą ze studzienki przez dV oraz zmianę koncentracji izotopu przez dN . Elementarny wypływ dV wody z otworu spowoduje wyniesienie masy wskaźnika $N dV$. Zmiana koncentracji wskaźnika w otworze jest proporcjonalna do zmiany objętości wody:

$$\frac{dN}{N} = - \frac{dV}{V_s} \quad (3.173)$$

gdzie: N – koncentracja wskaźnika w czasie t .

Przy ruchu ciągłym o stałym przepływie Q elementarną objętość wody wypływającą w czasie dt z otworu można wyrazić jako:

$$dV = Q dt$$

Po podstawieniu w równaniu (3.173) i scałkowaniu w granicach N_o , N oraz $t = 0$ do t otrzymujemy:

$$- \int_{N_o}^N \frac{dN}{N} = \int_0^t \frac{Q dt}{V_s}$$

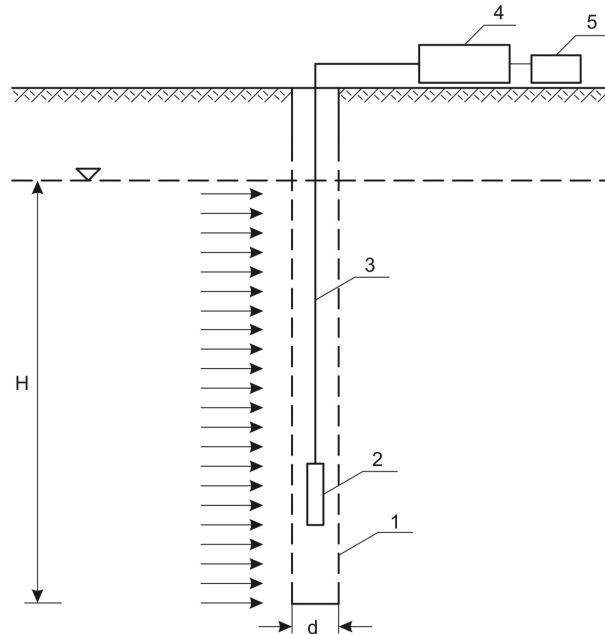
stąd:

$$\ln \frac{N}{N_o} = - \frac{Qt}{V_s}$$

albo:

$$\ln \frac{N_o}{N} = + \frac{Qt}{V_s} \quad (3.174)$$

gdzie: N_o – koncentracja wskaźnika w chwili $t = 0$, N – koncentracja wskaźnika w chwili t .



Rys. 3.50. Schemat pomiaru natężenia przepływu metodą radiometryczną: 1 – studnia badawcza, 2 – sonda pomiarowa, 3 – kabel, 4 – przelicznik, 5 – akumulator

Objętość wody, przepływająca w jednostce czasu przez studzienkę, wynosi więc:

$$Q = \frac{V_s}{t} \ln \frac{N_o}{N} \quad (3.175)$$

Przy wyprowadzaniu wzorów pominięto wpływ dyfuzji. Założenie takie ze względu na bardzo małą koncentrację wskaźnika rzędu poniżej $10^{-4}\%$ jest dla praktycznych celów wystarczające. Gradient stężenia od strony dolnej wody jest mały, wobec czego dyfuzja w tym kierunku będzie praktycznie równa zero. Od strony górnej wody gradient stężenia jest większy, ale wektory dyfuzji i filtracji są sobie przeciwne, wobec czego przy odpowiednio dużych prędkościach filtracji – cząstki przenoszone w górę przez dyfuzję będą z powrotem wprowadzane do otworu.

Obliczony na podstawie wzoru (3.175) przepływ jest przepływem przez studzienkę. Przepływ jednostkowy naturalny, niezaburzony przez studzienkę wyniesie:

$$q = \frac{Q}{\varphi d} \quad (3.176)$$

gdzie: d – średnica studzienki, φ – współczynnik. W zależności od przepuszczalności studzienki i gruntu waha się on w granicach $0 \leq \varphi \leq 2$.

W przypadkach granicznych przy nieprzepuszczalnej studziencie będziemy mieli do czynienia z opływem walca, czyli $\varphi = 0$, zaś przy nieskończonej przepuszczalności studzienki $\varphi = 2$.

Piętka ustalił zależność wartości współczynnika φ od współczynnika filtracji gruntu k i współczynnika przepuszczalności filtra studzienki k_F . Jak wynika z zamieszczonego przez niego wykresu dla $k_{gr} : k_F < 10$, można praktycznie przyjąć $\varphi = 2$.

W przypadku użycia jako wskaźnika radioizotopu szerokość skażonego strumienia wód gruntowych (φ_d) można łatwo wyznaczyć przez pomiar promieniowania w otworach kontrolnych.

Podstawiając we wzorze (3.176) w miejsce Q wyrażenie (3.175) otrzymamy:

$$q = \frac{V_s}{\varphi dt} \ln \frac{N_o}{N} \quad (3.177)$$

podstawiając:

$$q = H v$$

oraz:

$$v = k I$$

możemy napisać:

$$k = \frac{V_s}{\varphi dt HI} \ln \frac{N_o}{N} \quad (3.178)$$

Po podstawieniu:

$$V_s = \frac{\pi d^2}{4} H$$

otrzymujemy:

$$k = \frac{\pi d}{8 t I} \ln \frac{N_o}{N} \quad (3.179)$$

Z wyprowadzonych wzorów można obliczyć jednostkowy przepływ wody gruntowej (3.177) lub współczynnik filtracji (3.178 i 3.179).

➤ **3.7.3.5. Wyznaczenie współczynnika filtracji na podstawie zalewania studni wierconej**

Przez wlewanie wody do studni podnosimy zwierciadło wody, co wskutek wytworzonej różnicy wysokości piezometrycznej powoduje wypływ wody ze studni do warstwy wodonośnej. Wokół otworu powstaje odwrócony lej depresyjny. Pomijając zasilanie infiltracyjne warstwy wodonośnej W przepływ ustalony opisuje równanie filtracji osiowo-symetrycznej (3.82):

$$\frac{\partial^2 \phi}{r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial \phi}{\partial r} = 0$$

Rozwiązując równanie podobnie jak w podrozdziale 3.5.2 otrzymujemy:

$$Q = 2\pi k \frac{\phi_o - \phi_R}{\ln R/r_o}$$

oraz:

$$k = \frac{Q \ln R/r_o}{2\pi k(\phi_o - \phi_R)} \quad (3.180)$$

W przypadku gdy dysponujemy pomiarami potencjału w otworach obserwacyjnych, ogólny wzór na współczynnik filtracji możemy napisać w postaci:

$$k = \frac{Q \ln r_2/r_1}{2\pi(\phi_1 - \phi_2)} \quad (3.181)$$

Potencjały ϕ_1 i ϕ_2 odpowiadają odpowiednim promieniom r_1 i r_2 (rys. 3.51).

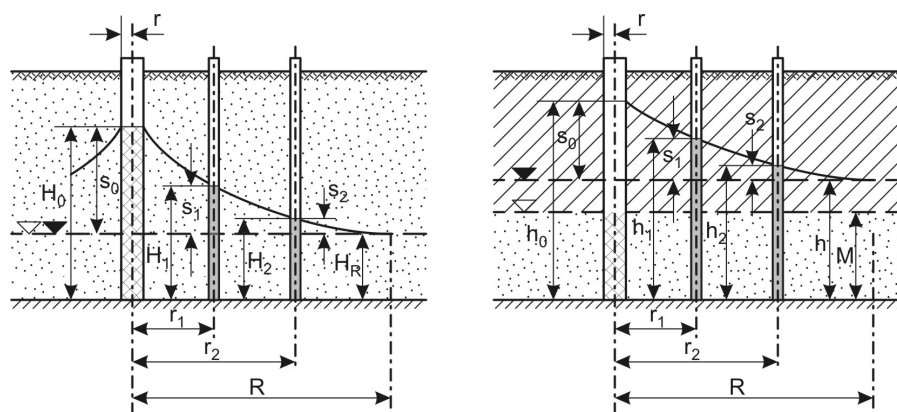
Uwzględniając znaczenie potencjału mamy:

– dla studni o zwierciadle swobodnym $\phi = \frac{H^2}{2}$

$$k = \frac{Q}{\pi} \frac{\ln r_2/r_1}{H_1^2 - H_2^2} = \frac{Q}{\pi} \frac{\ln r_2/r_1}{2H_R(s_1 - s_2)} \quad (3.182)$$

– dla studni o zwierciadle napiętym $\phi = MH - \frac{M^2}{2}$

$$k = \frac{Q}{2\pi} \frac{\ln r_2/r_1}{M(H_1 - H_2)} \quad (3.183)$$



Rys. 3.51. Zalewanie studni: a – w warstwie o zwierciadle swobodnym, b – w warstwie o zwierciadle napiętym

Uzyskanie ustalonych warunków przepływu wymaga utrzymania na stałym poziomie wody w studni przez dłuższy czas, kilku do kilkunastu godzin. Ruch będziemy uważali za ustalony, gdy ilość doprowadzonej do studni wody na jednostkę czasu Q będzie stała (przy stałym poziomie wody w studni).

Zaletą metody zalewania studni jest to, że można stosować ją również przy małej średnicy otworów bez użycia specjalnych urządzeń do pompowania wody. Wadą natomiast jest fakt, że należy doprowadzić do studni nieraz znaczne ilości wody.

➤ 3.7.3.6. Wyznaczenie współczynnika filtracji na podstawie zalewania szurfów i szybków

Metody zalewania szurfów i szybków stosowane są głównie do oznaczania współczynnika filtracji gruntów nienasyconych (strefy aeracji, nasypów ziemnych, np. wałów przeciwpowodziowych, zapór). Z teoretycznego punktu widzenia metody opierają się na uproszczonych modelach filtracji, stąd też wyniki należy traktować jako przybliżone.

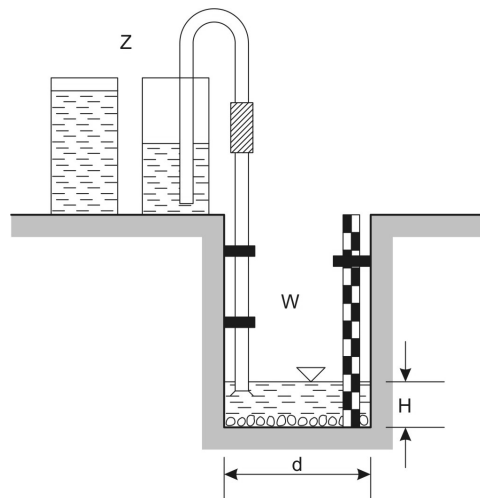
Metoda Bałdyriewa. W wykopie (szurfie) wykonuje się zagłębienie o średnicy około 0,5 m i głębokości 0,25 m. Dno przed rozmyciem i zamuleniem zabezpiecza się ok. 2 cm warstwą żwiru (rys. 3.52). Do wgłębienia wprowadza się ostrożnie wodę, utrzymując jej poziom w całym okresie badań na wysokości 10 cm nad dnem. Miarą natężenia infiltracji jest objętość wody doprowadzona do wgłębienia w jednostce czasu. Wyniki pomiaru natężenia infiltracji Q nanosi się na wykres w funkcji czasu (rys. 3.53). Badanie kończy się, gdy natężenie infiltracji w ciągu 2 godz. nie różni się więcej niż o 10%. Dla gruntów piaszczystych i żwirowych czas badań wynosi około 10–12 godzin. Współczynnik filtracji określa się ze wzoru Darcy'ego:

$$v = kI = \frac{Q}{F}$$

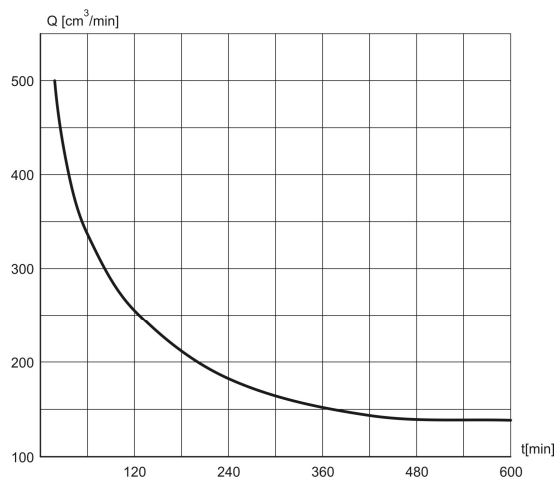
$$k = \frac{Q}{FI}$$

Przy małej wysokości słupa wody spadek hydrauliczny można przyjąć jak dla swobodnej filtracji pionowej $I = 1$.

Przy małej wysokości słupa wody spadek hydrauliczny można przyjąć jak dla swobodnej filtracji pionowej $I = 1$.



Rys. 3.52. Zalewanie szybika do oznaczania współczynnika filtracji metodą Bałdyriewa

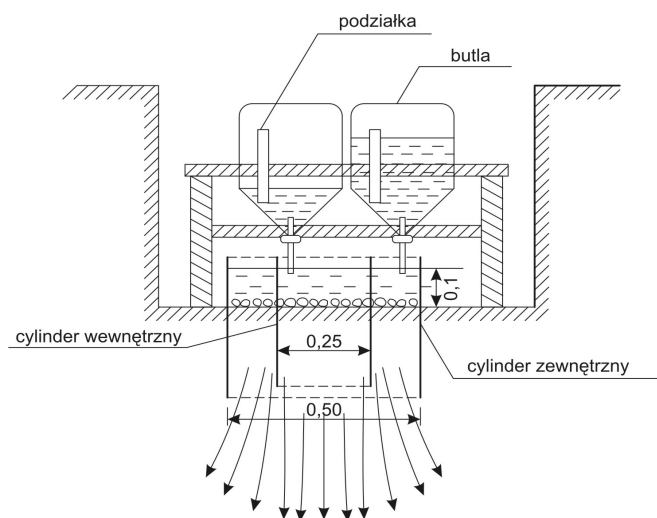


Rys. 3.53. Wykres natężenia infiltracji $Q = f(t)$

Metoda Nesterowa. Istotną różnicą tej metody w porównaniu do metody Bałdyriewa polega na tym, że wsiąkanie odbywa się z dwóch współśrodkowych cylindrów. Cylinder zewnętrzny stanowi osłonę, zabezpieczającą strugę infiltrującą z wewnętrznego cylindra przed rozsiąkaniem na boki. Cylindry o wymiarach jak na rysunku 3.54 wciska się w dno wykopu, które zabezpiecza się warstwą żwiru. W obu cylindrach utrzymuje się stały poziom wody. W obliczeniach uwzględnia się jedynie natężenie infiltracji Q z cylindra wewnętrznego. Przy ustalonym wsiąkanii Q współczynnik filtracji oblicza się ze wzoru:

$$k = \frac{Q}{FI} = \frac{QL}{F(L+H_k+H)} \quad (3.184)$$

gdzie: L – głębokość frontu zwilżania, H_k – wysokość wzniosu kapilarnego, H – wysokość słupa wody w cylindrze wewnętrznym nad dnem wykopu.



Rys. 3.54. Zalewanie szybika w celu oznaczenia współczynnika filtracji metodą Nesterowa

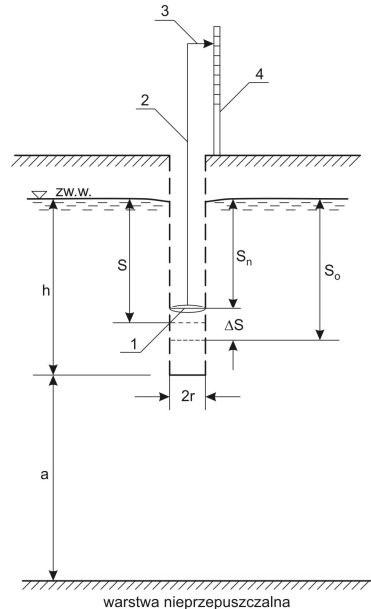
Głębokość zwilżania L określa się przez wykonanie 2 otworów wiertniczych, usytuowanych w środku cylindra oraz w odległości 2–3 m od wykopu. W czasie wiercenia pobiera się co 0,2–0,3 m próbki gruntu i oznacza ich wilgotność. Z porównania wilgotności próbek pobranych w obu otworach z tego samego poziomu określa się głębokość zawilgocenia.

Przy dostatecznie długim czasie wsiąkania można w gruntach piaszczystych i żwirowych pominąć wpływ ssania kapilarnego H_k oraz ciśnienie wywołane słupem wody H , co pozwala obliczyć wartość współczynnika filtracji ze wzoru:

$$k = \frac{Q}{F}$$

➤ 3.7.3.7. Metoda szcerpywania

Metoda ta polega na pomiarze prędkości napływu wody do otworu wiertniczego o małej średnicy. W badanym gruncie wierci się otwór do określonej głębokości, uzależnionej od rodzaju gruntu. Im grunt jest mniej przepuszczalny, tym otwór powinien być głębszy, np. w gruntach dobrze przepuszczalnych (żwirach) otwór



Rys. 3.55. Schemat wyposazenia i pomiarow do oznaczania wspolczynnika filtracji metoda szcerpywania wody: 1 – plywak, 2 – preta, 3 – wskaznik, 4 – lata z podziaalka wysokoosci

wierci się do głębokości 20–30 cm poniżej zwierciadła wody gruntowej, a w utworach słabo przepuszczalnych (gliny piaszczyste) na głębokość większą od 60 cm. Po ustaleniu się poziomu zwierciadła wody gruntowej usuwa się szybko część wody z otworu, a następnie mierzy się prędkość napływu do niego wody. Czas potrzebny do ustalenia się zwierciadła wody gruntowej dla gruntów średnio przepuszczalnych ($k = 1$ m/d) wynosi od 10 do 30 min, dla gruntów słabo przepuszczalnych ($k = 0,1$ m/d) kilka godzin. Wodę z otworu szcerpuje się łyżką czerpakową – szlamówką. Pomiar prędkości wzniesienia się wody powinny być zakończone nim $\Delta s > 1/4 s_o$ (rys. 3.55).

Podczas pomiaru określa się: h – głębokość otworu poniżej zwierciadła wody, s_o – odległość między ustalonym poziomem zwierciadła wody gruntowej a zwierciadłem wody w otworze po usunięciu wody na początku pomiaru, s_n – jw., lecz na końcu pomiaru, $\Delta s = s_o - s_n$ oznacza wysokość podniesienia poziomu wody w okresie pomiaru.

Dla:

$$s = \frac{s_n + s_o}{2} = s_o - \frac{1}{2} \Delta s$$

wartości współczynnika filtracji k , dla gruntu jednorodnego z warstwą nieprzepuszczalną na głębokości $a > 1/2 h$ obliczyć można ze wzoru Ernsta:

$$k = \frac{4000 r \Delta s}{\left(\frac{h}{r} + 20\right) \left(2 - \frac{s}{h}\right) s \Delta t} \quad [\text{m/d}]$$

Wartości występujące we wzorze są w cm i sekundach. Maksymalny błąd określenia współczynnika filtracji k za pomocą powyższego wzoru wynosi 20%, jeżeli spełnione są następujące warunki:

$$3 < r < 7 \text{ cm}, \quad 20 < h < 200 \text{ cm}, \quad s > 0,2 \text{ h}, \quad a > h, \quad \Delta s \leq \frac{1}{4}s_o$$

Gdy dno otworu dochodzi do warstwy nieprzepuszczalnej:

$$k = \frac{3600 r^2 \Delta s}{(h + 10r) \left(2 - \frac{s}{h} \right) s \Delta t} \quad [\text{m/d}] \quad (3.186)$$

➤ 3.7.4. Ocena metod wyznaczania współczynnika filtracji gruntu

W zależności od wymaganej dokładności wartość współczynnika filtracji możemy wyznaczyć jedną z metod opisanych w niniejszym rozdziale. W przypadkach, w których wystarczające jest orientacyjne określenie jego wartości, stosować można metodę wzorów empirycznych. Zaznaczyć należy, że porównywalne wyniki otrzymuje się za pomocą tych wzorów przede wszystkim dla piasków średnich i grubych. Z doświadczeń praktycznych wynika ponadto, że wartości współczynnika obliczone za pomocą wzoru USC są najbardziej zbliżone do wartości otrzymywanych metodami bardziej dokładnymi, doświadczalnymi.

Wartości współczynnika filtracji uzyskiwane w warunkach laboratoryjnych są na ogół bardziej zbliżone do wartości otrzymywanych bezpośrednio w terenie. Stwierdzono jednak, że wskutek naruszenia pierwotnej struktury gruntu podczas pobierania próbek do badań – wartości uzyskiwane w laboratorium są średnio o 30 do 50% mniejsze od uzyskanych metodami polowymi w terenie. Wiąże się to z brakiem możliwości pobrania próbki gruntu o nienaruszonej strukturze, np. z gruntu sypkiego, nawodnionego z większej głębokości. W związku z tym prowadzi się badania na próbkach o strukturze naruszonej, w których często następuje zmiana układu ziaren, co przyczynia się do zmiany ich przepuszczalności.

Metody laboratoryjne stosuje się w pierwszej fazie projektowania przy oznaczaniu współczynnika filtracji w gruntach jednorodnych. Są to metody znacznie tańsze od metod polowych, w miarę dokładne, stąd najczęściej stosowane.

Metody polowe są najdokładniejsze, bada się bowiem właściwości filtracyjne całego kompleksu warstw w naturalnych warunkach ich zalegania. Najlepsze wyniki otrzymuje się najdroższą z podanych metod – metodą próbnego pompowania studni z otworami obserwacyjnymi. Otwory obserwacyjne umożliwiają dokładne określenie współrzędnych krzywej depresji, wywołanej pompowaniem wody ze

studni. Wartości współczynnika filtracji wyznaczone na podstawie próbnego pompowania studni bez otworów obserwacyjnych są już mniej dokładne, ponieważ obarczone są błędami wynikającymi z przyjmowania do obliczeń wartości promieni depresji wyznaczonych na podstawie doświadczalnych wzorów, a ponadto z założeń teoretycznych Dupuita.

Wartości współczynnika filtracji uzyskane na podstawie bezpośrednich pomiarów przepływów wody gruntowej są poprawne jedynie wówczas, gdy pomiarów dokonuje się w warstwie wodonośnej zbudowanej z utworów bardzo dobrze przepuszczalnych oraz gdy spadek hydrauliczny jest znaczny (duża prędkość filtracji). Przy małych prędkościach filtracji wyniki są niepewne ze względu na znaczny wpływ na wynik pomiaru wartości prędkości dyfuzji wprowadzonych wskaźników.

Metody zalewania otworu wiertniczego (studni) oraz metody szcerpywania są metodami dostatecznie dokładnymi, znacznie tańszymi i krócej trwającymi w porównaniu z metodami próbnymi pompowań. Przy stosowaniu metod zalewania otworu należy jednak pamiętać o wstępnym oczyszczeniu otworu przez wypompowanie znajdującej się w nim mętnej wody, przez co zapobiega się kolmatacji przyfiltrowej warstwy gruntu.

Metody zalewania szurfów i szybików są wśród metod polowych metodami najtańszymi, najszybszymi, lecz mniej dokładnymi. Pomiarów tymi metodami wykonuje się w celu określenia wartości filtracyjnych przypowierzchniowych warstw gruntu. Najdokładniejszą z tych metod jest metoda Nesterowa (podwójnych cylindrów). Zastosowanie cylindra zewnętrznego eliminuje rozsiąk na boki, dzięki czemu filtracja z wewnętrznego cylindra odbywać się może w kierunku pionowym. W metodzie tej uwzględnia się również wysokość kapilarnego podsiąku. Metoda Bałdyriewa obarczona jest większymi błędami wskutek przyjętych uproszczeń. Jest jednak często stosowana w budownictwie hydrotechnicznym i melioracyjnym ze względu na szybki i prosty sposób pomiaru i obliczeń.

➤ 3.8. Filtracja w strukturach uwarstwionych

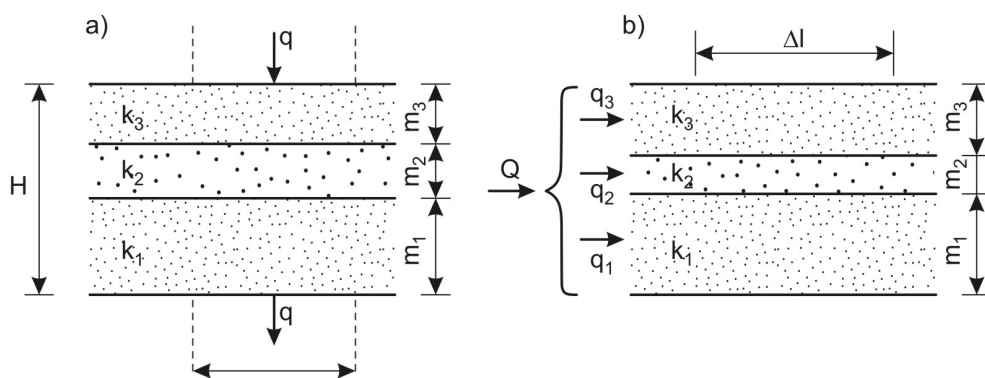
Utworki warstw wodonośnych rzadko kiedy są izotropowe pod względem przewodności hydraulicznej. Wartości współczynników filtracji w kierunku poziomym k_h są przeważnie większe (2- do 10-krotnie) niż w kierunku pionowym (k_v). Różnice przepuszczalności wynikają przede wszystkim z niejednorodności serii wodonośnych, zbudowanych najczęściej z kilku różnych warstw. Nawet bardzo cienkie warstewki ich mogą decydować o ogólnej przepuszczalności całej warstwy lub serii. Anizotropia występująca w obrębie poszczególnych warstw wynika z jej mikrobudowy. W procesie sedymentacji ziarna osadzają się swoim większym wymiarem w kierunku poziomym, w związku z czym wymiary porów w tym kierunku będą również większe niż w pionowym.

Rozpatrzmy poziom wodonośny przedstawiony na rysunku 3.56. Przy pionowym przepływie jednostkowe natężenie przepływu q przez każdą z warstw jest równe:

$$q = k_1 \frac{\Delta h_1}{m_1} = k_2 \frac{\Delta h_2}{m_2} = k_3 \frac{\Delta h_3}{m_3} \quad (3.187)$$

Suma strat wysokości piezometrycznej Δh jest równa ogólnej stracie wysokości piezometrycznej w całym profilu $\sum \Delta h = H$, stąd:

$$H = q \left(\frac{m_1}{k_1} + \frac{m_2}{k_2} + \frac{m_3}{k_3} \right) \quad (3.188)$$



Rys. 3.56. Filtracja przez niejednorodną warstwę wodonośną: a – filtracja pionowa, b – filtracja pozioma

Z drugiej strony, natężenie przepływu wynosi:

$$q = \bar{k}_v \frac{H}{m_1 + m_2 + m_3} \quad (3.189)$$

gdzie: \bar{k}_v – średnia wartość współczynnika filtracji w kierunku pionowym.

Z porównania wzorów (3.188 i 3.189) otrzymujemy:

$$\bar{k}_v = \frac{m_1 + m_2 + m_3}{\frac{m_1}{k_1} + \frac{m_2}{k_2} + \frac{m_3}{k_3}} \quad (3.190)$$

Przy przepływie poziomym spadki hydrauliczne $I = \frac{\Delta h}{\Delta l}$ poszczególnych warstw będą sobie równe. Natężenie przepływu przez każdą z warstw wyniesie:

$$q_1 = k_1 \frac{\Delta h}{\Delta l} m_1; \quad q_2 = k_2 \frac{\Delta h}{\Delta l} m_2; \quad q_3 = k_3 \frac{\Delta h}{\Delta l} m_3; \quad (3.191)$$

Całkowity przepływ:

$$Q = q_1 + q_2 + q_3 = k_1 \frac{\Delta h}{\Delta l} m_1 + k_2 \frac{\Delta h}{\Delta l} m_2 + k_3 \frac{\Delta h}{\Delta l} m_3 \quad (3.192)$$

można wyrazić w formie:

$$Q = \bar{k}_h (m_1 + m_2 + m_3) \frac{\Delta h}{\Delta l} \quad (3.193)$$

gdzie: \bar{k}_h – średnia wartość współczynnika filtracji całego profilu w kierunku poziomym. Z porównania wzorów (3.192 i 3.193) otrzymujemy:

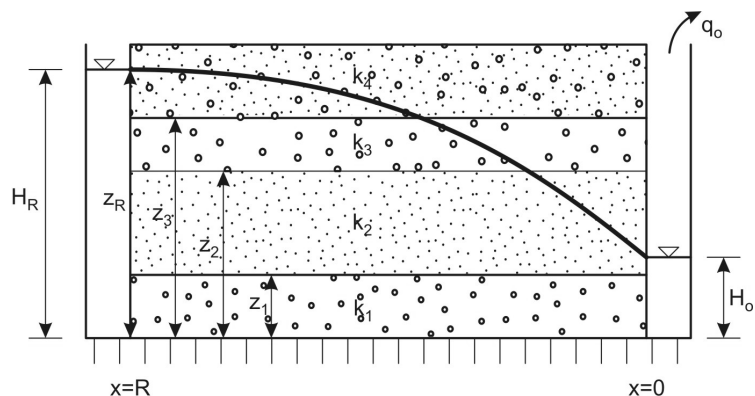
$$\bar{k}_h = \frac{m_1 k_1 + m_2 k_2 + m_3 k_3}{m_1 + m_2 + m_3} \quad (3.194)$$

Wzory (3.190 i 3.194) są dostatecznie dokładne dla filtracji poziomej pod ciśnieniem oraz przy filtracji prostopadłej do poszczególnych warstw. Zagadnienie uśrednienia współczynnika filtracji komplikuje się w przypadku filtracji swobodnej. Z rysunku 3.57 wynika, że większy wpływ na przepływ będą miały warstwy dolne niż górne.

Wartość k poszczególnych warstw można określić następującą funkcją:

$$k_n = k_c \cdot g(z) \quad (3.195)$$

gdzie: k_n – wartości k poszczególnych warstw, $n = 1, 2, 3, \dots$,
 k_c – dowolnie obrana wartość stała,
 $g(z) = k_n / k_c$ – wartość stała w obrębie jednej warstwy.



Rys. 3.57. Swobodny dopływ do rowu z niejednorodnej warstwy wodonośnej

Natężenie dopływu do rowu według Dupuita wynosi:

$$q = k \frac{H_R^2 - H_o^2}{2R}$$

a wprowadzając wartość potencjału Giryńskiego dla przepływu swobodnego $\phi = H^2/2$ mamy:

$$q = k \frac{\phi_R - \phi_o}{R} \quad (3.196)$$

Podstawiając do równania (3.196) relację (3.195) otrzymamy:

$$q = k_c g(z) \frac{\phi_R - \phi_o}{R} = k_c \frac{g(z) \phi_R - g(z) \phi_o}{R} = k_c \frac{\phi'_R - \phi'_o}{R} \quad (3.197)$$

Całka:

$$\phi = \int_0^H (H - z) dz$$

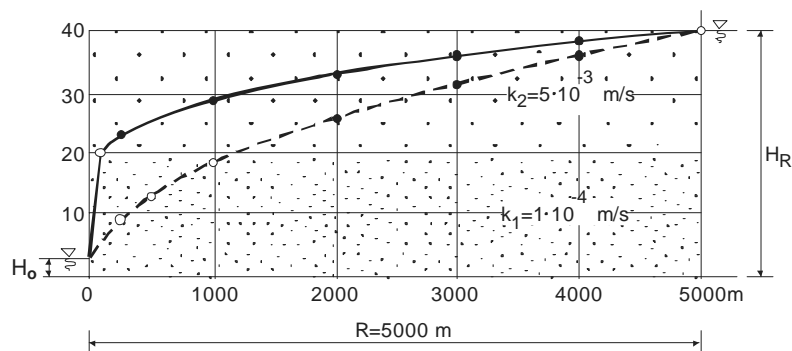
w przedziale $0 - H$ jest równa sumie całek w granicach odpowiadających poszczególnym warstwom:

$$\phi' = \int_0^H g(z)(H - z) dz = g_1 \int_0^{z_1} (H - z) dz + g_2 \int_{z_1}^{z_2} (H - z) dz + \dots + g_n \int_{z_{n-1}}^H (H - z) dz$$

Po rozwiązaniu otrzymujemy zastępczą wartość potencjału Giryńskiego dla całego obszaru przepływu:

$$\phi' = g_1 \left| H z - \frac{z^2}{2} \right|_0^{z_1} + g_2 \left| H z - \frac{z^2}{2} \right|_{z_1}^{z_2} + \dots \quad (3.198)$$

Przykład. Dla schematu przepływu, jak na rysunku 3.58, należy obliczyć dopływ do wykopu przyjmując współczynnik filtracji jako wartość średnią ważoną oraz za pomocą zastępczego potencjału Giryńskiego. Oznaczenia i wartości podano na rysunku 3.58.



Rys. 3.58. Schemat dopływu do wyrobiska przez warstwę niejednorodną. Krzywa depresji Dupuita: wyliczona dla wartości średniej k_h (a), przy zastosowaniu zastępczego potencjału Giryńskiego (b)

a. Natężenie przepływu dla wartości średniej ważonej:

$$q = k_h \frac{H_R^2 - H_0^2}{2R}$$

Średnia wartość k_h według wzoru (3.194) wynosi:

$$\bar{k}_h = \frac{m_1 k_1 + m_2 k_2}{m_1 + m_2} = \frac{20 \cdot 5 \cdot 10^{-3} + 20 \cdot 10^{-4}}{20 + 20} = 2,55 \cdot 10^{-3} \text{ m/s}$$

$$q = 2,55 \cdot 10^{-3} \frac{40^2 - 2^2}{2 \cdot 5000} = 4,07 \cdot 10^{-4} \text{ m}^3 / (\text{m} \cdot \text{s})$$

b. Natężenie obliczone za pomocą potencjału zastępczego:

Przyjęto jako wartość podstawową $k_c = 10^{-4} \text{ m/s}$

$$g_1 = \frac{k_1}{k_c} = \frac{10^{-4}}{10^{-4}} = 1; \quad g_2 = \frac{k_2}{k_c} \dots = \frac{5 \cdot 10^{-3}}{10^{-4}} = 50$$

$$\phi'_R = g_1 \left| Hz - \frac{z^2}{2} \right|_0^{z_1} + g_2 \left| Hz - \frac{z^2}{2} \right|_1^{z_2} = \left| 40z - \frac{z^2}{2} \right|_0^{20} + 50 \left| 40z - \frac{z^2}{2} \right|_{20}^{40} = 10600 \text{ m}^2$$

$$\phi'_o = \left| 2z - \frac{z^2}{2} \right|_0^2 = 2 \text{ m}^2$$

$$q = k_c \frac{\phi'_R - \phi'_o}{R} = 10^{-4} \frac{10600 - 2}{5000} = 2,12 \cdot 10^{-4} \text{ m}^3 / (\text{m} \cdot \text{s})$$

Natężenie przepływu obliczone za pomocą średniej ważonej jest znacznie większe niż bardziej dokładnie obliczone za pomocą potencjału Giryńskiego. Różnica wartości wynosi:

$$\frac{4,07 \cdot 10^{-4} - 2,12 \cdot 10^{-4}}{2,12 \cdot 10^{-4}} \cdot 100 = +92\%$$

Przeliczenie to wskazuje dobitnie na decydujący wpływ warstwy dolnej, o przepuszczalności mniejszej od średniej ważonej.

W przypadku gdy bardziej przepuszczalna warstwa znajduje się w części dolnej, natężenie przepływu obliczone za pomocą średniej ważonej k_h będzie mniejsze niż wynikające z potencjału Giryńskiego.

➤ 3.9. Siatka hydrodynamiczna

Przepływ cieczy opisują dwa pola fizyczne: pole skalarowe ciśnień i pole wektorowe prędkości, zwane również polem prądu. Torem cząstki cieczy nazywamy krzywą opisaną przez rozpatrywaną cząstkę cieczy w pewnym okresie (np. od t_o do t_n). Jeżeli rozważania nasze odnosić będziemy do pewnego momentu t_o , czyli jeśli ustalimy pole ciśnień, to idąc z dowolnego punktu pola w kierunku największego spadku ciśnienia otrzymamy tzw. **linię prądu** mającą tę właściwość, iż wektory prędkości cząstek cieczy, znajdujących się na niej w danej chwili, są do niej styczne. W ruchu ustalonym, w którym pole ciśnień nie zmienia się w czasie, linie prądu pokrywają się z torem cząstki.

➤ 3.9.1. Potencjał prędkości

Rzuty wektora prędkości filtracji v można przedstawić jako pochodne cząstkowe pewnej funkcji skalarowej:

$$\phi = -kh = f(x, y, z)$$

Składowe wektora prędkości wynoszą:

$$v_x = \frac{\partial \phi}{\partial x}; \quad v_y = \frac{\partial \phi}{\partial y}; \quad v_z = \frac{\partial \phi}{\partial z} \quad (3.199)$$

Przepływ, który odpowiada tym warunkom, nazywamy potencjalnym, a funkcja ϕ nosi nazwę potencjału prędkości przesączania (filtracji).

Potencjał prędkości ϕ jest to funkcja, której pochodna w kierunku stycznym do linii prądu przedstawia prędkości przesączania:

$$v = \frac{d\phi}{ds} \vec{s}_o = \text{grad} \phi = \nabla \phi$$

gdzie: \vec{s}_o – wersor wektora \vec{s} , ∇ – operator Nabla, $\nabla = i \frac{\partial}{\partial x} + j \frac{\partial}{\partial y} + k \frac{\partial}{\partial z}$.

Jeżeli potencjał prędkości w pewnym obszarze jest stały ($\phi = \text{const}$, $d\phi = 0$), wówczas prędkość w każdym punkcie tego obszaru jest równa zero.

Wstawiając zależność (3.199) do równania ciągłości ruchu ustalonego (3.27) otrzymujemy równanie różniczkowe Laplace'a:

$$\frac{\partial^2 \phi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \phi}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \phi}{\partial z^2} = 0$$

Powierzchnią jednakowego potencjału prędkości, czyli powierzchnią ekwipotencjalną prędkości, nazywamy miejsce geometryczne punktów w przestrzeni, dla których potencjał prędkości $\phi(x, y, z)$ jest wartością stałą, czyli:

$$\phi(x, y, z) = \text{const}$$

Powierzchnie jednakowego potencjału prędkości tworzą rodzinę o jednym parametrze zmiennym, jakim jest stała c . Ponieważ potencjał prędkości ϕ jest różniczkowalną funkcją miejsca, wobec tego przyrost potencjału prędkości określa różniczka zupełna:

$$d\phi = \frac{\partial \phi}{\partial x} dx + \frac{\partial \phi}{\partial y} dy + \frac{\partial \phi}{\partial z} dz$$

Zakładając $d\phi = 0$ otrzymujemy równanie różniczkowe powierzchni ekwipotencjalnej:

$$\frac{\partial\phi}{\partial x}dx + \frac{\partial\phi}{\partial y}dy + \frac{\partial\phi}{\partial z}dz = 0 \quad (3.200)$$

Podstawiając do wzoru (3.200) zależności (3.199) otrzymujemy:

$$v_x dx + v_y dy + v_z dz = 0 \quad (3.201)$$

Dla ruchu dwuwymiarowego (x, y) równania (3.200 i 3.201) przyjmują postać:

$$\frac{\partial\phi}{\partial x}dx + \frac{\partial\phi}{\partial y}dy = 0 \quad (3.200a)$$

$$v_x dx + v_y dy = 0 \quad (3.201a)$$

i opisują linie jednakowego potencjału prędkości, czyli linie ekwipotencjalne prędkości.

➤ 3.9.2. Linie prądu

Prędkość przesączania cząstki cieczy w ośrodku porowatym obliczyć możemy jako pochodną drogi względem czasu pomnożoną przez porowatość n :

$$v = n \frac{ds}{dt}$$

Prędkości składowe wynoszą odpowiednio:

$$v_x = n \frac{dx}{dt}; \quad v_y = n \frac{dy}{dt}; \quad v_z = n \frac{dz}{dt}; \quad (3.202)$$

Z równań (3.202) wynika:

$$\frac{dx}{v_x} = \frac{dt}{n}; \quad \frac{dy}{v_y} = \frac{dt}{n}; \quad \frac{dz}{v_z} = \frac{dt}{n};$$

Wobec równości prawych stron równań możemy napisać:

$$\frac{dx}{v_x(t, x, y, z)} = \frac{dy}{v_y(t, x, y, z)} = \frac{dz}{v_z(t, x, y, z)} \quad (3.203)$$

Równania (3.203) są równaniami różniczkowymi torów cząstek cieczy, w których czas t jest wielkością zmienną.

Dla ruchu ustalonego tory cząstek pokrywają się z liniami prądu, a równania linii prądu przybierają postać:

$$\frac{dx}{v_x} = \frac{dy}{v_y} = \frac{dz}{v_z} \quad (3.204)$$

skąd dla ruchu płaskiego:

$$v_x dy - v_y dx = 0 \quad (3.205)$$

Wyrażenie (3.205) stanowi różniczkę zupełną jakiejś funkcji ψ , spełniającej warunek:

$$v_x = \frac{\partial \psi}{\partial y}, \quad v_y = -\frac{\partial \psi}{\partial x} \quad (3.206)$$

Funkcja ψ nazwana została przez G.G. Stokesa funkcją prądu. Jeżeli wyrażenia (3.206) podstawić do równania (3.205), otrzymamy:

$$\frac{\partial \psi}{\partial x} dx + \frac{\partial \psi}{\partial y} dy = d\psi = 0 \quad (3.207)$$

a zatem funkcja:

$$\psi(x, y) = \text{const} \quad (3.208)$$

jest równaniem rodziny linii krzywych, zwanych liniami prądu. Funkcja prądu ma tę właściwość, że dla wszystkich punktów danej linii prądu ma wartość stałą.

Z równań (3.206 i 3.199) wypływają związki zwane równaniami Cauchy-Riemanna:

$$\frac{\partial \phi}{\partial x} = \frac{\partial \psi}{\partial y}, \quad \frac{\partial \phi}{\partial y} = -\frac{\partial \psi}{\partial x} \quad (3.209)$$

Różniczkując równanie pierwsze po y , a drugie po x otrzymujemy:

$$\frac{\partial^2 \phi}{\partial x \partial y} = \frac{\partial^2 \psi}{\partial y^2}$$

$$\frac{\partial^2 \phi}{\partial x \partial y} = -\frac{\partial^2 \psi}{\partial x^2}$$

Wobec równości lewych stron mamy:

$$\nabla^2 \psi = \frac{\partial^2 \psi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \psi}{\partial y^2} = 0 \quad (3.210)$$

Równanie to przypomina równania różniczkowe potencjału prędkości $\nabla^2 \phi = 0$. Równanie Cauchy-Riemanna wskazuje na ortogonalność dwu układów linii:

$$\phi(x, y) = \text{const} \quad \text{i} \quad \psi(x, y) = \text{const}$$

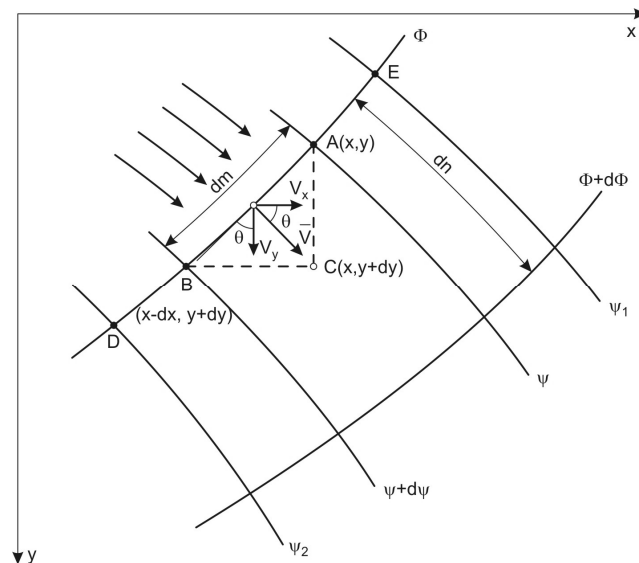
Linie prądu są więc trajektoriami ortogonalnymi linii ekwipotencjalnych, a funkcje ϕ i ψ są funkcjami harmonicznymi sprzężonymi.

Wprowadzając pojęcie funkcji prądu łatwo określić można natężenie przepływu w płaskim ruchu potencjalnym. Wyobraźmy sobie dwie linie prądu ψ_1 i ψ_2 oraz przecinające je trajektorie ortogonalne linii ekwipotencjalnych ϕ_1 i ϕ_2 (rys. 3.59). Elementarne jednostkowe natężenie przepływu:

$$dq = v \, dm = v_x \, dy - v_y \, dx \quad (3.211)$$

a natężenie przez prostokąt o podstawie DE i wysokości = 1:

$$q = \int_D^E v \, dm = \int_{\psi_1}^{\psi_2} (v_x \, dy - v_y \, dx) \quad (3.212)$$



Rys. 3.59. Fragment siatki hydrodynamicznej

Elementarny przepływ dq jest sumą algebraiczną elementarnych przepływów przez przekroje $AC = dy$ i $BC = -dx$, a zależność (3.211) wynika bezpośrednio z rysunku 3.59. Uwzględniając równania (3.206 i 3.207) mamy:

$$dq = \frac{\partial \psi}{\partial y} dy + \frac{\partial \psi}{\partial x} dx = d\psi \quad (3.213)$$

Zatem:

$$q = \int_D^E dg = \int_{\psi_1}^{\psi_2} d\psi = \psi_2 - \psi_1 \quad (3.214)$$

Wynika stąd, że różnica wartości funkcji prądu dwu linii prądu w płaskim ruchu potencjalnym jest natężeniem prądu przez prostokąt o podstawie równej odległości normalnej (wzdłuż linii ekwipotencjalnej) między liniami prądu, a o wysokości równej jedności.

Dla przepływu płaskiego linie ekwipotencjalne $\phi(x, y) = \text{const}$ oraz linie prądu $\psi(x, y) = \text{const}$ przyjmujące dowolne wartości stałe tworzą zbiór linii wzajemnie prostopadłych, które nazywamy siatką hydrodynamiczną.

Siatka hydrodynamiczna pozwala jednoznacznie określić wszystkie interesujące nas parametry przepływu, jak np. wysokość piezometryczną, która związana jest liniowo z potencjałem prędkości $\phi = -kh = -k\left(z + \frac{P}{\gamma}\right)$, spadek hydrauliczny

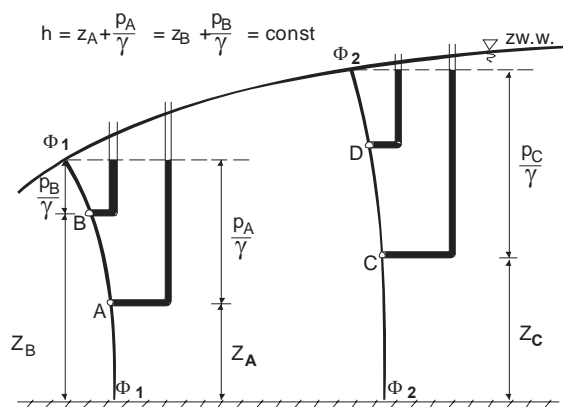
$I = -\frac{dh}{dn}$, prędkość przesączania v , natężenie przepływu itd. Siatka hydrodynamiczna jest graficznym rozwiązaniem równania Laplace'a $\nabla^2 \phi = \nabla^2 \psi = 0$.

Kształt siatki hydrodynamicznej zależy od geometrii obszaru filtracji i warunków brzegowych. Dla ośrodków izotropowych ($k = \text{const}$) kształt siatki hydrodynamicznej nie zależy natomiast od współczynnika filtracji, co wynika m.in. z równania Laplace'a, które dla $k = \text{const}$ przybiera postać:

$$\nabla^2 h = 0$$

gdzie: $h = z + \frac{P}{\gamma}$. Wynika stąd, że w porowatym ośrodku izotropowym linie ekwi-

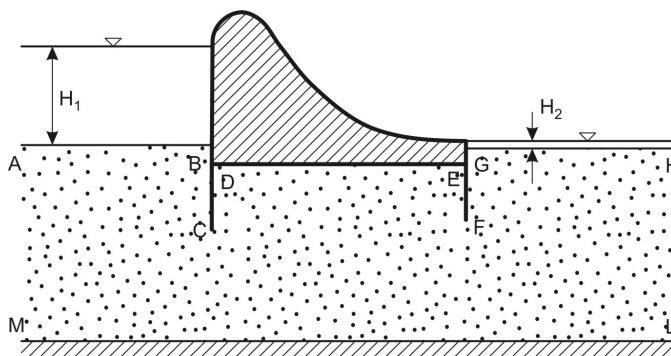
potencjalne są zarazem liniami równych wysokości piezometrycznych. Piezometry założone w dowolnych punktach linii ekwipotencjalnej wskazywać będą zawsze jednakową wysokość piezometryczną (rys. 3.60).



Rys. 3.60. Fizyczne znaczenie linii ekwipotencjalnych strumienia wód podziemnych

Niżej na prostych przykładach przesączenia podano podstawowe warunki brzegowe.

Dla schematu na rysunku 3.61 linie AB i GH są liniami równego potencjału, gdyż wysokość położenia jest stała, a ciśnienie wzdłuż tych linii jest ciśnieniem hydrostatycznym H . Uogólniając można powiedzieć, że każda linia graniczna obszaru filtracji, wzdłuż której występuje ciśnienie hydrostatyczne, jest linią ekwipotencjalną.



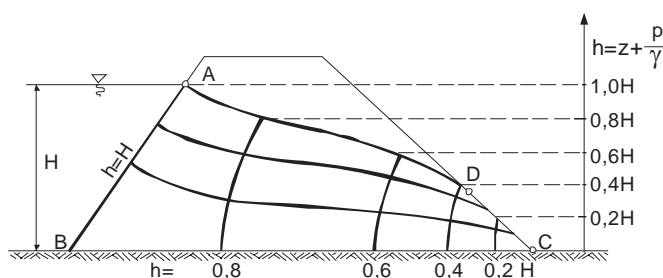
Rys. 3.61. Granice obszaru filtracji pod zaporą betonową

Linie nieprzepuszczalne ograniczające obszar filtracji są liniami prądu. Na rysunku 3.61 liniami tymi są – kontur podziemny zapory BCDEFG oraz strop warstwy nieprzepuszczalnej ML. Granice te spełniają analityczny warunek $\frac{\partial h}{\partial n} = 0$, czyli $\psi = \text{const}$.

Dość znaczne trudności przy konstruowaniu siatek hydrodynamicznych przepływu beznaporowego sprawia zagadnienie swobodnego zwierciadła wody. Do dziś pod

względem matematycznym powierzchnia swobodnego zwierciadła wody jest zagadnieniem nierozwiązanym. Trudności przy wyznaczeniu położenia swobodnego zwierciadła wody polegają na tym, że wzdłuż tej granicy obszaru filtracji spełnione być muszą dwa warunki: stałego ciśnienia i żądanie, aby linia swobodnej powierzchni przedstawiała sobą linię prądu ograniczającą obszar filtracji.

Na rysunku 3.62 linia swobodnego zwierciadła wody przecina skarpe zapory w punkcie D położonym nad jej podstawą. Woda w tym punkcie wychodzi z ośrodka porowatego na powierzchnię i ścieka po skarpie DC. Odcinek CD nazywamy linią lub powierzchnią swobodnego wypływu. Linia CD nie jest linią prądu, gdyż przecinają ją inne linie prądu, kończące się w tym miejscu. Podstawową właściwością swobodnego wypływu jest to, że ciśnienie na tej linii odpowiada ciśnieniu atmosferycznemu. Swobodny wypływ występuje we wszystkich przypadkach filtracji beznaporowej przy wypływie cieczy z ośrodka porowatego.



Rys. 3.62. Filtracja swobodna przez korpus zapory ziemnej

➤ 3.9.3. Wyznaczanie parametrów przepływu filtracyjnego za pomocą siatki hydrodynamicznej przepływu

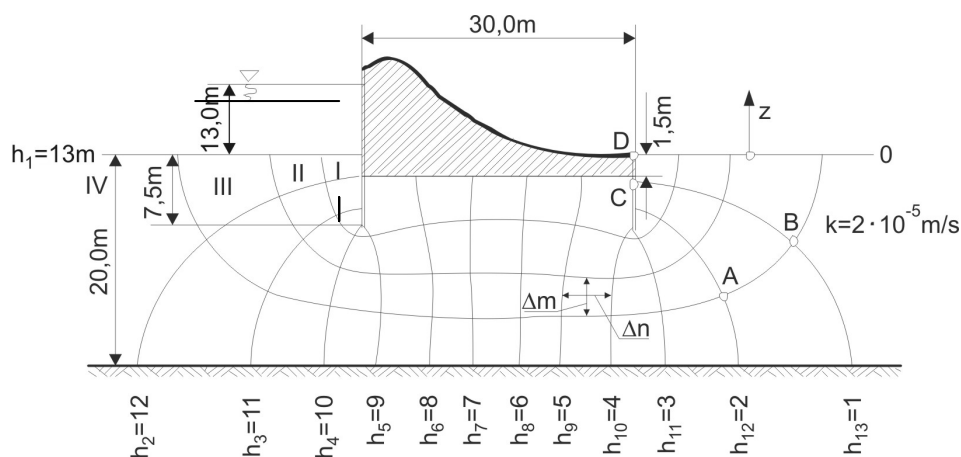
Wspomniano już, że siatka hydrodynamiczna przepływu jest graficznym rozwiązaniem ogólnego równania filtracji:

$$\nabla^2 \phi = 0$$

oraz:

$$\nabla^2 \psi = 0$$

Dysponując siatką hydrodynamiczną danego pola przepływu możemy wyznaczyć wartości wszystkich interesujących nas wielkości dla dowolnych punktów pola przepływu. W szczególności możemy wyznaczyć: wysokość piezometryczną, ciśnienie, spadek hydrauliczny, prędkość filtracji, natężenie przepływu. Sposób wyznaczania poszczególnych wielkości podano na przykładzie siatki hydrodynamicznej przedstawionej na rysunku 3.63.



Rys. 3.63. Siatka hydrodynamiczna pod betonową zaporą

Rysunek 3.63 przedstawia schemat zapory wodnej ze ścianami szczelnymi od górnej i dolnej wody. Przy dostatecznie dużej długości zapory przepływ filtracyjny pod zaporą możemy traktować jako przepływ płaski. Przy konstrukcji siatki hydrodynamicznej przepływu wyznaczono cztery strugi. Pierwsza linia prądu $\psi = 0$ przebiega wzdłuż górnej ścianki szczelnej, dalej wzdłuż podstawy zapory i kończy się po opływie dolnej ścianki. Ostatnia linia prądu $\psi = q$ pokrywa się ze stropem warstwy nieprzepuszczalnej. Wysokość piezometryczna na górnej granicy obszaru filtracji (dno zbiornika od strony górnej wody) wynosi $H_1 = 13,0$ m, poniżej zapory brak dolnej wody, w związku z czym $H = 0$ m. Całkowitą różnicę wysokości piezometrycznej ΔH podzielono na 13 równych części, wobec czego różnica wysokości piezometrycznej między dwoma sąsiednimi liniami równej piezometrycznej wysokości wynosi $\Delta H = 1,0$ m.

W punkcie A znajdującym się na głębokości $z = -15$ m wysokość piezometryczna określona jest przez linię ekwipotencjalną h_{12} przechodzącą przez ten punkt. Wysokość piezometryczna w tym punkcie wynosi $h_A = 2,0$ m, co oznacza, że w piezometrze, który założono by w punkcie A (albo w dowolnym punkcie tej samej linii ekwipotencjalnej), woda podniosłaby się na wysokość 2,0 m ponad przyjęty poziom odniesienia (dno zbiornika). Z relacji $h = z + \frac{p}{\gamma}$ obliczyć można

wysokość ciśnienia w punkcie A. Wynosi ona:

$$\frac{p_A}{\gamma} = h - z = 2,0 - (-15,0) = 17,0 \text{ m}$$

Gdyby chciano wyznaczyć wysokość piezometryczną albo wysokość ciśnienia w punkcie nie leżącym na linii ekwipotencjalnej wyznaczonej siatki, należałoby wykreślić dodatkową linię pomocniczą przechodzącą przez dany punkt, interpolując między sąsiednimi liniami ekwipotencjalnymi.

Spadek hydrauliczny między dwoma liniami ekwipotencjalnymi wyznaczyć można zgodnie z definicją jako stosunek przyrostu wysokości piezometrycznej do długości, na której przyrost ten zachodzi.

Zgodnie z przyjętymi oznaczeniami:

$$I = - \frac{\Delta h}{\Delta n} = - \frac{h_{i+1} - h_i}{\Delta n}$$

gdzie: Δn jest odległością normalną między sąsiednimi liniami ekwipotencjalnymi (wysokości piezometrycznej).

Spadek hydrauliczny między punktami AB odległymi o $\Delta n = 8,0$ m wynosi:

$$I = - \frac{h_{13} - h_{12}}{\Delta n} = - \frac{1 - 2}{8,0} = \frac{1}{8} = 0,125. \text{ Jeżeli różnice wartości między liniami}$$

ekwipotencjalnymi (albo równej wysokości piezometrycznej) są stałe $\Delta h = \text{const}$ i wynoszą $\Delta h = \frac{\Delta H}{N} = \text{const}$, to spadek hydrauliczny obliczyć można według wzoru:

$$I = - \frac{\Delta H}{N \cdot \Delta n} = - \frac{h_{N+1} - h_1}{N \cdot \Delta n}$$

gdzie: ΔH – różnica wysokości piezometrycznej między dolną i górną granicą pola filtracji, N – ilość przedziałów wysokości piezometrycznej Δh . W omawianym przykładzie $N = 13$.

$$I = - \frac{0 - 13,0}{13 \cdot 8,0} = 0,125$$

Prędkość filtracji oblicza się z relacji:

$$\vec{v} = \text{grad } \phi = \frac{d\phi}{dn} = - \frac{d(kh)}{dn}$$

Przy stałej wartości współczynnika filtracji $k = \text{const}$:

$$\vec{v} = -k \frac{dh}{dn}$$

W przypadku obliczania prędkości filtracji na podstawie danych siatki hydrodynamicznej:

$$\vec{v} = -k \frac{\Delta h}{\Delta n}$$

W praktyce często interesuje nas wartość prędkości w miejscu wypływu. Przy prędkościach większych, przekraczających pewną wartość krytyczną, zależną od materiału ośrodka porowatego, dojsć może do zjawiska tzw. sufozji (wynoszenie drobnych cząstek z ośrodka gruntowego), które doprowadzić może do przebicia hydraulicznego, a w konsekwencji do awarii budowli.

Z siatki hydrodynamicznej (rys. 3.63) widać, że największe prędkości wypływu wody z ośrodka gruntowego wystąpią tuż poniżej zapory wzdłuż CD, gdyż w tym przekroju odległość między liniami ekwipotencjalnymi jest najmniejsza. Przy odległości między C i D = $\Delta n = 1,90$ m.

$$v = -2 \cdot 10^{-5} \frac{0-1,0}{1,90} = 1,05 \cdot 10^{-5} \text{ m/s}$$

Zgodnie z zależnościami (3.212 i 3.214) jednostkowe natężenie przepływu wynosi:

$$q = \psi_M - \psi_0 = \int_{\psi_0}^{\psi_M} v \, dm$$

Podstawiając $v = \frac{d\phi}{dn} = -k \frac{dh}{dn}$, ($k = \text{const}$):

$$q = -k \int_{\psi_0}^{\psi_M} \frac{dh}{dn} \, dm \quad (3.215)$$

Posługując się w siatkach hydrodynamicznych przyrostami skończonymi, różniczki równania (3.125) zastępujemy różnicami:

$$q = -k \sum_{i=1}^M \frac{\Delta h}{\Delta n_i} \Delta m_i = -k \frac{\Delta H}{N} \sum_{i=1}^M \frac{\Delta m_i}{\Delta n_i} \quad (3.216)$$

Jeżeli odstęp między liniami prądu Δm są stałe, a ilość strug wynosi M , to równanie (3.216) napisać możemy w postaci:

$$q = -k \frac{M}{N} \Delta m \cdot \Delta H \sum_{i=1}^M \frac{1}{\Delta n_i} \quad (3.217)$$

Δn przyjmujemy jako wartość średnią między dwoma liniami ekwipotencjalnymi dla poszczególnych strug przepływu.

W naszym przykładzie mamy: ilość strug $M = 4$, ilość przedziałów między liniami ekwipotencjalnymi $N = 13$, całkowita różnica wysokości piezometrycznej $\Delta H = 13,0$ m. Wartości Δn_i odczytane z rysunku 3.63 wynoszą: $\Delta n_1 = 5,4$ m, $\Delta n_2 = 5,05$ m; $\Delta n_3 = 4,85$ m; $\Delta n_4 = 4,45$ m. Wartości Δn_i pomierzone zostały między liniami równej wysokości piezometrycznej 6 i 7. Wobec ciągłości ruchu przepływu obliczyć można między dowolnymi liniami ekwipotencjalnymi. W praktyce wybieramy przedziały, które najbardziej zbliżone są do prostokątów lub kwadratów.

Odległość między liniami prądu (grubość strug) wynosi: $\Delta m_1 = 4,80$ m; $\Delta m_2 = 4,80$ m; $\Delta m_3 = 4,45$ m; $\Delta m_4 = 4,45$ m. Podstawiając odczytane wartości do wzoru (3.216) otrzymamy:

$$q = -2 \cdot 10^{-5} \cdot \frac{0-13}{13} \left(\frac{4,80}{5,40} + \frac{4,80}{5,05} + \frac{4,45}{4,85} + \frac{4,45}{4,45} \right) = 2 \cdot 10^{-5} \cdot 3,75 = 7,50 \cdot 10^{-5} \text{ m}^3/\text{sm} = 6,5 \text{ m}^3/\text{dm}$$

Przy długości zapory $l = 200$ m, całkowite natężenie przepływu filtracyjnego pod zaporą wynosi:

$$Q = q \cdot l = 6,5 \cdot 200 = 1300 \text{ m}^3/\text{d}$$

➤ 3.9.3.1. Wyznaczenie natężenia przepływu dla ruchu osiowo-symetrycznego

Przykładem ruchu osiowo-symetrycznego jest dopływ do studni, której siatkę hydrodynamiczną przedstawiono na rysunku 3.64. Przy oznaczeniach przyjętych na rysunku natężenie przepływu między dwoma powierzchniami prądu wynosi:

$$dQ = 2 \pi r \, dm \, v \quad (3.218)$$

W równaniu (3.218) iloczyn $2 \pi r \, dm$ jest powierzchnią przepływu prostopadłą do kierunku wektora prędkości v , odległą od osi studni o r , strugi o szerokości dm .

Ponieważ:

$$v = \frac{d\phi}{dn} = -k \frac{dh}{dn}$$

$$dQ = 2\pi r \, dm \frac{d\phi}{dn} \quad (3.219)$$

Po przekształceniu i zastąpieniu różniczek przyrostami otrzymamy:

$$\Delta Q = -2\pi k \Delta h \frac{r \Delta m}{\Delta n} \quad (3.220)$$

$$\Delta Q = -2\pi k \Delta h \frac{r \Delta m}{2\pi r \Delta m}$$

czyli:

$$\Delta Q = -k \Delta h$$

Jeżeli z konstrukcji siatki hydrodynamicznej otrzymujemy $M + 1$ linii prądu, to całkowitą wydajność studni możemy obliczyć ze wzoru:

$$Q = M \Delta Q = -M k \Delta h \quad (3.222)$$

Ze wzoru (3.222) wynika między innymi, że wydajność studni jest wprost proporcjonalna do współczynnika filtracji.

➤ 3.9.4. Metody konstruowania siatek hydrodynamicznych przepływu

Metody konstrukcji siatek hydrodynamicznych przepływu w ośrodku porowatym podzielić możemy na następujące podstawowe grupy: analityczne, graficzne i modelowe.

Spśród wymienionych metod najprostszą oraz często stosowaną jest metoda graficzna próbnego szkicowania siatki przepływów, nazywana również rozwiązaniem Forchheimera. Rozwiązanie graficzne podane przez Richardsona (1908) i Forchheimera (1930), a rozwinięte przez A. Casagrande'a stosowane jest do wykreślania siatki przepływu płaskich przekrojów o prostej geometrii i nieskomplikowanych warunkach brzegowych. W praktyce inżynierskiej metoda ta stosowana być może do wyznaczania przepływu pod budowlami piętrzącymi, strumienia przepływającego pod grodzą, ścianką szczelną itp.

Metoda graficzna polega na odręcznym szkicowaniu linii prądu i linii ekwipotencjalnych. Otrzymane pierwsze przybliżenie poprawia się tak długo, aż otrzymana siatka spełniać będzie warunki wynikające z jej właściwości. Rozwiązania analityczne równań Laplace'a $\nabla^2 \phi = 0$ i $\nabla^2 \psi = 0$ filtracji ustalonej uzyskać można jedynie w nielicznych przypadkach przy prostej geometrii pola przepływu, jeżeli obszar filtracji odznacza się jednorodnością i izotropią, a warunki brzegowe na granicy obszaru filtracji są jednoznacznie analitycznie określone. Należy przy tym podkreślić, że nie istnieje ściśle rozwiązanie analityczne filtracji swobodnej. Rozwiązanie analityczne filtracji polegające na scałkowaniu równania Laplace'a prowadzi do złożonych układów równań, wymagających najczęściej stosowania elektronicznych maszyn liczących.

W niektórych przypadkach funkcje $\phi(x, y)$ i $\psi(x, y)$, a więc w rezultacie siatkę hydrodynamiczną, otrzymać można przez zastosowanie odwzorowań konforemnych. Wyjaśnienie tej metody, wykraczające poza program wykładów z hydrogeologii, czytelnik znaleźć może w podręcznikach hydrauliki (Rembeza, 1980).

➤ **3.10. Modelowanie przepływu wód podziemnych i migracji zanieczyszczeń**

➤ **3.10.1 Cel modelowania**

Rozwój gospodarczy zależy w istotny sposób od możliwości pokrycia zapotrzebowania ludności i gospodarki w wodę odpowiedniej ilości i jakości. Ze względu na brak lub nieodpowiednią jakość wód powierzchniowych zapotrzebowanie w wodę pokrywane jest często z zasobów wód podziemnych w skali regionalnej. Rozwój cywilizacji sprawia, że stale wzrasta ingerencja człowieka w procesy przepływu wód podziemnych. Dla przykładu wymienić można oddziaływanie konstrukcji uszczelniających tuneli kolei podziemnych, podniesienie poziomu wód gruntowych przez spiętrzenie rzek jazami i zaporami zbiorników wodnych. Szczególnie duże zmiany w reżimie wód podziemnych wywołują odwodnienia stosowane w górnictwie odkrywkowym, wywołujące wielkoobszarowe zmiany ekologiczne i szkody w gospodarce rolnej i leśnej.

Gospodarcza działalność człowieka w wielu przypadkach niekorzystnie wpływać może na jakość wód podziemnych przez wprowadzenie do nich szkodliwych substancji z chemizacji rolnictwa (nawozy mineralne, gnojowica, środki ochrony roślin), ze składowisk odpadów komunalnych i przemysłowych, ścieków, zanieczyszczeń z emisji substancji do atmosfery itp. O ile problemy lokalne, np. dopływu do rowu czy studni rozwiązać można, przy stosunkowo prostej strukturze geologicznej, za pomocą metod analitycznych lub prostych modeli hydraulicznych względnie analogowych, to problemy o złożonej strukturze geologicznej oraz zasięgu regionalnym analizować można w zasadzie jedynie na podstawie złożonych modeli matematycznych, rozwiązywanych metodami numerycznymi przy zastosowaniu programów komputerowych.

Intensywnie rozwijane od lat 70. ubiegłego wieku modele matematyczne filtracji i migracji zanieczyszczeń oraz metody ich rozwiązywania służą dziś przede wszystkim symulacji procesów. Cele symulacji polegają zawsze na wyznaczeniu optymalnych przedsięwzięć sterujących (oddziaływań) jeszcze przed ich realizacją i na poszukiwaniu optymalnych wariantów rozwiązań w praktyce.

➤ 3.10.2. Metody modelowania przepływu wody w ośrodkach porowatych

W technice badań modelowych filtracji rozwinęło się szereg metod, które podzielić możemy na fizyczne (hydrauliczne), analogowe i numeryczne.

Do grupy modeli fizycznych należą nie tylko te, w których przestrzeń filtracji modeluje się z materiału gruntowego, ale i modele w których ośrodek porowaty tworzą np. kulki szklane lub modele imitujące ruch wody w ośrodkach szczelinowych albo krasowych, a zbudowane ze złożonej sieci rur przez które przepływać może ciecz.

Zastosowanie odpowiedniej metody badawczej do rozwiązania konkretnego problemu zależy głównie od następujących czynników:

- charakteru ruchu – uwarstwowionego czy burzliwego oraz ustalonego lub nieustalonego,
- jednorodności warunków hydrogeologicznych (przepuszczalności, pojemności wodnej, miąższości warstw wodonośnych),
- wymiarów obszaru filtracji (lokalny, regionalny) oraz obiektów wpływających na zasilanie, pobór i ruch wód podziemnych,
- badanych wielkości filtracji (kształtu zwierciadła wody względnie powierzchni (linii) ciśnień piezometrycznych, prędkości filtracji, natężenia przepływu, zjawisk kapilarnych i mechanicznych, zachodzących w ośrodku porowatym w czasie przepływu itp.).

➤ 3.10.2.1. Modele gruntowe

Model gruntowy wykonuje się najczęściej z naturalnego materiału gruntowego, odpowiadającego właściwościami ośrodkowi naturalnemu. Oznacza to, że skład granulometryczny, porowatość i współczynnik filtracji są równe co do wartości w modelu i w naturze.

Model gruntowy spełniać musi przede wszystkim warunki podobieństwa geometrycznego. Wszystkie wymiary przestrzeni filtracji w modelu są zredukowane przez współczynnik skali długości:

$$\lambda_\ell = \frac{\ell_r}{\ell_m} \quad (3.223)$$

gdzie:

ℓ_r – wymiary długości rzeczywistej

ℓ_m – wymiary długości na modelu

Warunek podobieństwa geometrycznego (3.223) jest równoznaczny z podobieństwem kształtu, odpowiednie kąty na modelu i w naturze są sobie równe.

W tym samym stosunku co wymiary przestrzeni filtracji są redukowane również wysokości wody i ciśnienia w polu przepływu oraz na granicach obszaru filtracji:

$$\lambda_h = \frac{h_r}{h_m} = \lambda_l \quad (3.223a)$$

a w związku z tym, gradienty hydrauliczne w odpowiadających sobie punktach modelu i w naturze są identyczne:

$$I = \frac{dh_r}{d\ell_r} = \frac{dh_m}{d\ell_m} \quad (3.224)$$

Przedstawiony wzorem (3.224) warunek równości spadków jest spełniony, gdy ciężar właściwy cieczy stosowanej do badań modelowych jest równy ciężarowi właściwemu cieczy w naturze. Jeżeli gradient hydrauliczny i współczynnik filtracji na modelu i w rzeczywistości są sobie równe, to prędkość filtracji zgodnie z prawem Darcy'ego wynosi:

$$v = k I$$

i jest równa prędkości filtracji w naturze $\left(\frac{v_r}{v_m} = 1\right)$.

Jeżeli współczynnik filtracji modelu k_m różni się od rzeczywistego k_r , prędkość filtracji rzeczywistej obliczymy z zależności:

$$v_r = \lambda_k k_m I \quad (3.225)$$

gdzie:

$$\lambda_k = \frac{k_r}{k_m} \text{ – skala współczynnika filtracji}$$

Skala czasu:

$$\lambda_t = \lambda_k^{-1} \lambda_\ell, \quad \text{dla } \lambda_k = 1 \Rightarrow \lambda_t = \lambda_\ell \quad (3.226)$$

Warunek (3.226) oznacza, że dla $k_m = k_r$ skala czasu równa się skali długości.

Znając skalę długości i skalę czasu można przenieść wartości geometryczne i kinematyczne modelu na warunki naturalne.

Skala prędkości:

$$\lambda_v = \frac{\lambda_\ell}{\lambda_t} = \frac{\lambda_\ell}{\lambda_k^{-1} \lambda_\ell} = \lambda_k \quad (3.227)$$

$$\text{dla } \lambda_k = 1 \Rightarrow \lambda_v = 1, \Rightarrow \lambda_t = \lambda_\ell$$

Skala natężenia przepływu $Q \left(\frac{\ell^3}{T} \right)$

$$Q = \frac{\lambda_\ell^3}{\lambda_k^{-1} \lambda_\ell} = \lambda_\ell^2 \lambda_k \quad (3.228)$$

dla:

$$\lambda_k = 1 \Rightarrow \lambda_Q = \lambda_\ell^2 \quad (3.228a)$$

W tabeli 30 podano współczynniki skali różnych wielkości geometrycznych i kinematycznych. W rubryce 3 podano skale, dla przypadku gdy wielkości gruntu na modelu i w naturze są różne, w rubryce 4 skale, gdy do modelu użyto gruntu o właściwościach identycznych do rzeczywistych.

Tabela 30

Skale podobieństwa wielkości geometrycznych i kinematycznych

Wielkość	Wymiar	Skala ($\lambda_k \neq 1$)	Skala ($\lambda_k = 1$)
1	2	3	4
Wielkość geometryczna			
długość	ℓ	λ	λ
powierzchnia	ℓ^2	λ^2	λ^2
objętość	ℓ^3	λ^3	λ^3
Wielkości kinematyczne			
czas	t	$\lambda_k^{-1} \lambda$	λ
prędkość	$\ell \cdot t^{-1}$	λ_k	1
przyspieszenie	$\ell \cdot t^{-2}$	$\lambda_k^2 \lambda^{-1}$	λ^{-1}
natężenie przepływu	$\ell^3 \cdot t^{-1}$	$\lambda_k \lambda^2$	λ^2

Podane w tabeli 30 skale podobieństwa odnoszą się do badań, w których właściwości cieczy w modelu i naturze są takie same. Z wyżej podanych warunków podobieństwa nietrudno zauważyć, że w modelach gruntowych mamy do czynienia z dwoma skalami długości. W modelu bowiem zmniejszamy wymiary przestrzeni filtracji, natomiast ośrodek porowaty (ziarna gruntu, porowatość) posiada wymiary rzeczywiste, nie zmienione. Stąd wniosek, że modele gruntowe przedstawiają zniekształcone warunki rzeczywiste. Stopień zniekształcenia jest równy skali długości λ . Mimo albo raczej wskutek zniekształcenia siły hydrodynamiczne,

w szczególności siły tarcia, odgrywające decydującą rolę w ruchu filtracyjnym, są równe co do wartości siłom w warunkach rzeczywistych. Modele gruntowe (zniekształcone) dostarczają nam cennych informacji dotyczących różnych wielkości hydrodynamicznych filtracji pod warunkiem, że o warunkach ruchu decydują siły tarcia, a pozostałe siły, w pierwszym rzędzie siły kapilarne i molekularne, mogą być pominięte. W przypadkach gdy ruch w ośrodku porowatym określony jest również przez siły kapilarne i molekularne, zamiast trzech praw podobieństwa (geometryczne, kinematyczne i Reynoldsa) uwzględniać należy dziesięć praw teorii podobieństwa mechanicznego, m.in. prawo podobieństwa dynamicznego Newtona, w szczególności prawo Froude'a i prawo Cauchy'ego.

Teorie i prawa podobieństwa stanowią podstawę znalezienia zależności między poszczególnymi parametrami modelu, a wartościami rzeczywistymi. Ścisłe określenie tych zależności stanowi dzisiaj specjalną nową gałąź wiedzy i badań. Próby uogólnienia tzw. twierdzeń modelowych dla modelowania praktycznego są bardzo rzadkie. Modele gruntowe zniekształcone w sposób wyżej podany przydatne są przede wszystkim do badania sił tarcia. W modelach tych siły kapilarne są identyczne z występującymi w naturze, o ile ciecz i grunt w obu przypadkach są jednakowe.

Poniżej strefy kapilarnej naturalnej wysokości znajduje się strefa saturacji, w której wszystkie wymiary zmniejszone są o wartość λ . Mamy więc dodatkowe zniekształcenie między strefą kapilarną a strefą saturacji. Zakładając identyczność materiału gruntowego modelu i w naturze, natężenie przepływu w strefie kapilarnej będzie również równe naturalnemu.

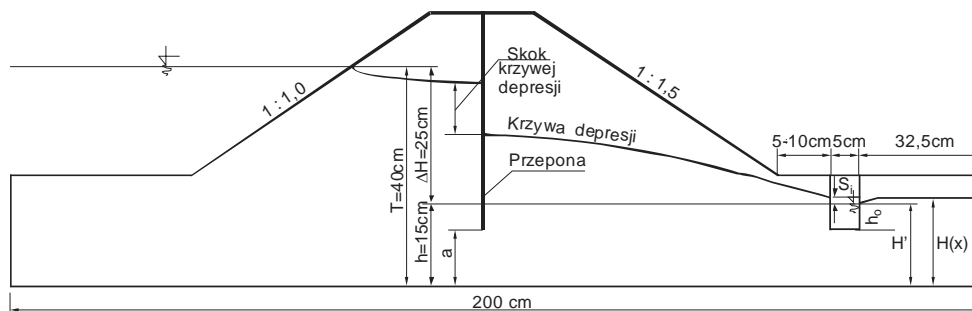
Skala natężenia przepływu kapilarnego równa się jedności, podczas gdy dla warstwy poniżej strefy kapilarnej skala ta wynosi jak wiemy λ^2 . W praktyce, rozdzielenie obydwu stref, jak również oddzielne pomiary natężenia przepływu sprawiają wiele trudności.

Dla ilustracji podano przykład badań wykonanych w Instytucie Budownictwa Wodnego AR we Wrocławiu przez J. Krężła [58]. Na rysunku 3.65 przedstawiono przekrój modelu gruntowego. Model wykonany został w skali 1:50 z jednorodnego gruntu o naturalnym uziarnieniu. Celem badań było m.in. określenie wpływu głębokości założenia przepony wodoszczelnej na wartość przesiąków przez i pod zaporą ziemną. Poniżej zapory założono rów odwadniający, celem przechwycenia części przesiąków. Poza pomiarami natężenia przepływu określono położenie krzywej depresji w zaporze oraz poziomu wody poniżej zapory. Zmieniając głębokość i usytuowanie rowu określić można wpływ rowu na wartość przesiąków oraz na położenie zwierciadła wody. W czasie badań utrzymywano stałą wysokość górnego i dolnego poziomu wody, w związku z czym filtracja miała charakter ustalony.

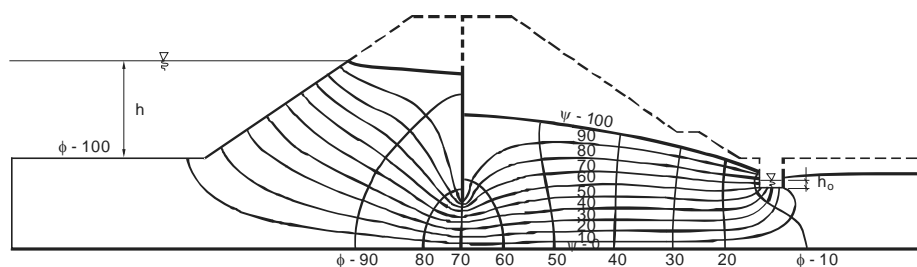
Model gruntowy wykonany został w skrzyni hydraulicznej, w której jedna ze ścian wykonana została z plexiglasu dla obserwacji wizualnej przepływu. W dnie

skrzyni i w ścianie podłużnej założono baterię piezometrów dla określenia wysokości piezometrycznej w różnych punktach pola przepływu, co pozwoliło drogą interpolacji wyznaczyć linie równego potencjału prędkości.

Linie prądu otrzymano przez punktowe barwienie cieczy od strony górnej wody. Przemierzając się wzdłuż ściany z plexiglasu barwnik wyznaczał linie prądu ψ . W rezultacie można było wyznaczyć siatki hydrodynamiczne przepływu (rys. 3.66).



Rys. 3.65. Przekrój podłużny modelu gruntowego [58]



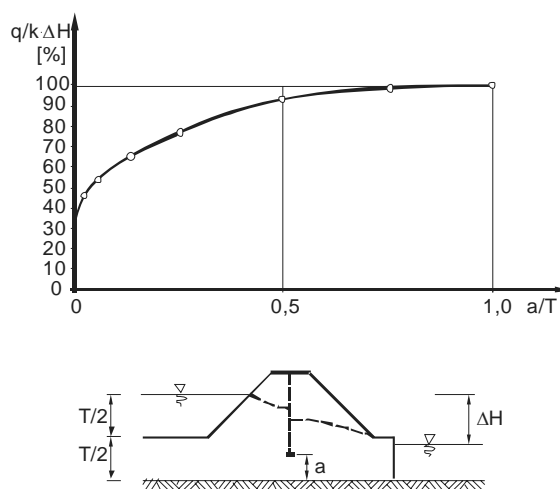
Rys. 3.66. Siatka hydrodynamiczna zapory ziemnej z przeponą wodoszczelną

W wyniku przeprowadzonych badań ustalono m.in. wpływ głębokości założenia przepony wodoszczelnej na ilość przesączającej się wody (rys. 3.67). Przytoczony przykład badań nie daje pełnego przeglądu możliwości oraz trudności związanych z badaniami na modelach gruntowych. Do podstawowych mankamentów i wad modeli hydraulicznych można zaliczyć:

- 1) pracochłonność przygotowania modelu i badań,
- 2) niedostateczną dokładność wyników badań,
- 3) trudności w rozdzieleniu przepływu kapilarnego od przepływu w strefie saturacji,

- 4) zapowietrzanie się modelu (wydzielanie się powietrza w porach gruntu) w czasie przepływu wody,
- 5) duże wymiary modelu.

Metoda hydrauliczna jest obecnie coraz rzadziej stosowana w technice badań modelowych. Wypierają ją skutecznie przede wszystkim metody komputerowe. Dziedziną, w której modele gruntowe są niezastąpione, są badania dotyczące **wpływu filtracji na właściwości fizyczne i mechaniczne ośrodka porowatego**. Przykładem mogą być badania dotyczące sufozji gruntu (wymywania ziarn, cząstek gruntu), upłynniania się gruntu (kurzawki), przebicia hydraulicznego itp. Modele gruntowe są poza tym bardzo ilustracyjne i pomagają, zwłaszcza początkującym badaczom, w wyrobieniu odpowiedniej intuicji hydromechanicznej.



Rys. 3.67. Wskaźnik przesiąków q/kH w zależności od głębokości przepony [58]

➤ 3.10.2.2 Modele analogowe

Szereg zjawisk, różnych pod względem fizycznym, opisanych jest wspólnymi równaniami matematycznymi. Stwarza to możliwość badania pewnych wielkości określonego procesu fizycznego i przeniesienia wyników badań do rozwiązania zagadnienia innego zjawiska fizycznego. W praktyce badań ruchu wody w ośrodkach porowatych najczęściej wykorzystywana jest analogia elektryczna, zwana analogią elektrohydrodynamiczną AEHD oraz tzw. analogia szczelinowa.

Analogia między przepływem prądu elektrycznego a ruchem wody w ośrodku porowatym opiera się na identyczności równań matematycznych równowagi sił i ciągłości ruchu. Równaniu równowagi sił, wyrażonym przez prawo Darcy'ego,

odpowiada w elektrotechnice prawo Ohma, zasadzie ciągłości ruchu odpowiada zasada zachowania ładunku elektrycznego, wyrażona prawem Kirchhoffa.

Wykorzystując pierwsze prawo Ohma:

$$U = I R$$

oraz drugie prawo:

$$R = \rho \frac{\ell}{F}$$

możemy napisać:

$$i = \frac{I}{F} = c \frac{U}{\ell}$$

gdzie:

U – napięcie elektryczne

R – całkowity opór przewodnika

I – natężenie prądu płynącego przez przewodnik

ρ – oporność właściwa przewodnika

F – powierzchnia przekroju przewodnika

ℓ – długość przewodnika

i – gęstość prądu

$c = \frac{1}{\rho}$ – przewodność właściwa przewodnika

Porównując wzór na gęstość prądu ze wzorem Darcy'ego:

$$v = k \frac{dH}{d\ell}$$

widzimy ich podobieństwo matematyczne. Wielkości elektryczne i hydrauliczne wzajemnie sobie odpowiadające zestawiono w tabeli 31.

Równanie ciągłości ruchu (3.29) przy zerowej infiltracji ma postać:

$$\nabla^2 h = \frac{S}{T} \frac{\partial h}{\partial t} \quad (3.229)$$

Prawo Kirchhoffa zapisać można w postaci:

$$\nabla^2 U = c R \frac{\partial U}{\partial t} \quad (3.230)$$

Dla ruchu ustalonego równania (3.229 i 3.230) przyjmują postać:

$$\nabla^2 h = 0$$

$$\nabla^2 U = 0$$

∇^2 – operator Laplace’a (laplasjan):

$$\nabla^2 = \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} + \frac{\partial^2}{\partial z^2}$$

Zbudowany na podstawie analogii matematycznej zjawisk filtracji i przepływu prądu elektrycznego model spełniać musi następujące warunki:

- zachowane być muszą proporcje między wielkościami elektrycznymi pola prądu i hydraulicznymi pola filtracji,
- warunki brzegowe i początkowe na modelu elektrycznym i w naturalnym obszarze filtracji muszą być identyczne.

Tabela 31

Wielkości hydrauliczne i elektryczne wzajemnie sobie odpowiadające

Lp.	Wielkość hydrauliczna	Oznaczenie	Wielkość elektryczna	Oznaczenie
1.	Wysokość hydrauliczna	h	Napięcie elektryczne	U
2.	Współczynnik filtracji	k	Przewodność właściwa	c
3.	Prędkość filtracji	v	Gęstość prądu	i
4.	Natężenie przepływu	Q	Natężenie prądu	I
5.	Pojemność wodna ośrodka	S	Pojemność elektryczna	C
6.	Przewodność hydrauliczna	T	Odwrotność oporu	R ⁻¹

Przy spełnieniu powyższych warunków, pomierzony na modelu elektrycznym rozkład potencjału elektrycznego $U(x, y, z, t)$ może być przetransponowany na występujący w naturze rozkład wysokości piezometrycznej $h(x, y, z, t)$, co najczęściej stanowi rozwiązanie interesującego nas zagadnienia. Pomiar natężenia prądu pozwala na określenie natężenia przepływu cieczy.

Z uwagi na fakt, iż w związku z rozwojem matematycznych modeli i komputerowymi obliczeniami modele analogowe są dziś rzadko stosowane, nie będą tutaj szerzej omawiane.

➤ **3.10.2.3. Podstawy modelowania matematycznego przepływu w ośrodkach porowatych**

Podstawę teoretyczną modeli matematycznych procesu filtracji stanowi w ogólnym przypadku nieliniowe równanie różniczkowe drugiego rzędu omówione w rozdz. 3.3 i 3.4. Rozwiązanie problemu filtracji polega na wyznaczeniu funkcji wysokości hydraulicznej $h(x, y, z, t)$, która w całej przestrzeni filtracji spełnia równanie różniczkowe filtracji, a na brzegach ograniczających obszar filtracji odpowiednie warunki brzegowe (patrz 3.4.4).

W zadaniach z powierzchnią swobodną obszar filtracji, odpowiadający pełnemu nasyceniu, nie jest z góry znany. Należy w związku z tym znaleźć taką powierzchnię ograniczającą obszar filtracji, która spełnia równanie różniczkowe filtracji i odpowiednie warunki brzegowe, a ponadto na powierzchni swobodnej warunek:

$$h(x, y, z, t) = z$$

oznaczający, że na powierzchni swobodnej wysokość hydrauliczna h odpowiada wysokości położenia zwierciadła wody, a ciśnienie na swobodnej powierzchni $p = 0$.

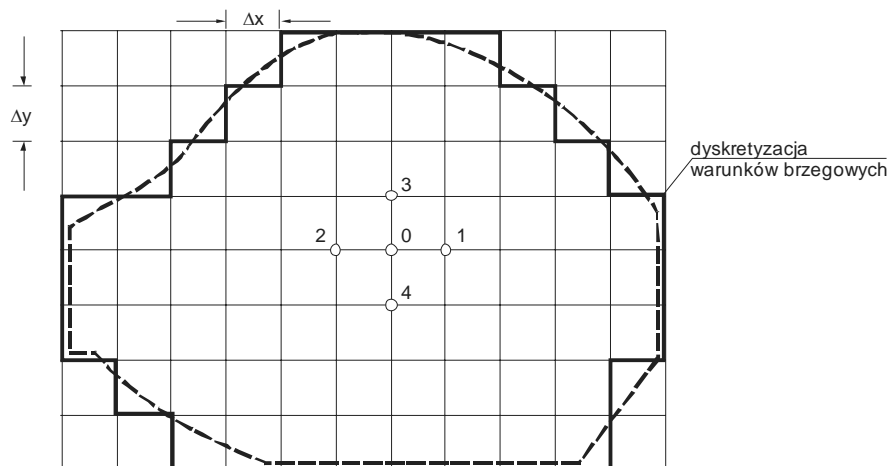
Przez model matematyczny filtracji rozumiemy układ równań wraz z warunkami brzegowymi i początkowymi opisujący proces filtracji w obszarze o określonych granicach przy znanych (zdeteminowanych) parametrach hydrogeologicznych systemu.

Rozwój technik komputerowych pozwolił na numeryczne metody rozwiązywania modeli matematycznych. Wśród metod numerycznych najczęściej stosowane są: metoda różnic skończonych (MRS) i metoda elementów skończonych (MES).

W metodzie MRS pochodne cząstkowe równania różniczkowego filtracji zastępuje się ilorazami różnicowymi. Modelowanie numeryczne polega na dyskretnym podziale przestrzeni filtracji na bloki o wymiarach $\Delta x \cdot \Delta y \cdot \Delta z$ (filtracja trójwymiarowa) lub siatką $\Delta x \cdot \Delta y$ (filtracja dwuwymiarowa, przy czym najczęściej stosowane są siatki regularne, prostokątne lub kwadratowe (rys. 3.68).

Jeżeli potencjały (wysokości hydrauliczne) w węzłach siatki wynoszą odpowiednio h_0, h_1, h_2, h_3, h_4 , średnia wartość pierwszych pochodnych w punkcie między węzłem 0 a czterema sąsiednimi węzłami może być przybliżona np. następującymi ilorazami różnicowymi:

$$\left(\frac{\partial h}{\partial x} \right)_{0-1} \approx \frac{h_1 - h_0}{\Delta x} ; \quad \left(\frac{\partial h}{\partial y} \right)_{0-3} \approx \frac{h_3 - h_0}{\Delta y} \quad (3.231)$$

Rys. 3.68. Dyskretyzacja pola filtracji siatką prostokątną $\Delta x \cdot \Delta y$

$$\left(\frac{\partial h}{\partial x}\right)_{2-0} \approx \frac{h_0 - h_2}{\Delta x}; \quad \left(\frac{\partial h}{\partial y}\right)_{4-0} \approx \frac{h_0 - h_4}{\Delta y} \quad (3.232)$$

Ilorazy (3.231) nazywamy aproksymacją z różnicą wprzód, ilorazy (3.232) – aproksymacją z różnicą wstecz.

Drugie pochodne wynoszą:

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} &\approx \frac{1}{(\Delta x)^2} (h_1 + h_2 - 2h_0) \\ \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} &\approx \frac{1}{(\Delta y)^2} (h_3 + h_4 - 2h_0) \end{aligned} \right\} \quad (3.233)$$

Wykorzystując (2.233) operator Laplace'a w równaniu (3.229) zastąpić można przybliżeniem:

$$\nabla^2 h = \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} \approx \frac{1}{(\Delta x)^2} (h_1 + h_2 - 2h_0) + \frac{1}{(\Delta y)^2} (h_3 + h_4 - 2h_0)$$

Dla siatki kwadratowej $\Delta x = \Delta y$ równanie (3.229) przyjmie postać:

$$\frac{h_1 + h_2 + h_3 + h_4 - 4h_0}{\Delta x^2} = \frac{S}{T} \frac{\partial h}{\partial t} \quad (3.234)$$

Pochodne cząstkowe pierwszego rzędu $\frac{\partial h}{\partial t}$ aproksymować można ilorazami różnicowymi pierwszego rzędu. Ponieważ znana jest jedynie początkowa wartość h_t , a nie wartość dla $t + \Delta t$, pochodną czasową zastąpić należy aproksymacją z różnicą wstecz, czyli różnicą dla wcześniej określonej wysokości:

$$\frac{\partial h_i}{\partial t} \approx \frac{\Delta h_i}{\Delta t} = \frac{h_{i,t} - h_{i,t-\Delta t}}{\Delta t}$$

W rezultacie równanie (2.234) dla węzła 0 przyjmie postać:

$$\frac{h_1 + h_2 + h_3 + h_4 - 4h_0}{\Delta x^2} = \frac{S}{T} \frac{h_{0,t} - h_{0,t-\Delta t}}{\Delta t}$$

Identyczne równania spełnione być muszą dla każdego węzła siatki. W rezultacie dla schematów jawnych otrzymuje się układ równań, który dla odpowiednich warunków brzegowych i początkowego rozwiązania można drogą iteracji, trwającej tak długo aż w każdym węźle spełnione jest równanie (3.234), metodą eliminacji Gaussa lub innymi metodami.

W metodzie elementów skończonych (MES), obecnie najczęściej stosowanej, obszar przepływu dzieli się na elementy skończone, głównie trójkątne z węzłami w wierzchołkach, z liniową zmiennością w ramach pojedynczego trójkąta funkcji opisującej rozkład wysokości hydraulicznej w węzłach. Najczęściej przyjmuje się również, że wartości wszystkich parametrów hydrogeologicznych wewnątrz każdego elementu są równe średniej arytmetycznej wartości parametrów w węzłach.

Rozpoczęcie obliczeń wymaga wprowadzenia warunku początkowego, równoznacznego z określeniem wartości wysokości hydraulicznej we wszystkich węzłach podziału na elementy i określenia kroku czasowego Δt . Wartości wysokości hydraulicznej w węzłach dla chwili początkowej można określić na podstawie wykonanych pomiarów, obliczeń dla stanu ustalonego albo na podstawie dotychczasowych symulacji.

Generalnie, dla każdego kroku czasowego, numeryczne rozwiązanie modelu polega na wykonaniu następujących czynności:

- zdefiniowaniu warunków brzegowych dla każdej chwili, dla której prowadzimy obliczenia,
- dyskretyzacji obszaru filtracji, prowadzącej do zbudowania układu równań z liczbą równań równą liczbie węzłów,
- rozwiązaniu układu równań, polegającego na obliczeniu wartości wysokości hydraulicznej we wszystkich węzłach dla chwili $t + \Delta t$,
- wyprowadzeniu wyników i graficznej ich prezentacji dla wybranych punktów czasowych.

Podstawowe trudności w budowie modeli numerycznych wynikają z faktu, iż każdemu blokowi (węzłowi) przypisać należy konkretną wartość parametrów hydrogeologicznych i zasilania (poboru wody). Przy ograniczonym (punktowym) rozpoznaniu naturalnego systemu dane dotyczące wartości parametrów i zasilania (infiltracji) charakteryzują się dużą przypadkowością i niepewnością.

W związku z powyższym, zanim wykonane zostaną obliczenia prognostyczne, konieczna jest kalibracja (tarowanie) modelu, polegająca na takim dopasowaniu parametrów hydrogeologicznych, aby uzyskać możliwie małe różnice między wartościami obliczonymi a pomierzonymi w naturze. Najczęściej porównuje się obliczone i pomierzone wartości wysokości hydraulicznej lub dopływ do wód powierzchniowych. W wyniku kalibracji winno się uzyskać:

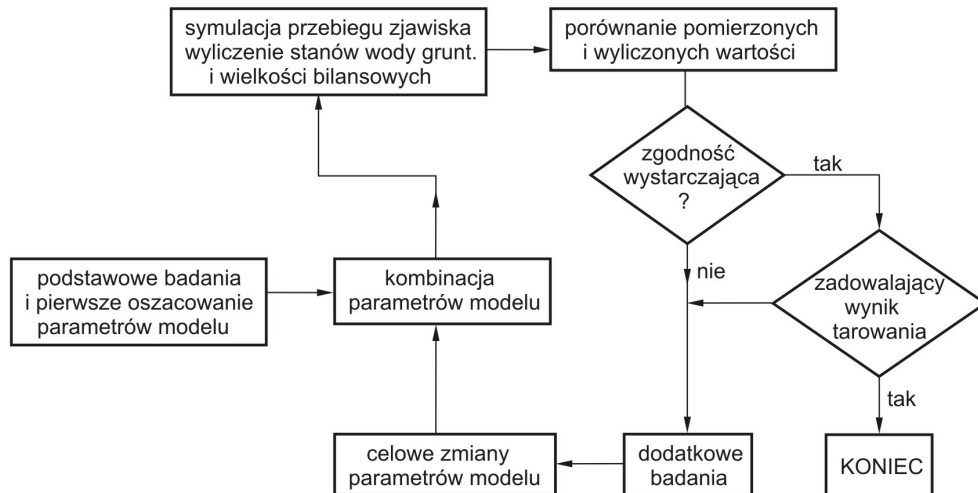
$$G = \sum |H_{obl} - H_{pom}|^2 = \min$$

$$F = \sum |Q_{obl} - Q_{pom}| = \min$$

Drugi problem, w istotny sposób wpływający na wynik obliczeń, dotyczy przyjęcia na granicach modelowanego obszaru właściwych warunków brzegowych. Przyjmowany często warunek brzegowy I rodzaju ($H = \text{const}$) może być źródłem poważnych błędów, zwłaszcza przy znacznych wymuszeniach, np. poborze wody lub spiętrzeniu wody powierzchniowej w pobliżu granic modelowanego obszaru. Znacznie pewniejsze jest przyjmowanie warunków II ($Q = \text{const}$) lub III rodzaju.

Po wytarowaniu modelu konieczna jest jego weryfikacja. Polega ona na sprawdzeniu poprawności działania modelu, z parametrami określonymi w procesie tarowania, na niezależnych danych pomiarowych. Weryfikacja modelu jest niezbędna do potwierdzenia wiarygodności modelu. Schemat ideowy tarowania modelu przedstawiono na rysunku 3.69.

Metody identyfikacji parametrów hydrogeologicznych, kalibracji modelu i struktury modelu wykraczają poza ramy podręcznika. Czytelnika zainteresowanego problemami modelowania procesów hydrogeologicznych odsyła się do literatury specjalistycznej [23, 68, 94].



Rys. 3.69. Schemat ideowy tarowania modelu

➤ 3.10.3. Modele transportu zanieczyszczeń w strumieniu wód podziemnych

Wprowadzane przez człowieka substancje do środowiska atmosferycznego, glebowego i wód powierzchniowych stanowią zagrożenie dla jakości wód podziemnych.

Podstawowymi, antropogenicznymi źródłami zanieczyszczenia wód podziemnych są:

- opady atmosferyczne z substancjami szkodliwymi z emisji przemysłowych,
- nawozy mineralne i organiczne oraz środki ochrony roślin związane z produkcją rolniczą,
- składowiska odpadów przemysłowych i komunalnych,
- magazyny paliw, środków chemicznych,
- ścieki wprowadzane do wód powierzchniowych i do ziemi.

Pierwsze dwie grupy źródeł zanieczyszczeń mają charakter obszarowy, pozostałe mają charakter punktowy.

Zanieczyszczenia, które dostały się do strumienia wód podziemnych są w nim przenoszone (transportowane), ulegają w nim dyfuzji, dyspersji, sorpcji i desorpcji, rozpadowi.

Celem modelowania transportu (migracji) zanieczyszczeń są najczęściej dwa zagadnienia:

- 1) określenie wpływu źródła zanieczyszczeń na rozkład stężenia substancji w strumieniu wód podziemnych poniżej źródła zanieczyszczeń,
- 2) zbadanie, czy istnieje taki sposób eksploatacji ujęcia wód, przy którym koncentracja zanieczyszczeń zostaje zmniejszona do dopuszczalnych np. dla wody do picia.

W przypadku zanieczyszczeń obszarowych modele mają dostarczyć informacji o postępie degradacji jakości wody zbiorników wód podziemnych oraz o wpływie np. chemizacji rolnictwa na jakość wód powierzchniowych, zasilanych przez wody podziemne.

Ostatecznym celem prognozowania zmian jakości wód podziemnych, w której modele migracji zanieczyszczeń są tylko instrumentem rozpoznania procesu, powinno być zawsze ustalenie sposobów i programów ochrony ich jakości.

Rozprzestrzenianie się zanieczyszczeń wyznacza się najczęściej za pomocą numerycznych modeli transportu. Aktualnie w badaniach hydrogeologicznych wykorzystuje się w tym celu powszechnie model MT3D (**M**ass **T**ransport in **3** **D**imensions [114,115]). Model MT3D służy opisowi przestrzennego transportu zanieczyszczenia w strumieniu wód podziemnych, dla którego obliczone zostało pole prędkości przepływu, w szczególności wysokości piezometryczne, z wykorzystaniem modelu przepływu MODFLOW – 2000 [68].

Równanie transportu w ośrodku wodonośnym we współrzędnych naturalnych, przy założeniu liniowej izotermy adsorpcji, ma postać [45]:

$$-\frac{U_s}{R_d} \frac{\partial c}{\partial s} + \frac{\partial}{\partial s} \left(\frac{D_L}{R_d} \cdot \frac{\partial c}{\partial s} \right) + \frac{\partial}{\partial n} \left(\frac{D_T}{R_d} \cdot \frac{\partial c}{\partial n} \right) + \sum W = \frac{\partial c}{\partial t} \quad (3.235)$$

⏟
⏟
⏟
⏟
⏟

człon człon dyspersji człon dyspersji człon zmiana
 adwekcyjny w kierunku w kierunku źródłowy koncentracji
 zgodnym prostopadłym z kierunku do kierunku
 z kierunkiem wektora prędkości
 przepływu

gdzie:

c – koncentracja substancji w wodzie [kg/m^3],

c_s – koncentracja substancji w fazie stałej [kg/kg], $c_s = K \cdot c$,

K – współczynnik adsorpcji (rozdziła) [m^3/kg], zależny od właściwości fazy stałej i substancji rozpuszczonej,

R_d – współczynnik opóźnienia w wyniku adsorpcji:

$$R_d = \frac{U}{U_s} = 1 + K \frac{1-n}{n_e} \rho_s$$

gdzie:

- U – prędkość efektywna (skuteczna) [m/s],
- U_s – średnia prędkość transportu substancji,
- D_L/D_T – współczynnik dyspersji podłużnej/poprzecznej [m^2/s],
- W – źródło zewnętrzne [$kg/m^3 \cdot s$], wniesienie (+) i wyniesienie substancji (-), zmiana koncentracji wskutek rozkładu substancji,
- ρ_s – gęstość właściwa szkieletu gruntowego [kg/m^3],
- n – porowatość całkowita,
- n_e – porowatość efektywna.

Warstwa wodonośna zawiera materiały, które są w stanie wchłaniać (absorbować) substancje rozpuszczone w wodzie. **Sorpcja** polega na gromadzeniu na powierzchni albo wewnątrz fazy stałej substancji rozpuszczonych w wodzie jako następstwo transferu masy pomiędzy roztworem a fazą stałą. Jeżeli substancja osadza się na powierzchni fazy stałej, mamy do czynienia z **adsorpcją**, natomiast jeżeli wnika do ciała stałego, mówimy o **absorpcji**.

Wszystkie substancje stałe w wodonoścu mogą być sorbentami, przy czym pojemność sorpcyjna zależy od właściwości minerału i powierzchni właściwej, wzrasta ze wzrostem powierzchni właściwej, a więc wraz ze stopniem rozdrobnienia skały.

Podział substancji pomiędzy rozpuszczoną C i zasorbowaną formą C_s przy stałej temperaturze w systemie z sorbitem i sorbentem opisuje izoterma sorpcji. Najbardziej znane to izotermy Henry'ego (1903), Freundlicha (1909) i Langmuira (1918). Najprostsza izoterma Henry'ego zakłada odwracalność sorpcji (adsorpcja – desorpcja) i liniową zależność od stężenia:

$$C_s = KC$$

Izoterma Henry'ego stosowana być może ze względu na swą liniowość tylko w zakresie małych stężeń.

Równanie transportu dla przypadku jednowymiarowego przepływu ma postać:

$$\frac{\partial c}{\partial t} + \frac{U \partial c}{R_d \partial x} = \frac{D_L}{R_d} \frac{\partial^2 c}{\partial x^2}$$

W przypadku punktowego wprowadzenia substancji rozwiązanie równania ma postać:

$$c(x, t) = \frac{E}{2 B M n_e R_d \sqrt{\alpha_L} \sqrt{\pi U t / R_d}} \exp \left[- \frac{(x - U t / R_d)^2}{4 \alpha_L U t / R_d} \right]$$

Dla przypadku dwuwymiarowego:

$$c(x, y, t) = \frac{E}{4 M n_e R_d \sqrt{\alpha_L} \alpha_T \sqrt{\pi U t / R_d}} \exp \left[-\frac{(x - Ut/R_d)^2}{4 \alpha_L U t / R_d} - \frac{y^2}{4 \alpha_T U t / R_d} \right]$$

gdzie:

E – masa wprowadzonej substancji,

B – szerokość przekroju przez który odbywa się przepływ,

M – miąższość strumienia wody

α_L, α_T – dyspersyjność podłużna/poprzeczna,

$$\alpha_L = \frac{D_L}{U}$$

Przybliżony, empiryczny związek α_L z drogą przepływu s ma postać:

$$\alpha_L = 0,1 s$$

W jednorodnej warstwie wodonośnej dyspersyjność poprzeczna wynosi około 1/10 dyspersyjności podłużnej. W przypadkach niejednorodności, zorientowanych prostopadle do kierunku przepływu, dyspersyjność poprzeczna może osiągać wartości 1/5 dyspersyjności podłużnej.

W czasie transportu substancje podlegają w strumieniu wód podziemnych procesom dyspersji, dyfuzji, adsorpcji i rozkładowi.

Przy prognozowaniu rozprzestrzenienia się zanieczyszczeń w strumieniu wód podziemnych w dłuższych przedziałach czasowych należy postępować, w zależności od wymaganej dokładności, według następującej kolejności:

1. Wyznaczenie pola przepływu służy przede wszystkim określeniu zasadniczego kierunku oraz średniej rocznej wartości prędkości przepływu. Okresowe zmiany tych wielkości, wynikające z sezonowej zmienności warunków brzegowych na skutek zmian hydrologicznych i meteorologicznych, są znacznie mniej istotne. Należy jednak mieć na uwadze, że rozpoczęcie lub zaprzestanie eksploatacji ujęć wód podziemnych (np. dla celów odwodnień wyrobisk górniczych lub zaopatrzenia w wodę) może w istotny sposób wpłynąć na zmianę pola przepływu.
2. W pierwszym przybliżeniu obliczenia transportu zanieczyszczeń wykonać można bez uwzględnienia dyspersji hydrodynamicznej, przy uwzględnieniu wyłącznie adwekcji jako czynnika transportu zanieczyszczeń. W przypadku ustalonego pola przepływu wyznaczyć można czas przemieszczania się substancji od źródła zanieczyszczeń do interesującego nas punktu (przekroju), np. do ujęcia wody podziemnej jako stosunek drogi przepływu do czasu $\left(t = \frac{L}{U} \right)$.

3. Oszacowanie rozkładu koncentracji zanieczyszczeń w warstwie wodonośnej z uwzględnieniem dyspersji hydrodynamicznej, adsorpcji i reakcji rozkładu przy wykorzystaniu prostych rozwiązań analitycznych. Do obliczeń należy wyznaczyć lub oszacować parametry transportu zanieczyszczeń (dyspersyjność, współczynnik adsorpcji i rozkładu). Pole przepływu wyznaczone jest przez zagadnienie jednowymiarowe.
4. Liczbowe określenie zmian koncentracji w warstwie wodonośnej przy wykorzystaniu numerycznych rozwiązań dwuwymiarowego równania transportu. Ponieważ rozprzestrzenianie się zanieczyszczeń na znacznych powierzchniach zachodzi w bardzo długich horyzontach czasowych, wystarczająco dokładne jest w tym przypadku wykonanie obliczeń dla pola prędkości w warunkach przepływu ustalonego.
5. W przypadkach gdy istotne znaczenie posiada czasowa zmienność pola przepływu (np. przy rozpoczęciu lub zaprzestaniu eksploatacji ujęć wody), niezbędne jest wykorzystanie numerycznych rozwiązań równania transportu, uwzględniających nieustalone warunki przepływu.

➤ 3.10.4. Programy obliczeniowe modeli matematycznych przepływu wód podziemnych i transportu zanieczyszczeń

Modele matematyczne procesu przepływu i migracji zanieczyszczeń, opisane równaniami różniczkowymi cząstkowymi, jedynie w szczególnych przypadkach mają rozwiązania w postaci zamkniętej (analitycznej). Z konieczności więc stosuje się metody przybliżonego wyznaczania rozwiązań. Postęp w poznaniu procesów z jednej strony oraz algorytmów obliczeniowych z drugiej – zaowocował pojawieniem się coraz liczniejszych i lepszych wersji programów obliczeniowych. Możliwości modelowania poszerzone zostały w związku z rozwojem systemów informacji geograficznej przestrzennej (GIS), pozwalających na wykorzystanie w obliczeniach danych pochodzących z różnych źródeł i na przedstawienie wyników obliczeń komputerowych w postaci różnorodnych map tematycznych. Ocenia się, że na rynku znajduje się ponad 500 programów [94], z których jedne mają charakter bardziej ogólny, inne stosowane są do analizy zagadnień specjalistycznych i lokalnych.

W hydrogeologii, zwłaszcza regionalnej, stosowany jest powszechnie program GMS (Ground Modelling System) wykorzystywany do symulacji przepływu i transportu zanieczyszczeń. W skład programu GMS wchodzi 7 pakietów, z których szczególne znaczenie mają MODFLOW i MT3D.

MODFLOW, bazujący na metodzie różnic skończonych (MRS), został opracowany w U.S. Geological Survey w 1988 roku i był wielokrotnie ulepszany [68].

Za pomocą programu MODFLOW symulować można przepływ w przestrzeni trójwymiarowej dla warunków ustalonych i nieustalonych, w niejednorodnych i anizotropowych ośrodkach. Program jest szczególnie przydatny w analizach regionalnych, zwłaszcza do opracowania planów wodno-gospodarczych. Wyniki symulacji przepływu, zidentyfikowane przez MODFLOW, wykorzystywane są przez program MT3D (**M**ass **T**ransport in **3** **D**emensions).

MT3D opracowany w 1990 roku przez Zheng'a [114], był wielokrotnie rozwijany. Ostatnia wersja **MT3D**⁹⁹ opracowana została przez Zhenga w 1998 roku [115]. **MT3D** umożliwia symulację rozprzestrzeniania się zanieczyszczeń w przestrzeni trójwymiarowej. Oblicza zmiany koncentracji substancji w niejednorodnym i anizotropowym środowisku w wyniku adwekcji, dyspersji, dyfuzji oraz chemicznych i fizycznych reakcji (rozpuszczania, wytrącania, rozpadu, sorpcji i desorpcji) dla różnych warunków brzegowych ze źródłami zasilania i poboru wody.

Z programów specjalistycznych, przydatnych zwłaszcza do analizy problemów związanych z hydrotechniką i inżynierią środowiska, na uwagę zasługuje profesjonalny program **SEEP/W**, wchodzący w skład pakietu **GEO-STUDIO 2004** [**GEO-SLOPE** International Ltd. Calgary, Alberta, Canada, 2004], oraz program **Z_SOIL** [**Z_SOIL**. PC: **ZACE** Services Ltd., Lozanna (Szwajcaria), 2003].

Geo-Studio 2004 obejmuje komplet aplikacji do modelowania zagadnień z zakresu geotechniki, inżynierii środowiska, inżynierii wodnej i górniczej. Zawiera 7 pakietów, w tym m.in.:

1. **SLOPE/W** do analizy stateczności skarp i zboczy,
2. **SEEP/W** do analizy filtracji,
3. **SIGMA/W** do analizy naprężeń i odkształceń (osiadania),
4. **CTRAN/W** do analizy transportu zanieczyszczeń,
5. **VADOSE/W** do analizy zmian wilgotności w strefie aeracji.

SEEP/W bazuje na metodzie elementów skończonych **MES** i służy analizie filtracji i określaniu ciśnienia porowego w gruntach i skałach. **SEEP/W** analizuje jednocześnie przepływy w strefie saturacji i aeracji w przestrzeni dwuwymiarowej, w przekrojach pionowych lub filtracji horyzontalnej.

Z_SOIL. PC jest systemem analizy obliczeniowej problemów z zakresu geotechniki. Bazuje na metodzie elementów skończonych **MES**. Ukierunkowany jest na rozwiązywanie problemów projektowych i wykonawczych z zakresu fundamentowania, ziemnych budowli hydrotechnicznych, budownictwa drogowego, górnictwa podziemnego i odkrywkowego, analizy przepływu wody przez ośrodek gruntowy i jego wpływ na stan ośrodka. Właścicielem systemu jest firma **ZACE SERVICES** Ltd., z siedzibą w Lozannie. Program tworzony jest przy znacznym wkładzie pracowników Wydziału Inżynierii Środowiska Politechniki Krakowskiej w osobach A. Trutego, A. Urbańskiego i K. Podlesia.

Na uwagę zasługują programy opracowane w Katedrze Matematyki AR we Wrocławiu przez M. Chalfena [11] i W. Szulczewskiego [104].

Program **FIZ-Filtracja i Zanieczyszczenia** opracowany przez M. Chalfena przy zastosowaniu metody elementów skończonych. Program rozwiązuje zagadnienia przepływu wody i zanieczyszczeń w dwuwymiarowym modelu płaskim w planie oraz dwuwymiarowym przekroju pionowym. Do programu wbudowany został edytor graficzny pozwalający ilustrować bieżący stan obliczeń w postaci tabel, wykresów i map. Program jest szczególnie przydatny do analizy oddziaływań piętrzenia wód powierzchniowych i systemów odwadniających na środowisko wód podziemnych.

Modele i algorytmy przybliżonych rozwiązań równania dyfuzji metodą schematów różnicowych opracowane przez W. Szulczewskiego [104] pozwalają na symulację przepływu wody i transportu zanieczyszczeń w strefie nienasyconej. Modele te są szczególnie przydatne do sterowania wilgotnością gleb odpowiednio do potrzeb wodnych roślin oraz do obliczenia ładunku zanieczyszczeń, m.in. nawozów i środków ochrony roślin, wnoszonego ze środowiska glebowego do zbiorników wód podziemnych.

Możliwość wykorzystania w badaniach symulacyjnych numerycznych rozwiązań matematycznego modelu przepływu i transportu stanowi istotny postęp w dziedzinie prognozowania problemów hydrogeologicznych. Należy jednak mieć świadomość, że żaden model matematyczny, a tym bardziej jego numeryczne rozwiązanie nie stanowi absolutnie doskonałego odwzorowania rzeczywistości.

Istotnym zagadnieniem w badaniach modelowych jest możliwie dokładne określenie liczbowych wartości parametrów charakteryzujących ośrodek gruntowy, a w przypadku prognozowania rozprzestrzeniania się zanieczyszczeń – również właściwości substancji.

Wspólną cechą wszystkich numerycznych rozwiązań jest to, że obszar, będący przedmiotem naszego zainteresowania (obszar modelowania) jest dyskretyzowany (dzielony na fragmenty). Prognozowane wielkości, np. wysokości zwierciadła wody lub stężenia substancji zanieczyszczeń, wyliczane są w każdym węźle i stanowią średnie wartości tych wielkości na powierzchniach, które są przyporządkowane węzłom. Dokładniejsze informacje o wysokości zwierciadła wody i stężeniu zanieczyszczeń można uzyskać przez zmniejszenie powierzchni cząstkowych, tj. przez zagęszczenie siatki. Trzeba jednak zbadać, czy jakość i gęstość istniejących danych usprawiedliwia zagęszczenie siatki.

Ocena wyników numerycznych modeli wymaga zawsze krytycznej oceny. Ocena taka należy do zadań specjalistów z zakresu geologii i hydrogeologii oraz gospodarki wodnej.

Rozdział 4

ZASOBY WÓD PODZIEMNYCH

➤ 4.1. Wprowadzenie

We wprowadzeniu do Dyrektywy Parlamentu Europejskiego i Rady Unii Europejskiej 2000/60/WE z dnia 23 X 2000 r. ustanawiającej ramy wspólnotowego działania w dziedzinie polityki wodnej (Ramowa Dyrektywa Wodna [27]¹) podano m.in., że „woda jest dziedzicznym dobrem, które musi być chronione i bronię”, uznano potrzebę działań w celu niedopuszczenia do długoterminowego pogorszenia się jakości i ilości zwykłych wód podziemnych oraz wezwano do opracowania działań, mających na celu zrównoważone gospodarowanie tymi zasobami i ich ochronę. Stały wzrost zapotrzebowania na wodę dobrej jakości wymusza racjonalne i optymalne nią gospodarowanie. Optymalne gospodarowanie polega na takim działaniu, w którym interesy części składowych systemu ekonomicznego, podporządkowane interesom społecznym i środowiskowym przez warunki ograniczające, będą możliwie najlepiej zapewnione. Optymalizacja zmierzać więc powinna do możliwie najlepszego efektu ekonomicznego dla gospodarki narodowej jako całości z zachowaniem zasady zrównoważonego rozwoju.

Celem racjonalnego gospodarowania wodą jest zapewnienie odpowiedniej ilości i jakości wody na cele zaopatrzenia w wodę ludności, przemysłu, żeglugi, energetyki wodnej, rolnictwa, rekreacji, rybactwa itp. przy jednoczesnym zapobieganiu dalszemu pogorszeniu się ekosystemów wodnych, ochronie i poprawie stanu tych ekosystemów, a także ekosystemów lądowych i terenów podmokłych bezpośrednio uzależnionych od ekosystemów wodnych. Spełnienie warunków ilościowych i jakościowych z uwzględnieniem oddziaływania gospodarowania wodą na ekosystemy wodne i lądowe możliwe jest jedynie przy łącznym, całościowym traktowaniu systemów wód powierzchniowych i podziemnych w granicach obszarów regionów wodnych, do których przyporządkowane są zbiorniki wód podziemnych.

¹ Pozycja z apostrofem oznacza numer aktu prawa wymienionego w rozdz. 8

Przez system rozumieć należy zbiór elementów zbiornika wodnego (warstw wodonośnych i słabo przepuszczalnych) powiązanych ze sobą strukturalnie i tworzących z wodami powierzchniowymi jednolitą całość. Specyfika systemu polega przede wszystkim na istnieniu wzajemnych powiązań elementów pomiędzy sobą i pomiędzy systemem jako całością. Funkcjonowanie systemu jako całości zależy zarówno od właściwości tworzących go części składowych, jak i od powiązań między nimi.

Jednym z podstawowych warunków racjonalnego gospodarowania wodą jest znajomość bilansu wód i dokładna znajomość zasobów wód. Ze względu na specyficzny charakter wód podziemnych, odznaczających się ich odnawialnością, ruchliwością, możliwymi kontaktami określonej warstwy wodonośnej z innymi warstwami jednostki hydrogeologicznej, powiązaniem z wodami powierzchniowymi, wyznaczanie zasobów wód podziemnych, w tym zasobów eksploatacyjnych jest problemem złożonym, wymagającym współpracy nie tylko specjalistów hydrogeologów i hydrologów ale i hydrobiologów, gospodarki przestrzennej, rolnictwa i ekologów.

➤ 4.2 Podział zasobów

Zasobem wód podziemnych jest ilość wód podziemnych traktowanych jako surowiec, wyrażona najczęściej w jednostkach objętościowych na jednostkę czasu, zawarta w zbiorniku wód podziemnych, zlewni wód podziemnych lub innej jednostce hydrogeologicznej. Z definicji wynika, że do zasobów wód podziemnych nie zalicza się wód podziemnych strefy aeracji. Ocena zasobów zarówno ilościowa, jak i jakościowa jest dokonywana dla określonego czasu i na podstawie danych z okresu wieloletniego. O wielkości zasobów decydują: rozmiary zbiornika wód podziemnych (rozprzestrzenienie i miąższość), jego położenie względem utworów otaczających, parametry hydrogeologiczne utworów wodonośnych oraz warunki zasilania zbiornika.

Najogólniejszy podział zasobów wód podziemnych wynika ze sposobu ich występowania i powstawania (zasoby naturalne, zasoby sztuczne) oraz ich dynamiki (zasoby odnawialne – dynamiczne, zasoby statyczne). W zależności od rodzaju i zakresu ich rozpoznania rozróżnia się zasoby dyspozycyjne i zasoby eksploatacyjne.

Zasoby naturalne – zasoby wód podziemnych powstające pod wpływem czynników przyrodniczych, takich jak – opady atmosferyczne, infiltracja, kondensacja pary wodnej, procesy juvenilne.

Zasoby sztuczne – zasoby wód podziemnych powstające na skutek działalności człowieka, takiej jak sztuczne zasilanie, piętrzenie wód powierzchniowych, irygacja, a także piętrzenie wód podziemnych.

Zasoby dynamiczne/odnawialne – przez zasoby dynamiczne Q_d określa się ilość wody, która w jednostce czasu przepływa przez przekrój poprzeczny, prostopadły do kierunku przepływu, poziomemu wodonośnego. Wartość zasobów dyna-

micznych jest zmienna w czasie, zależna od warunków zasilania i drenażu warstwy wodonośnej. W związku z tym wyróżnia się zasoby dynamiczne stałe Q_{ds} , występujące przy najniższym w okresie wieloletnim stanie zwierciadła wody podziemnej oraz zasoby dynamiczne zmienne Q_{dz} , odpowiadające różnicy przepływu przy najwyższym i najniższym stanie zwierciadła wody w okresie wieloletnim.

W okresie wieloletnim stany zwierciadła wody podziemnej kształtują się na wysokości średniej, a w bilansie wód podziemnych odpływ podziemny z obszaru bilansowego (jednostki hydrogeologicznej) jest równy jego zasilaniu.

Wartość zasilania wód podziemnych, czyli dopływ wody z obszarów zasilania do strefy saturacji nazywamy zasobami **odnawialnymi**. W warunkach normalnych (średnich z wielolecia) dopływ do zbiornika wód podziemnych, w szczególności infiltracja efektywna równa się odpływowi podziemnemu ze zbiornika. W związku z powyższym, oceny wartości zasobów odnawialnych i dynamicznych dla warunków przeciętnych można dokonać zarówno na podstawie analizy dopływu (zasilania), jak i odpływu ze zbiornika wód podziemnych.

Zasoby statyczne (wiekowe) – całkowita objętość wody wolnej, zawartej w porach i innych próżniach zbiornika wód podziemnych, która może się z niego odsączyć, określona dla danej chwili niezależnie od ruchu wody. Podobnie jak w przypadku zasobów dynamicznych wyróżnia się zasoby statyczne stałe ($V_{s(s)}$), zasoby statyczne zmienne ($V_{s(z)}$). Zgodnie z definicją całkowite zasoby statyczne wynoszą:

$$V_s = V_{s(s)} + V_{s(z)}$$

Zasoby statyczne obliczyć można ze wzoru:

$$V_s = \mu V \quad (4.1)$$

gdzie: μ – współczynnik odsączalności,

V – objętość zbiornika wód podziemnych

Zasoby dyspozycyjne. W rozporządzeniu Ministra Środowiska [11'] zasoby dyspozycyjne definiuje się jako „*ilość wód podziemnych możliwa do pobrania z obszaru bilansowego w określonych warunkach środowiska i hydrogeologicznych, bez wskazania szczegółowej lokalizacji i warunków techniczno-ekonomicznych ujmowania wód*”.

W ramowej dyrektywie wodnej UE [26'] zasoby dyspozycyjne („*dostępne zasoby wód podziemnych*”) oznaczają średnią z wielolecia wielkość całkowitego zasilania określonej części wód podziemnych pomniejszoną o średnią z wielolecia wielkość przepływu wymaganego do osiągnięcia określonych celów jakości ekologicznej dla związanych z nimi wód powierzchniowych, tak aby nie dopuścić do znacznego pogorszenia stanu ekologicznego takich wód oraz do powstania szkód w związanych z nimi ekosystemów lądowych”.

W związku z powyższymi definicjami zwraca się uwagę, że zasoby dyspozycyjne odnoszą się do określonego obszaru bilansowego, a nie do konkretnego ujęcia. Generalnie zasoby dyspozycyjne odpowiadać będą zasobom odnawialnym pomniejszonym o zasoby nienaruszalne. W poradniku „Metodyka określania zasobów eksploatacyjnych ujęć zwykłych wód podziemnych” [101] podano, że w pojęciu nienaruszalnych zasobów wód podziemnych uwzględnia się zarówno przepływ nienaruszalny rzek ustalany z uwzględnieniem ochrony środowiska przyrodniczego wody oraz wymagań związanych z rekreacją, jak i ograniczenia wynikające z dopuszczalnego obniżenia zwierciadła wody podziemnej dla ochrony ekosystemów lądowych, zależnych od stanów wód podziemnych (tereny podmokłe, parki narodowe i krajobrazowe, użytki ekologiczne (patrz rozdz. 5.6). Przy ustalaniu zasobów nienaruszalnych wód podziemnych należy uwzględniać również kryteria jakościowe w związku z możliwością pogorszenia się jakości wody w wyniku ich eksploatacji (patrz rozdz. 2.8.5.3). Ustalenie wartości przepływów nienaruszalnych rzek jest problemem złożonym, a sposoby ich oceny nie są jednoznacznie określone. Wartość przepływów nienaruszalnych Q_n zawiera się w granicach $0,2 \div 1,0$ przepływu średniego niskiego (SNQ), przy czym wartość 1,0 odnosi się do rzek o intensywnym stopniu użytkowania wód, zaś 0,5 w przypadkach rzek o średniej intensywności użytkowania wód. W pozostałych przypadkach $Q_n = 0,2 \text{ SNQ}$ [103].

Do określenia wartości przepływów nienaruszalnych rzek stosowane są zarówno kryteria dotyczące korzystania z wód (np. ujęcia wód powierzchniowych, rekreacja, wędkarstwo), jak i zachowania życia biologicznego, ochrony przyrody i krajobrazu. Kryterium biologiczne stanowi podstawowe odniesienie do wyznaczania przepływów nienaruszalnych, pozostałe kryteria, poza ilością wody ujmowanej, są niestety trudne do jednoznacznego kwantyfikowania.

Zasoby dyspozycyjne ustala się celem [11']:

- 1) oceny stopnia zagospodarowania zasobów wód podziemnych i wielkości dostępnych rezerw albo deficytu zasobów w obszarze bilansowym, w tym w regionie wodnym² lub w zlewni;
- 2) rozpoznania terenów perspektywicznych do budowy ujęć wód podziemnych;
- 3) bilansowania i weryfikacji zasobów w rejonach o intensywnej, skupionej eksploatacji wód podziemnych;
- 4) wykonania bilansu wodno-gospodarczego dla ustalenia warunków korzystania z wód regionu wodnego lub zlewni.

Ustalanie zasobów dyspozycyjnych, w szczególności ze względu na ograniczenia przyrodnicze (zasoby nienaruszalne), zmienne w czasie i przestrzeni, możliwe jest w zasadzie jedynie na drodze symulacji przy wykorzystaniu modeli matematycznych.

² W ustawie „Prawo wodne” [2'] przez region wodny określa się obszar dorzecza lub jego część wyodrębnioną na podstawie kryterium hydrograficznego, na potrzeby zarządzania zasobami wodnymi.

Zasoby eksploatacyjne to ilość wód podziemnych możliwa do pobrania z ujęcia w danych warunkach hydrogeologicznych i techniczno-ekonomicznych, z uwzględnieniem zapotrzebowania na wodę i przy zachowaniu wymogów ochrony środowiska (rozporządzenie Ministra Środowiska [11']).

Zasoby eksploatacyjne są wyrażane w jednostkach objętości w jednostce czasu (m^3/h , m^3/d) przy odpowiedniej depresji. Ustala się je z jednoczesnym wyznaczeniem obszaru zasobowego oraz z uwzględnieniem zasobów dyspozycyjnych zbiornika wód podziemnych, w obrębie którego znajduje się ujęcie.

Udokumentowane zasoby eksploatacyjne wód podziemnych Polski według Państwowego Instytutu Geologicznego na 31 XII 2004 r. wynoszą $16,50 \text{ km}^3$.

Pobór wody podziemnej ogółem (woda pitna, cele produkcyjne i odwadnianie zakładów górniczych i obiektów budowlanych) wynosi $2,29 \text{ km}^3$, co stanowi 13,9% udokumentowanych zasobów eksploatacyjnych. Dane nie uwzględniają wykorzystania wód podziemnych do nawodnień oraz poboru rozproszonego przez pojedyncze gospodarstwa rolne i indywidualnych użytkowników (Roczniki GUS z 2005 r.; rys. 5.1). Udział wód podziemnych w poborze wody do celów wodociagowych wynosi ok. 67%. Z wód podziemnych korzysta około 50% ludności miast i 95% ludności wsi.

Ustalenie zasobów eksploatacyjnych ujęcia wód podziemnych służy określeniu natężenia dopływu do studni z ujmowanego poziomu wodonośnego (warstwy wodonośnej) oraz parametrów eksploatacyjnych ujęcia. Do prognozy hydrogeologicznej eksploatacji ujęcia konieczne jest:

1. określenie parametrów filtracyjnych warstw wodonośnych i ich otoczenia,
2. ustalenie schematu hydrogeologicznego i obliczeniowego,
3. określenie parametrów eksploatacji ujęcia wody.

Podstawowe parametry hydrogeologiczne do obliczeń zasobów eksploatacyjnych ujęć podano w tabeli 32 [101]. Parametrami eksploatacyjnymi ujęcia (studni) są przede wszystkim wydajność, depresja i czas eksploatacji. Odnośnie czasu eksploatacji istotny jest planowany okres oraz sposób eksploatacji, ciągły lub przerywany oraz stały lub okresowy (sezonowy). Celem optymalizacji hydraulicznej i techniczno-ekonomicznej jest określenie konstrukcji studni, jej średnicy, głębokości i sposobu zafiltrowania.

Parametry filtracyjne (T , k , μ , S) i hydrogeologiczno-techniczne (depresja zwierciadła wody w studni – całkowita s_c , depresja dodatkowa – zeskok hydrauliczny na filtrze studni Δs , zeskok hydrauliczny (wysokość swobodnego wypływu) na płaszczu studni s_i (rys. 3.22) ustala się poprzez pomiary w czasie próbnego pompowania studni (rozdz. 3.7.3.1 i 3.7.3.2). Depresja całkowita nie może przekroczyć wartości depresji maksymalnej o więcej niż 0,4 (0,5) miąższości warstwy

wodonośnej o zwierciadle swobodnym, a w przypadku zwierciadła napiętego nie powinna zejść poniżej spągu warstwy napinającej. W żadnym przypadku zwierciadło wody w studni nie może zejść poniżej górnej krawędzi czynnej części rury filtrowej.

Tabela 32

Podstawowe parametry hydrogeologiczne do obliczeń zasobów eksploatacyjnych ujęć [101]

Parametr obliczeniowy	FILTRACJA	
	ustalona	nieustalona
1. Wysokość hydrauliczna [L]	h	h(t)
2. Zapotrzebowanie wody [L^3/T]	Q = const	Q = const; Q = f(t)
3. Depresja [L]	s = const	s = f(t); s = const
4. Zasięg leja depresji [L]	R = const	R = f(t)
5. Parametry warstw wodonośnych:		
a) przewodność hydrauliczna [L^2/T]	T = km; T = kH_{sr}	T = km; T = kH_{sr}
b) współczynnik filtracji [L/T]	k	k
c) miąższość warstwy [L]		
– napiętej	m	m
– swobodnej	H_{sr}	H_{sr}
d) współczynnik odsączalności [-]	–	μ , S
e) współczynnik przewodności [L^2/T]	–	$a = \frac{kH_{sr}}{\mu}$
f) współczynnik piezoprzewodności [L^2/T]	–	$a = \frac{km}{S}$
6. Parametry warstw półprzepuszczalnych:		
a) współczynnik filtracji pionowej (L/T)	k'	k'
b) miąższość warstwy [L]	m'	m'
7. Czas trwania procesu filtracji – ustalania się dopływu wody do ujęcia [T]	nie uwzględniany	uwzględniany
8. Opory hydrauliczne i sprawność studni:		
a) współczynnik oporów przepływu turbulentnego [T^2/L^5]	C	C
b) zeskok hydrauliczny [L]	Δs	Δs

Zasoby regionalne – zasoby wód podziemnych określonego regionu hydrogeologicznego, struktury hydrogeologicznej lub innego obszaru o powierzchni odpowiadającej regionowi. W ustaleniu ich wielkości uwzględnia się zarówno zasoby sta-

tyczne, jak i zasoby odnawialne (dynamiczne) przy założeniu gwarantowanej ich ilości w określonym przedziale czasowym, np. 90–95% czasu.

Zasoby sprężyste – ilość wody, jaka wyzwala się wskutek wywołanego zmniejszenia ciśnienia piezometrycznego prowadzącego do objętościowego zmniejszenia porów. Wielkość tych zasobów zależy m.in. od współczynnika pojemności sprężystej. Ich udział w całkowitych zasobach wód podziemnych napowrzych jest niewielki.

Zasoby wzbudzone – dodatkowe ilości wody w bilansie wód podziemnych pojawiające się w związku z:

- przesiąkaniem wody przez utwory słabo przepuszczalne z warstw sąsiednich do eksploatowanej warstwy wodonośnej;
- możliwą infiltracją wód powierzchniowych wskutek zdepresjonowania swobodnego zwierciadła wody lub powierzchni ciśnień w eksploatowanej warstwie. W przypadku gdy udział infiltracji wód powierzchniowych w bilansie ujęcia przekracza 50%, to ujęcie takie nazywane jest infiltracyjnym;
- zmniejszeniem ewapotranspiracji w obszarze leja depresji, w związku z którym wzrasta wartość infiltracji efektywnej.

➤ 4.3. Wyznaczenie zasobów wód podziemnych

Zasoby statyczne określonego poziomu wodonośnego oblicza się zgodnie ze wzorem 4.1. Do ich wyznaczania potrzebne jest określenie objętości wodonośca oraz współczynnika odsączalności. Objętość wodonośca w zależności od stopnia rozpoznania wyznacza się na podstawie map geologicznych (orientacyjne), badań geofizycznych lub wierceń (wstępne i szczegółowe).

Zasoby dynamiczne i eksploatacyjne oblicza się różnymi metodami, w zależności od powierzchni dokumentowanego obszaru (region, zlewnia, osiedle, strefa ujęcia) oraz stopnia rozpoznania. Nie wprowadzając szczegółowego podziału metod, wyodrębnić można z punktu widzenia hydrogeologicznego metody bezpośrednie i pośrednie.

➤ 4.2.1. Wyznaczanie zasobów dynamicznych

Metody bezpośrednie wyznaczania zasobów dynamicznych polegają na obliczeniu przepływu podziemnego zgodnie ze wzorami (4.2 – 4.5):

$$Q_d = q B \quad (4.2)$$

gdzie: q – przepływ jednostkowy na jednostkę szerokości warstwy wodonośnej [$m^3/(s \cdot m)$],
 B – szerokość przekroju, dla którego oblicza się zasoby.

Natężenie przepływu zgodnie z prawem Darcy'ego obliczyć można ze wzoru:

$$Q = v F = v H B = n U H B \quad (4.3)$$

gdzie: v – prędkość filtracji, U – prędkość skuteczna (efektywna), n – współczynnik porowatości, H – miąższość warstwy wodonośnej.

Jeżeli warstwa wodonośna składa się z kilku warstw o różnej przepuszczalności, przepływ oblicza się ze wzoru:

$$Q = B \sum_{i=1}^{i=N} n_i m_i U_i \quad (4.4)$$

gdzie: N – liczba warstw, m_i – miąższość i -tej warstwy, U – prędkość efektywna (skuteczna) w warstwie i , n_i – porowatość.

Gdy bezpośrednie pomiary prędkości efektywnej U nie mogą być przeprowadzone, objętość przepływu wyznacza się ze wzoru Darcy'ego:

$$Q = H B v = H B k I \quad (4.5)$$

Przy złożonych warunkach hydrogeologicznych, wyrażających się np. zmiennym spadkiem hydraulicznym, zmiennym współczynnikiem filtracji, nieregularnym ułożeniem warstw itp., wskazane jest podzielić rozpatrywany przekrój wodonośca na kilka mniejszych odcinków, różniących się wyraźnie między sobą warunkami hydrogeologicznymi i obliczyć przepływ każdego z nich z osobna, a następnie wyniki zsumować. Ten sposób wymaga jednak większej ilości punktów badawczych (wierceń).

Według Butowa i Płotnikowa przepływ wód podziemnych na 1 m szerokości przekroju przyjąć można w wysokości:

$$q_d = \frac{Q}{L} \quad (4.6)$$

gdzie: q_d – przepływ jednostkowy strumienia wody podziemnej, Q – wydajność studni,

L – szerokość strumienia zasilającego studnię obliczona ze wzoru (3.108) lub wyznaczona z mapy hydroizohips.

W podobny sposób jednostkowy zasób dynamiczny obliczyć można za pomocą wzoru Maliszewskiego:

$$q_d = \frac{Q_1 + Q_2}{2L} \quad (4.7)$$

Dla wyznaczenia q_d wykonuje się w odległości mniejszej od przewidywanej średnicy leja depresyjnego dwie studnie badawcze, usytuowane prostopadle do kierunku ruchu wód podziemnych. W studniach tych prowadzi się pompowania i określa wydajności, przy których ich leje depresyjne się zetkną. We wzorze (4.7)

Q_1 i Q_2 oznacza wydajność odpowiednich studni, a L odległość między nimi. Wzór Maliszewskiego daje przeważnie wyniki zawyżone.

Główną wadę tych metod stanowi trudność rozszerzenia wyników na większe obszary, jak np. regiony hydrogeologiczne. Przy różnym stopniu generalizacji przestrzennej, przez stosowanie analogii, przy starannej analizie terenu, można jednak prognozy lokalne rozszerzyć na większe jednostki i przy dostatecznie dużej liczbie badań określić zasoby regionalne.

Metody pośrednie oparte są na bilansie wodnym, przepływach rzecznych, wahaniami zwierciadła wód podziemnych, ocenie infiltracji wód, a dla terenów górskich również na wydajnościach źródeł. Podkreślić należy, że wyznaczone tymi metodami zasoby dotyczą poziomów wodonośnych, do których odnoszą się przyjęte parametry, jak infiltracja, zasilanie cieków powierzchniowych, zmiany zwierciadła wód itp.

W odniesieniu do obszaru zlewni, regionu itp. zasoby dynamiczne utożsamia się z odnawialną częścią zasobów (zasilaniem) albo z wielkością odpływu podziemnego, jeśli założyc, że przy wyrównanym bilansie strefy saturacji odpływ musi równać się zasilaniu.

Jedną z metod bilansowych do określenia zasobów dynamicznych opracował W. Wundt [113].

W bilansie wód podziemnych wyróżnić możemy:

1. Po stronie przychodów:

- a) wody infiltrujące z opadów i tajania śniegu,
- b) wody infiltracyjne ze zbiorników i cieków powierzchniowych,
- c) woda z kondensacji pary wodnej w strefie aeracji,
- d) podziemny dopływ z sąsiednich obszarów,
- e) dopływ wód juvenilnych.

2. Po stronie rozchodów występują:

- a) odpływ przez źródła i do cieków powierzchniowych,
- b) parowanie podziemne do strefy aeracji, a stąd do atmosfery i pobór wody przez rośliny,
- c) podziemny odpływ do innych obszarów,
- d) straty na wiązanie w procesach geochemicznych, jak hydratacja itp.,
- e) eksploatacja ujęć wodociągowych, studziennych i odwodnienie złóż kopalin,
- f) odwodnienia melioracyjne i budowlane.

W bilansie pominąć można po stronie przychodu dopływ wód juvenilnych, a po stronie ubytków straty na wiązanie w procesach geochemicznych ze względu na ich niewielkie ilości w porównaniu do innych wielkości bilansowych. Z pozostałych – ilości eksploatowane określić można bezpośrednio, inne na drodze pośredniej.

Z równania bilansowego (2.10) możemy określić przyrost lub ubytek retencji:

$$\Delta R = P - H - E \quad (4.8)$$

gdzie: P – opad [mm], H – odpływ [mm], E – ewapotranspiracja [mm].

Na retencję składają się wody wolne w strefie saturacji, wody w strefie aeracji i wody zretencjonowane na powierzchni w postaci śniegu, w zbiornikach itp. Zmiany retencji możemy więc ująć równaniem:

$$\Delta R = \mu\Delta h + L + R_p \quad (4.9)$$

gdzie: $\mu\Delta h$ oznacza zmiany zapasu wody wolnej w strefie saturacji, μ – współczynnik odsączalności, Δh – zmiany stanu zwierciadła wody podziemnej względem przyjętego poziomu odniesienia w okresie bilansowym, L – zmiany ilości wody w strefie aeracji, R_p – zmiany retencji powierzchniowej.

Porównując równania (4.8 i 4.9) otrzymamy bilans zmian zasobów wód na badanym terenie:

$$P - H - E = \mu\Delta h + L + R_p$$

skąd

$$\mu\Delta h = P - E - (H + L + R_p)$$

Pomijając zmiany retencji powierzchniowej, jako ilościowo małe w stosunku do retencji gruntowej, otrzymamy:

$$\mu\Delta h = P - (H + E + L) \quad (4.10)$$

Równanie (4.10) jest równaniem bilansu wód podziemnych strefy saturacji.

W tabeli 33 podano przykład bilansu dla zlewni Odry w przekroju Racibórz za okres 1921–1935 r. Zlewnia ma charakter podgórski, a powierzchnia jej wynosi $F = 6698 \text{ km}^2$. Wysokości opadu normalnego, odpływu i parowania przyjęto z pracy J. Punzeta pt.: „Bilans wodny rzeki Odry w profilu Racibórz”.

Stany zwierciadła wody gruntowej Δh przedstawiają wysokość ponad stan z końca października. Z tabeli 33 wynika, że retencja ΔR rośnie stale w miesiącach jesiennych i zimowych, osiągając swoje maksimum w końcu lutego. W okresie wiosennym i letnim zapas wody retencji gruntowej zostaje zużyty na odpływ podziemny, parowanie i transpirację, co znajduje swój wyraz w ujemnych wartościach sumy $P - H - E$.

Najwyższe stany wody gruntowej występują w okresie marzec-kwiecień, po roztopach i deszczach wiosennych. Od kwietnia do września zwierciadło wody obniża się. Opady jesienne przy zmniejszonym parowaniu i transpiracji powodują wzrost stanów wody gruntowej do grudnia. W okresie zimowym wody gruntowe nie są zasilane, a zapas ich stopniowo zmniejsza się wskutek trwającego odpływu podziemnego. Najniższe stany występują w styczniu przed okresem tajania śniegu, lub we wrześniu przed okresem opadów jesiennych (patrz rozdz. 2.9).

Tabela 33
 Bilans wodny zlewni Odry w przekroju Racibórz za lata 1921–1935 obliczony metodą Wundta [mm]

Elementy bilansu	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	Rok
Opad P	49	41	41	37	43	58	72	91	88	100	77	73	770
Parowanie E	20	11	11	12	21	35	51	74	87	80	52	49	503
Odpływ H	20	20	19	18	35	31	22	19	16	19	18	23	260
P - E - H	9	10	11	7	-13	-8	-1	-2	-15	1	7	1	7
$\Sigma(P - E - H)$	9	19	30	37	24	16	15	13	-2	-1	6	7	$\Delta = 37+2=29$
Δh	20	90	70	160	420	480	410	320	210	50	-30	0	$\Delta = 480+30=510$
$\mu\Delta h$ ($\mu = 0,17$)	3	15	12	27	71	82	70	54	36	8	-5	0	$\Delta = 82+5 = 87$
$L = \Sigma(P-E-H) - \mu\Delta h$	6	4	18	10	-47	-66	-55	-41	-38	-9	11	7	$\Delta = 18+66 = 84$
$\mu\Delta h + L$	9	19	30	37	24	16	15	13	-2	-1	6	7	$\Delta = 37+2 = 39$

Obliczona z bilansu różnica między maksymalnym i minimalnym stanem retencji strefy saturacji odpowiada podziemnemu odpływowi rocznemu wynoszącemu dla przekroju Racibórz 87 mm (równemu średnim zasobom dynamicznym).

Ścisłość wyników różnych metod bilansowania wód podziemnych zależy będzie przede wszystkim od gęstości stacji pomiarowych wód podziemnych, okresu obserwacji i sposobu wyznaczenia średniego współczynnika odsączalności dla badanego obszaru.

Jeżeli dla badanej zlewni znany jest współczynnik odpływu gruntowego, będący stosunkiem wysokości odpływu podziemnego H_g do wysokości opadu P , obliczonym dla warunków normalnych (średnich z wielolecia), objętość odpływu podziemnego V_g obliczyć można ze wzoru:

$$V_g = c_g PF \quad (4.11)$$

$$Q_d = \frac{V_g}{t}$$

gdzie: c_g – współczynnik odpływu gruntowego, F – powierzchnia zlewni, t – czas.

Średnie wartości współczynników odpływu gruntowego kilku zlewni podano w tabeli 34.

Tabela 34

Współczynniki rocznego odpływu podziemnego normalnego

Rzeka	Przekrój	Zlewnia w km ²	$C_g = \frac{H_g}{P}$	Autor
Wisła	Kraków	8021	0,110	Rosłoński
Wisła	Zawichost	50545	0,100	Skibniewski
Wisła	Puławy	57088	0,150	Skibniewski
Wisła	Warszawa	85176	0,140	Skibniewski
Wisła	Płock	168857	0,120	Skibniewski
Raba	Proszówki	1464	0,137	Kiciński
Liwiec	Liw	1965	0,095	Kiciński
Pilica	Przedbórz	2542	0,168	Kiciński
Odra	Racibórz	6698	0,170	Punzet
Ina	Goleniów	2096	0,150	Kiciński
Nysa Kłodzka	Kłodzko	1084	0,302	Olichwer

Przeciętnie wartość współczynnika odpływu podziemnego normalnego zawiera się w granicach 0,10 do 0,15.

Jeżeli dla badanej zlewni współczynniki odpływu podziemnego nie są znane, można ocenić je w przybliżeniu na podstawie budowy geologicznej terenu. Na

mapie geologicznej zakrytej określamy hipotetyczną zlewnię wód podziemnych i poszczególnym rodzajom skał, występującym na powierzchni, przypisujemy odpowiednią wartość współczynnika przesączania efektywnego ψ . Jako miarodajną do obliczenia odpływu podziemnego z całej zlewni przyjmuje się wartość średnią ważoną. Całkowity odpływ gruntowy obliczamy ze wzoru (4.11), zastępując w nim wartość c_g przez ψ .

Dla terenów równinnych i lekko falistych wartości współczynnika przesączania można przyjąć według tabeli 35.

Tabela 35

Współczynnik przesączania

Rodzaj skał	Piaski	Piaski gliniaste	Lessy	Gliny
Ψ	0,15	0,11	0,08	0,06

W podobny sposób zasoby odnawialne wyznaczyć można na podstawie infiltracji efektywnej, którą omówiono w rozdziale 3.7.1.1. Jeżeli założymy, że średni wieloletni odpływ podziemny odpowiada średniej wieloletniej infiltracji efektywnej, to wskaźnik infiltracji efektywnej $w = W/P$ odpowiada współczynnikowi odpływu gruntowego c_g , a zasoby dynamiczne obliczyć można ze wzoru (4.11), w którym $c_g = w$.

Dokładniej zasoby odnawialne oszacować można według metody opracowanej przez Glugłę i Enderleina (1971, 1976 [29]). Stosować ją można dla terenów płaskich, gdy warstwa wodonośna nie jest izolowana od powierzchni utworami nieprzepuszczalnymi. Wykorzystując obszerne badania lizymetryczne, autorzy określili sposób obliczenia ewapotranspiracji rzeczywistej na podstawie danych hydro-meteorologicznych (opad, parowanie potencjalne) przy uwzględnieniu sposobu użytkowania terenu, rodzaju gleby, wysokości plonów i głębokości wody podziemnej. Infiltrację efektywną oblicza się z różnicy opadu rzeczywistego i ewapotranspiracji rzeczywistej ($W = \text{PREC} - \text{ETR}$).

Dla wielu zlewni określona została wartość stosunku odpływu podziemnego do odpływu całkowitego:

$$\alpha = \frac{H_g}{H}$$

Znając wartość współczynnika α średnie roczne zasoby dynamiczne obliczyć można ze wzoru:

$$Q_d = H_g F = \alpha HF = \alpha(P - E)F \quad (4.12)$$

Jeżeli P i E wyrazimy w mm, a powierzchnię zlewni F w km^2 , to wzór (4.12) przyjmie postać:

$$Q_d = \alpha(P - E)F \cdot 10^3 \text{ [m}^3\text{/rok]} \quad (4.12a)$$

$$Q_d = 0,0317 \alpha(P - E)F \text{ [dm}^3\text{/s]}$$

Wartości współczynników α niektórych zlewni podano w tabeli 36 (H_g – odpływ gruntowy, H – odpływ całkowity).

Udział odpływu podziemnego w odpływie całkowitym, w zależności od charakteru rzeki i okresu odpływu, na obszarze Polski mieścić się może w przedziale 40–65 dla rzek nizinnych i 30-40% dla większych rzek górskich. Przeciętnie przyjąć można, że zasilanie rzek dopływem wód podziemnych wynosi około 50% odpływu całkowitego.

Tabela 36

Stosunek rocznego odpływu podziemnego do całkowitego

Rzeka	Przekrój	Zlewnia w km ²	$\alpha = \frac{H_g}{H}$	Autor
Wisła	Zawichost	50545	0,356	Skibniewski
Wisła	Puławy	57088	0,450	Skibniewski
Wisła	Warszawa	85176	0,465	Skibniewski
Wisła	Płock	168857	0,430	Skibniewski
Raba	Proszówki	1464	0,387	Kiciński
Liwiec	Liw	1965	0,383	Kiciński
Pilica	Przedbórz	2532	0,557	Kiciński
Odra	Racibórz	6698	0,333	Punzet
Warta	Konin	13390	0,507	Kiciński
Warta	Poznań	25117	0,560	Kiciński
Ina	Goleniów	2096	0,545	Kiciński
Nysa	Kłodzka	1084	0,641	Olichwer

W przypadku braku dokładnych danych charakteryzujących udział odpływu podziemnego w odpływie rzeki orientacyjne wartości współczynników α , w zależności od budowy geologicznej i spadków terenu, przyjąć można na podstawie tabeli 37. Wartość parowania terenowego E do wzoru (4.12) określić można metodą Konstantinowa lub innymi metodami znanymi z kursu meteorologii.

Z uwagi na obieralność współczynników ψ i α według tabeli 35 i 37 obliczone zasoby dynamiczne traktować należy z pewną rezerwą, raczej jako wartości orientacyjne.

Tabela 37

Orientacyjne wartości współczynnika α

Rodzaj skał	Spadki terenu	$\alpha = \frac{H_g}{H}$
Piaski	małe	0,75
	średnie	0,65
Piaski gliniaste	małe	0,55
	średnie	0,45
Lessy	małe	0,50
	średnie	0,40
Gliny	małe	0,30
	średnie	0,20

Innym rozwiązaniem metodycznym, stosowanym do obliczania zasobów pierwszego poziomu wodonośnego, jest szacunek ilościowy na podstawie wyników długoletnich obserwacji wahań zwierciadła wody podziemnej. Przyjmuje się, że różnica Δh między stanem średnim rocznym a najniższą średnią miesięczną z wielolecia odpowiada średniemu zasilaniu warstwy w danym punkcie. Po rejonizacji złoża wodonośnego według wysokości zasilania i obliczeniu średniej wartości Δh zasoby dynamiczne oblicza się ze wzoru:

$$Q_d = 2,74 F \mu \Delta h \text{ [m}^3/\text{d]} \quad (4.13)$$

$$Q_d = 0,0317 F \mu \Delta h \text{ [dm}^3/\text{s]}$$

gdzie: F – powierzchnia zbiornika wód podziemnych [km^2], Δh – wahania zwierciadła wody podziemnej [mm], μ - współczynnik odsączalności.

Dla płytkich, silnie zdrenowanych zbiorników i warstw wodonośnych zasoby dynamiczne obliczyć można na podstawie wskaźnika średniego niskiego odpływu całkowitego SNH, utożsamiając go umownie ze wskaźnikiem średniego odpływu podziemnego. Odnawialną (dynamiczną) część naturalnych zasobów wody obliczymy ze wzoru:

$$Q_d = 2,74 F \cdot \text{SNH} \text{ [m}^3/\text{d]} \quad (4.14)$$

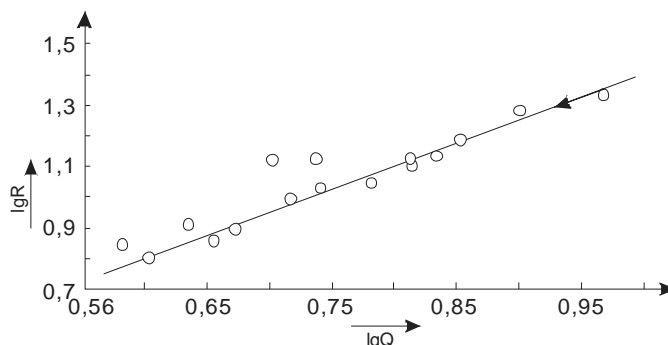
$$Q_d = 0,0371 F \cdot \text{SNH} \text{ [dm}^3/\text{s]}$$

gdzie: SNH – wskaźnik średniego niskiego odpływu całkowitego [mm/rok], F [km^2].

Znając retencję podziemną z obliczeń bilansowych lub pomiarów stanów wód podziemnych, możemy ustalić związek zachodzący między stanem retencji a przepływem wody podziemnej. Według Dębskiego pomiędzy stanami retencji R a przepływem podziemnym zasilającym rzekę istnieje związek w postaci parabolicznej:

$$R = k Q^s$$

Stałe k i s wyznaczamy mając szereg wartości R i odpowiadające im wartości Q . Nanosząc na wykres punkty $\log R = f(\log Q)$ i prowadząc między nimi prostą wyrównującą (rys. 4.1) wyznaczamy równanie tej prostej, z którego następnie przechodzimy do równania funkcji parabolicznej.



Rys. 4.1. Związek między przepływem wody podziemnej a stanem retencji zlewni Bobru pod Jelenią Górą (wg Haładyja)

Mając wyznaczone równanie możemy znaleźć wartość retencji czynnej dla każdego przepływu podziemnego albo też – po przekształceniu równania – ze znanej retencji obliczyć odpływ podziemny ze zlewni.

Równanie prostej wyrównującej obliczamy z równania prostej przechodzącej przez 2 punkty:

$$y - y_1 = \frac{y_2 - y_1}{x_2 - x_1} (x - x_1)$$

Podstawiając: $\log Q = x$ oraz $R = y$, dla prostej przedstawionej na rysunku 4.1, odczytujemy:

$$\begin{aligned} x_1 &= 0,60 & y_1 &= 0,80 \\ x_2 &= 0,94 & y_2 &= 1,30 \end{aligned}$$

otrzymując równanie:

$$\log R = 1,48 \log Q - 0,088$$

Ostateczne równanie funkcji parabolicznej dla podanego przykładu otrzymujemy w postaci:

$$R = 0,8166 Q^{1,48}$$

Metody rozdziału odpływu całkowitego w rzece na odpływ podziemny i powierzchniowy oraz metody obliczania stanów retencji na podstawie natężenia przepływu w odbiornikach lub stanów wody podziemnej są przedmiotem wykładów z hydrologii [17].

Obliczone podanymi metodami zasoby dynamiczne wód podziemnych odnoszą się do poziomów wodonośnych, które mają kontakt hydrauliczny z odbiornikiem

powierzchniowym. Odnosić się więc będą w szczególności do wód podziemnych o zwierciadle swobodnym i płytkich wód wglębnych, silnie zdrenowanych.

Tabela 38
Stosunek przepływów średnich maksymalnych do średnich minimalnych

Przekrój	Przepływ	Zima	Lato	Rok
Odra – Racibórz	całkowity	3,02	3,32	2,81
	gruntowy	1,79	2,17	1,67
	powierzchniowy	4,02	10,11	3,81
Wisła – Zawichost	całkowity			1,71
	gruntowy	–	–	1,47
	powierzchniowy			1,92
Wisła – Puławy	całkowity	–	–	1,74
	gruntowy	–	–	1,83
	powierzchniowy			2,13
Wisła – Płock	całkowity			1,87
	gruntowy	–	–	1,46
	powierzchniowy			2,95
Warta – Konin	całkowity	–	–	1,89
	gruntowy	2,24	1,92	1,64
	powierzchniowy	2,95	4,85	2,51
Warta – Poznań	całkowity	–	–	2,42
	gruntowy	2,49	1,72	1,88
	powierzchniowy	4,92	4,18	4,32
Polska	całkowity			2,40

Do obliczenia zasobów wód podziemnych basenów lub niecek artezyjskich, nie mających wyraźnego kontaktu hydraulicznego z rzekami i których obszar zasilania nie odpowiada zlewni powierzchniowej, spośród metod pośrednich najbardziej odpowiednią jest metoda bilansowania. Szacunek zasobów przeprowadza się na podstawie zbilansowania infiltracji wód opadowych.

Przy obliczaniu zasobów wód podziemnych, celem ich gospodarczego wykorzystania, należy określić miarę rozsiewu przepływów podziemnych albo ustalić wartości przepływów o określonym prawdopodobieństwie. Odpływ wód podziemnych jest znacznie bardziej wyrównany niż odpływ powierzchniowy, stąd też zmienność przepływów podziemnych jest znacznie mniejsza od przepływów powierzchniowych. Dla przykładu kilka wartości charakteryzujących zmienność przepływu zestawiono w tabeli 38. Wartości dla Raciborza obliczone zostały z lat 1921–1940, dla Wisły z lat 1950–1955, dla Warty z lat 1945–1955.

➤ 4.4. Określenie zasobów eksploatacyjnych

Metody szacowania zasobów eksploatacyjnych oparte są głównie na prawach dynamiki wód podziemnych z uwzględnieniem bilansu wodnego i właściwości budowy geologicznej. W obecnym stanie rozwoju hydrogeologii wystarczającą ścisłość obliczeń zasobów eksploatacyjnych można osiągnąć na podstawie stałych obserwacji wód podziemnych w czasie długotrwałych pompowań próbnych, prowadzonych przy różnych depresjach aż do maksymalnych wydajności. Na podstawie analizy istniejących ujęć i skutków, jakie wywołuje ich eksploatacja, można przez analogię wnioskować o zasobach eksploatacyjnych w takich samych lub podobnych warunkach hydrogeologicznych.

W przypadkach konkretnych zapotrzebowań na wodę przeprowadza się ocenę, czy postulowaną ilość można uzyskać i czy mieści się w zasobach eksploatacyjnych. Przy dobrym rozpoznaniu hydrogeologicznym i niewielkim zapotrzebowaniu rozwiązanie takiego zadania nie nastrecza większych trudności. Zagadnienie komplikuje się, gdy niezależnie od zapotrzebowania chodzi o obliczenie zasobów eksploatacyjnych wielkich jednostek, jak dorzecza, regionu, formacji geologicznych, basenów artezyjskich, kraju, celem włączenia tych zasobów do regionalnych lub krajowych planów gospodarki wodnej.

Przed przystąpieniem do szacowania zasobów eksploatacyjnych powinny być poznane zasoby dynamiczne, statyczne i dyspozycyjne. Od tej zasady można odstąpić, gdy zapotrzebowanie jest nikłe w stosunku do możliwych zasobów naturalnych zbiornika.

Zgodnie z definicją zasobów eksploatacyjnych podaną w rozdz. 4.2 zasoby eksploatacyjne obszaru bilansowego wynoszą:

$$Q_e = Q_d + Q_i - Q_n$$

gdzie: Q_d – zasoby dynamiczne (odnawialne)

Q_i – zasoby wzbudzone i sztuczne

Q_n – zasoby nienaruszalne.

Przy projektowaniu nowego ujęcia wód podziemnych należy sprawdzić, czy dodatkowy pobór wód podziemnych (ΔQ_e) mieści się w zasobach eksploatacyjnych obszaru bilansowego i czy nie spowoduje zmniejszenia wydajności już istniejących ujęć posiadających pozwolenia wodnoprawne, zlokalizowanych na obszarze bilansowym.

Wybór odpowiedniej metody obliczeń zależy od typu, charakteru i właściwości hydrogeologicznych zbiornika wód podziemnych. Obliczone zasoby należy sprawdzić inną metodą kontrolną lub uzupełniającą.

Do szacowania zasobów eksploatacyjnych można stosować, zależnie od warunków, następujące metody:

- Ocena na podstawie teoretycznych obliczeń wydajności studni (metoda ta może być stosowana przy względnie prostych warunkach hydrogeologicznych i małym zapotrzebowaniu w stosunku do zasobów naturalnych).
- Ocena na podstawie próbnych pompowań pojedynczych lub zespołowych.
- Ocena na podstawie ograniczonej ekstrapolacji wyników próbnych pompowań. Metoda ta wymaga dokładnego ustalenia warunków hydrogeologicznych złoża i powinna być uzupełniona obliczaniem zasobów naturalnych.
- Ocena na podstawie analogii do wyników wieloletniej eksploatacji ujęć pracujących w takich samych lub podobnych warunkach hydrogeologicznych. Stosowana być może głównie w przypadku rozległych i bardzo zasobnych złóż wodnych.
- Ocena na podstawie szczegółowej analizy bilansu wód podziemnych.
- Ocena na podstawie badań modelowych. Metoda wymaga dokładnego rozpoznania geologicznego poziomu wodonośnego oraz jego parametrów hydrogeologicznych (k , μ , S , T).

➤ 4.4.1. Ocena zasobów eksploatacyjnych na podstawie teoretycznych obliczeń wydajności studni

Wzory teoretyczne na wydajność studni zupełnej, pojedynczej i zespołu studni podano w p. 3.5.2 dla warunków ustalonych i 3.6.3 dla warunków nieustalonych. Obliczenie eksploatacyjnej wydajności projektowanego ujęcia studziennego w określonych warunkach geologicznych możliwe jest na podstawie wzorów 3.90 i 3.91 dla studni pojedynczej oraz 3.112 dla grupy studni. Odpowiednie wzory na dopływ do studni niezupełnej znaleźć można w przewodniku do ćwiczeń „Hydrogeologia inżynierska” [12]. Problem sprowadza się w zasadzie jedynie do określenia dopuszczalnej (maksymalnej) depresji eksploatacyjnej oraz wydajności dopuszczalnej. Z doświadczeń i badań modelowych wynika, że depresja studni w czasie zrównoważonego i trwałego poboru wody nie powinna przekraczać dla warstwy o zwierciadle swobodnym połowy miąższości strugi wody:

$$S_c \leq 0,4(0,5) H$$

natomiast w przypadku wód pod ciśnieniem depresja w studni nie powinna schodzić poniżej spągu warstwy napinającej, a ciśnienie w złożu nie powinno być mniejsze od połowy ciśnienia naturalnego.

Wyliczona ze wzorów 3.90 lub 3.91 wydajność przy depresji s_c nie może przekraczać wydajności dopuszczalnej, wynikającej z konstrukcji studni i dopuszczalnych prędkości wlotowych do filtra:

$$Q_{\text{dop}} = \pi d \ell v_{\text{dop}} \quad (4.15)$$

gdzie: d – średnica zewnętrzna filtra [m], ℓ – długość robocza filtra [m],
 v_{dop} – dopuszczalna prędkość wlotowa wody na filtrze.

Ograniczenie prędkości wlotowej podyktowane jest ochroną gruntu warstwy wodonośnej przed wystąpieniem sufozji, w konsekwencji której nastąpić mogłaby kolmatacja filtru przez drobne cząsteczki wypłukiwane z warstwy wodonośnej. Ponadto ograniczenie prędkości wlotowej wiąże się z minimalizacją strat hydraulicznych na filtrze.

Na obliczenie dopuszczalnej prędkości wlotowej stosowane są najczęściej wzory:

$$\text{Abramowa: } v_{\text{dop}} = 65 \sqrt[3]{k_d} \quad [\text{m/d}]$$

$$\text{Sichardta: } v_{\text{dop}} = \frac{\sqrt{k_s}}{15} \quad [\text{m/s}]; \quad v_{\text{dop}} = 19,6 \sqrt{k_d} \quad [\text{m/d}]$$

$$\text{Truelsena: } v_{\text{dop}} = \frac{d_{10}}{280} \quad [\text{m/s}]; \quad v_{\text{dop}} = 9,8 \sqrt{k_d} \quad [\text{m/d}]$$

d_{10} – średnica ziaren, które wraz z mniejszymi stanowią 10% masy gruntu [mm], k_s [m/s], k_d [m/d].

Gdyby we wzorze Sichardta wyrazić współczynnik filtracji wzorem Hazena (3.138), to wzór na prędkość dopuszczalną miałby postać:

$$v_{\text{dop}} = \frac{d_{10}}{140} \quad [\text{m/s}]$$

Z porównania wzorów Sichardta i Truelsena wynika, że ostatni daje dwukrotnie mniejsze wartości niż wzór Sichardta. Wzór Abramowa dla gruntów dobrze przepuszczalnych ($k = 100$ m/d) daje wartości około 50% większe, a przy $k = 10$ m/d ponad dwukrotnie większe niż wzór Sichardta. Gabryszewski [26] zaleca, aby do wymiarowania studni wodociągowych czynnych w sposób ciągły przez długi okres przyjmować prędkości dopuszczalne $v_{\text{dop}} = 9,8 \sqrt{k}$, dla studni pracujących dorywczo lub do kilku lat $v_{\text{dop}} = 19,6 \sqrt{k}$, a dla studni przewidzianych na krótki okres eksploatacji $v_{\text{dop}} = 65 \sqrt[3]{k}$ [m/d].

Przy określaniu długości części roboczej filtra (części perforowanej) należy uwzględnić następujące zasady:

- rura podfiltrowa powinna mieć długość co najmniej 0,5 m;
- górna część filtra powinna znajdować się stale co najmniej 0,5 m poniżej poziomu wody w studni.

Maksymalna długość części roboczej wynosi więc:

$$\ell_{\text{max}} = 0,4 H - 2 \cdot 0,5 \quad [\text{m}]$$

Ostatecznie za wydajność eksploatacyjną studni przyjmuje się wartość mniejszą wyliczoną ze wzorów 3.90 i 3.91 oraz 4.15.

Zasady postępowania przy obliczaniu zasobów eksploatacyjnych zespołu studni są podobne do opisywanych. W każdym przypadku należy sprawdzić, czy zasoby eksploatacyjne mają pokrycie w zasobach dyspozycyjnych oraz jaki będzie wpływ eksploatacji na środowisko przyrodnicze. W przypadku niekorzystnego wpływu wydajność eksploatacyjna może być ograniczona wymaganiami ochrony środowiska.

Obliczenia wykonuje się dla średniego stanu wód podziemnych. Wskazane jest jednak obliczenie wydajności również dla warunków przy niskim stanie wody.

Metodyczne podstawy wyznaczania zasobów eksploatacyjnych znaleźć można w poradniku metodycznym „Metodyka określania zasobów eksploatacyjnych ujęć zwykłych wód podziemnych” opracowanym przez zespół pod kierownictwem naukowym prof. Andrzeja Szczepańskiego [101]. W poradniku przyjęto metodę szacowania zasobów eksploatacyjnych w zależności od przewidywanej wydajności ujęcia i stopnia skomplikowania warunków hydrogeologicznych i zagrożeń dla jakości wód.

➤ 4.4.2. Określenie zasobów eksploatacyjnych na podstawie pompowań próbnych

Na podstawie wyników pompowań próbnych sporządza się wykres wydajności studni Q od depresji studni s oraz wykres wydajności jednostkowej studni

$q = f(s)$, przy czym $q = \frac{Q}{s}$ (rys. 4.2 i 4.3). Ze wzorów (3.90 i 3.91) wynika, że

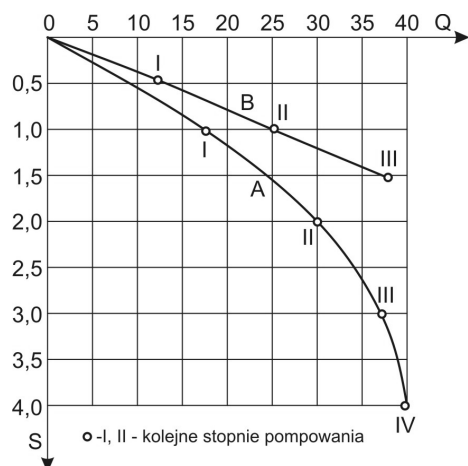
wydajność studni wzrasta ze wzrostem depresji. Dla studni o zwierciadle swobodnym funkcja $Q(s)$ jest paraboliczna, a wydajność jednostkowa $q(s)$ maleje ze wzrostem depresji, natomiast dla studni o zwierciadle napiętym $Q(s)$ jest funkcją liniową, a wydajność jednostkowa $q(s)$ jest stała (rys. 4.2 i 4.3).

Jeżeli dla studni o zwierciadle swobodnym uzyskano w czasie pompowań próbnych wydajność Q_1 przy depresji s_1 , to depresji eksploatowanej s_e odpowiadać będzie wydajność Q_e . Z równania (3.90) wynika, że:

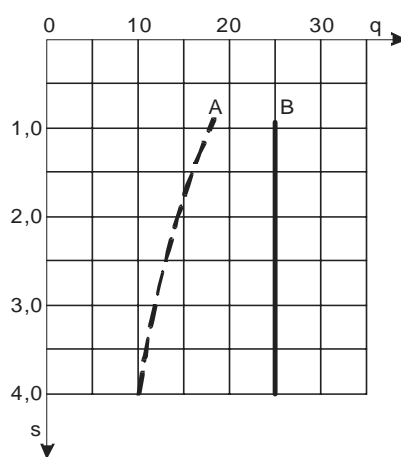
$$\frac{Q_1}{Q_e} = \frac{(2H - s_1)s_1}{(2H - s_e)s_e}$$

stąd

$$Q_e = Q_1 \frac{(2H - s_e)s_e}{(2H - s_1)s_1} \quad (4.16)$$



Rys. 4.2. Zależność wydajności studni od depresji:
A – zw. swobodne,
B – zw. napięte



Rys. 4.3. Wykres wydajności jednostkowej
 $q = \frac{Q}{s}$; A – zw. swobodne
B – zwierciadło napięte

Zależność (4.16) nie jest zupełnie ścisła, gdyż zakłada stałość zasięgu promienia depresji R.

Dla studni o zwierciadle napiętym:

$$\frac{Q_1}{Q_e} = \frac{s_1}{s_e}$$

$$Q_e = Q_1 \frac{s_e}{s_1} \quad (4.17)$$

We wzorach (4.16 i 4.17) Q_1 i s_1 odpowiadają maksymalnym wartościom uzyskanym w pompowaniach próbnym. Zakres ekstrapolacji wyników ograniczony jest warunkiem: $s_e \leq 1,5 s_1$.

Wyliczoną wydajność eksploatacyjną należy porównać z wydajnością dopuszczalną.

Sposób wykorzystania pompowań próbnym dla warunków nieustalonych i zespołu studzien znaleźć można w poradniku metodycznym „Metodyka próbnym pompowań w dokumentowaniu zasobów wód podziemnych” opracowanych przez S. Dąbrowskiego i J. Przybyłką [13].

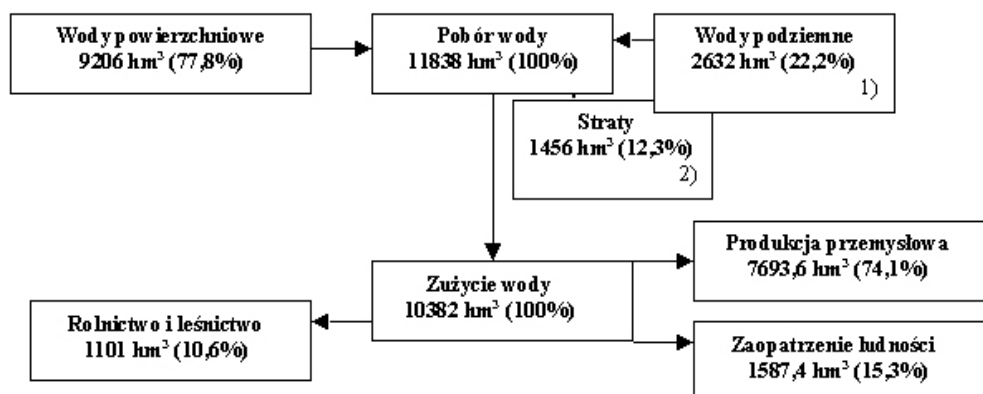
Rozdział 5

WYSTĘPOWANIE WÓD PODZIEMNYCH NA OBSZARZE POLSKI

Polska ze średniorocznymi opadami 617 mm (1951–1985), a w pasie nizin 500–550 mm należy na tle krajów sąsiednich do stosunkowo ubogiej w zasoby wodne. Średni odpływ roczny z terenu kraju wynosi około 63 km^3 (201 mm), przy czym waha się w przedziale 37,5 do 90 km^3 (118 do 288 mm). Dostępność wody dla ludności i gospodarki narodowej w przeliczeniu na 1 mieszkańca wynosi:

- w Polsce $1600 \text{ m}^3/\text{miesz.} \cdot \text{rok}$
- w Niemczech 2280 - " -
- we Francji 3160 - " -
- średnio w Europie $4500 \text{ m}^3/\text{miesz.} \cdot \text{rok}$

Na zaopatrzenie w wodę ludności i na potrzeby gospodarki narodowej pobrano w 2005 roku $10,94 \text{ km}^3$, w tym z wód powierzchniowych $9,20 \text{ km}^3$ (ok. 84%), a z wód podziemnych $1,64 \text{ km}^3$ (ok. 16%). Uwzględniając wody z odwadniania zakładów górniczych oraz obiektów budowlanych, łączny pobór wód podziemnych wynosi ok. $2,63 \text{ km}^3/\text{rok}$ (rys. 5.1). Zatwierdzone decyzjami administracyjnymi zasoby eksploatacyjne wód podziemnych na koniec 2005 roku wynoszą $16,6 \text{ km}^3$, co stanowi ok. 83% zasobów dyspozycyjnych, szacowanych na ok. $20 \text{ km}^3/\text{rok}$. Zasoby eksploatacyjne wód podziemnych pochodzą głównie z utworów czwartorzędu (ok. 66%), a pozostałe z utworów trzeciorzędu (10%), kredy (13,6%), starszych (10,4%).



wg Rocznika GUS – Ochrona Środowiska, 2006 r.

- Dane nie obejmują poboru wody przez indywidualnych użytkowników

1) w tym 992 km³ z odwadniania zakładów górniczych i obiektów budowlanych

2) w tym 898 km³ wód niewykorzystanych z odwadniania zakładów górniczych i obiektów budowlanych

Rys. 5.1. Eksploatacja i użytkowanie zasobów wodnych w Polsce w 2005 roku
(łącznie z odwodnieniem zakładów górniczych i obiektów budowlanych)

W zależności od znaczenia i zasobności wśród zbiorników wód podziemnych wyróżnia się według umownych kryteriów zbiorniki główne, lokalne i miejscowe. Parametry zbiorników wód podziemnych przedstawiono w tabeli 39.

Tabela 39

Klasyfikacja zbiorników wód podziemnych

Nazwa zbiornika (poziomu) wód podziemnych	Wydajność studni [m ³ /h]	Wydajność ujęcia [tys. m ³ /dobę]	Liczba mieszkańców, którą można zaopatrzyć [tys.]*
Miejscowy zbiornik MZWP	poniżej 5–10	poniżej 0,3	poniżej 2,0
Lokalny zbiornik LZWP	10–70	0,3–10	2–66
Główny zbiornik GZWP	powyżej 70	powyżej 10	powyżej 66

* przy zużyciu 150 dm³/dobę

➤ 5.1. Regiony wodne w Polsce

Na terenie Polski znajdują się obszary dwóch głównych dorzeczy – Wisły i Odry. Oprócz nich na obszarze Polski znajdują się niewielkie części międzynarodowych dorzeczy Dunaju (region wodny Morawy), Łaby (regiony wodne Łaby i Ostrożnicy (Upa), Orlicy, Metuje, Izery) i Niemna.

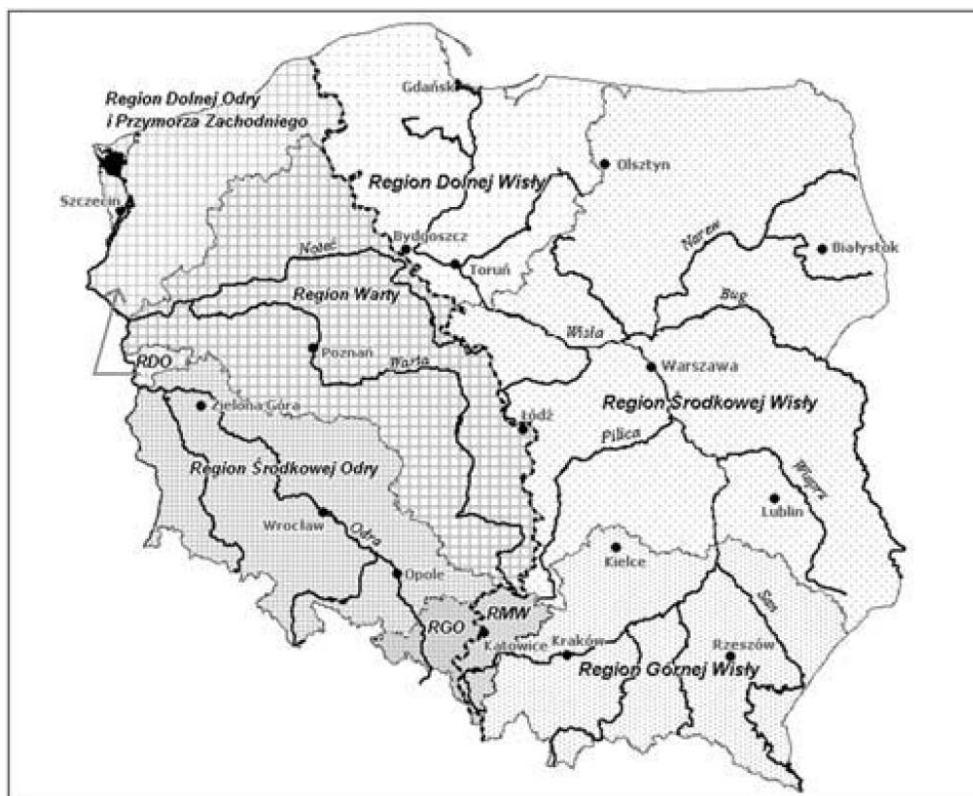
Rozporządzeniem Rady Ministrów z dnia 27 czerwca 2006 r. [9'] obszary dorzeczy Wisły i Odry podzielone zostały na następujące regiony wodne:

- w obszarze dorzecza Wisły:
 - a) region wodny małej Wisły,
 - b) region wodny górnej Wisły,
 - c) region wodny środkowej Wisły,
 - d) region wodny dolnej Wisły;
- w obszarze dorzecza Odry:
 - a) region wodny górnej Odry, zarządzany przez Regionalny Zarząd Gospodarki Wodnej (RZGW) w Gliwicach,
 - b) region wodny środkowej Odry, zarządzany przez Regionalny Zarząd Gospodarki Wodnej we Wrocławiu (RZGW we Wrocławiu zarządza również fragmentami dorzeczy Łaby i Dunaju, znajdującymi się w granicach Polski),
 - c) region wodny dolnej Odry i Przymorza Zachodniego, zarządzany przez RZGW w Szczecinie,
 - d) region wodny Warty, zarządzany przez RZGW w Poznaniu.

Granice regionów wodnych przedstawiono na rysunku 5.2. W rozporządzeniu Rady Ministrów [9'] przyporządkowano również zbiorniki wód podziemnych do właściwych obszarów dorzeczy. W dorzeczu Odry wyróżniono 66 Głównych Zbiorników Wód Podziemnych (GZWP), w dorzeczu Wisły 92 GZWP, a w dorzeczu Pregoly 4 zbiorniki.

➤ 5.2. Regiony hydrogeologiczne w Polsce

O ile granice regionów wodnych wyznaczone są liniami wododziałów wód powierzchniowych, to regionalizacja hydrogeologiczna wynika z wyodrębnienia zespołów lub systemów wód podziemnych o odrębnych w stosunku do otoczenia cechach hydrostrukturalnych. W systematyce regionalnej przyjętej przez Państwowy Instytut Geologiczny wydzielono trzy jednostki: region, subregion, rejon, które zgrupowano w czterech makroregionach. Szczegółowy podział regionalny, przyjęty w Atlasie Hydrogeologicznym Polski [72], podano w tabeli 40, a granice regionów hydrogeologicznych przedstawiono na rysunku 5.3.

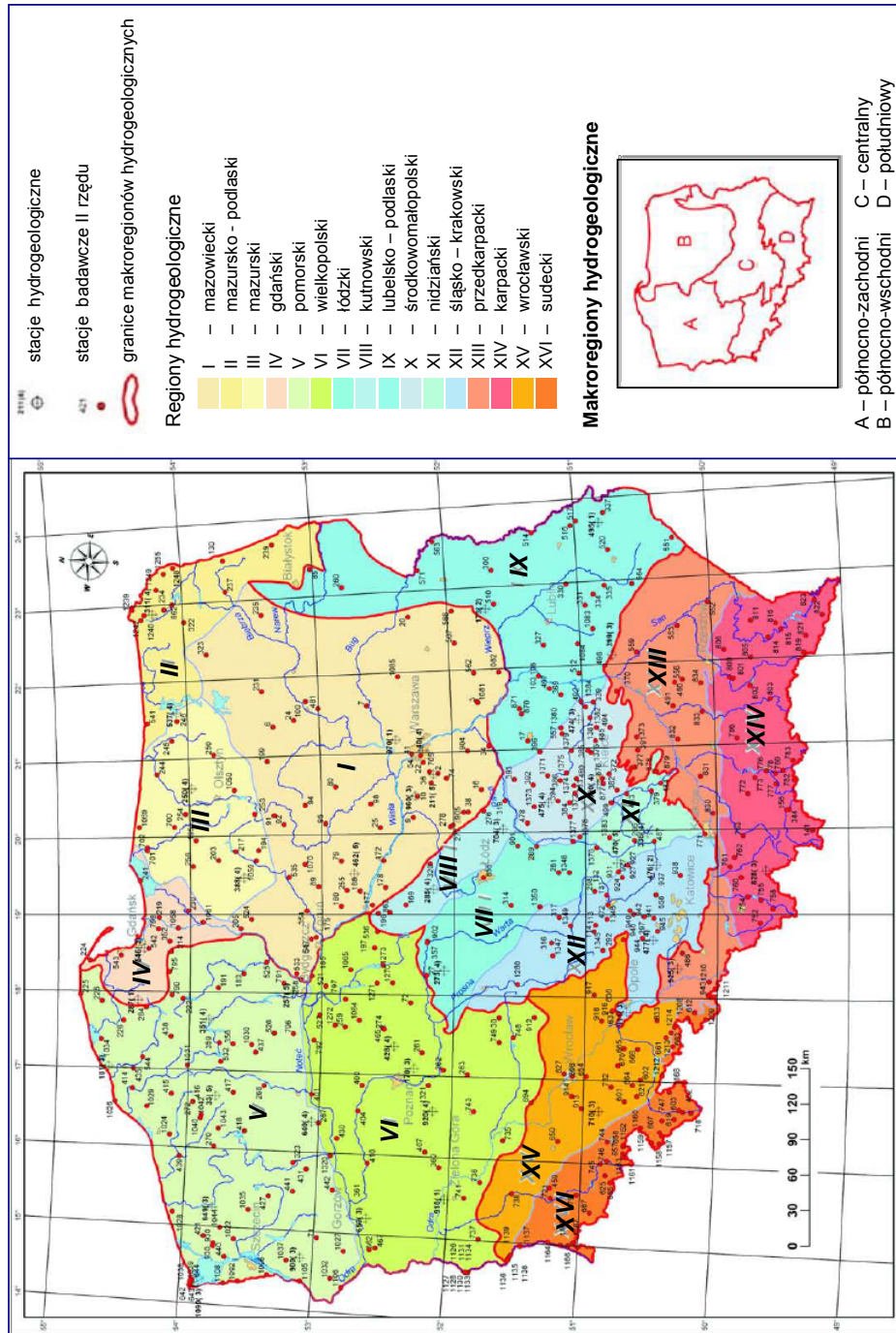


Rys. 5.2. Regiony wodne w Polsce

RGO – Region Górnej Odry
 RDO – Region Dolnej Odry

RMW – Region Małej Wisły

W makroregionach północnych (A i B) wody podziemne występują głównie w utworach kenozoicznych (holocen, plejstocen, miocen i oligocen), miejscami podścielonych poziomami wodonośnymi w spękanych marglach, wapieniach i piaskowcach systemów mezozoicznych. W makroregionie centralnym przeważają systemy szczelinowe i szczelinowo-krasowe, głównie mezozoiczne, a na Górnym Śląsku i w Górach Świętokrzyskich również paleozoiczne. Najbardziej skomplikowanymi i zróżnicowanymi warunkami występowania wód podziemnych charakteryzuje się makroregion południowy.



Rys. 5.3. Regiony hydrogeologiczne Polski i lokalizacja punktów badawczych sieci monitoringu [72, 116]

Tabela 40

Podział regionalny zwykłych wód podziemnych Polski (wg B. Paczyńskiego [72])

Makro-region	Region, F km ²	Subregion, F km ²	Rejon, F km ²
1	2	3	4
A – północno-wschodni	I mazowiecki, 58 345	I ₁ centralny, 15 250	I ₁ kotliny warszawskiej, 1900
			I _A mazowiecko-podlaski, 2100
			I _B mazowiecko-kujawski, 2375
			I _C chełmińsko-dobrzyński, 8550
	II mazursko-podlaski, 11 150		II _A białostocki, 2600
	III mazurski, 15 125		III _A iławsko-warmiński, 4375
B – północno-zachodni	IV gdański, 6000	IV ₁ żuławski, 1730	IV _A pradolina Redy-Łeby (część wschodnia), 2175
			V _{1A} pradolina Redy-Łeby (część zachodnia), 400
			V _{1B} gryficko-drawski, 4725
			V _{1C} wyspy Wolin, 250
B – północno-zachodni	V pomorski, 45 575	V ₁ przymorski, 15 000	V _{1D} wyspy Uznam, 50
			V _A pilski, 3600

Tabela 40 c.d.

1	2	3	4
	VI wielkopolski, 42 938	VI ₁ pradoliny toruńsko-eberswaldzkiej, 5625	
		VI ₂ lubusko-poznański, 8925	VI _{2A} lubusko-poznańska część wielkopolskiej doliny kopalnej, 2525
		VI ₃ gnieźnieńsko-kujawski (mogileński), 12 150	VI _{3A} gnieźnieńsko-kujawska część wielkopolskiej doliny kopalnej, 1625
		VI ₄ pradoliny warszawsko-berlińskiej, 2625	
		VI ₅ zielonogórsko-leszczyński, 8425	VI _{5A} jarocińsko-pleszewski, 2150
		VI ₆ pradoliny barycko-głogowskiej, 2600	
		VI ₇ trzebnicki, 2588	
C- centralny	VII łódzki, 11 325	VII ₁ łódzko-piotrkowski (małej niecki), 1650	
		VII ₂ bełchatowski, 1700	
	VIII kutnowski, 5888		
	IX lubelsko-podlaski, 17 450	IX ₁ podlaski, 8975	IX _{1A} bialski, 5725
		IX ₂ poleski, 2695	
			IX _A roztocki, 2025 IX _B kozienicki, 625
	X środkowomałopolski, 9875	X ₁ świętokrzyski, 2000	
		X _A tomaszowski, 1550	

Tabela 40 c.d.

1	2	3	4
C – centralny	XI nidziański, 5275		
	XII śląsko-krakowski, 14 925	XII ₁ triasu śląskiego, 4455	XII _{1A} opolski, 300
			XII _{1B} gliwicki, 450
			XII _{1C} bytomski, 188
			XII _{1D} chrzanowski, 300
XII ₂ górnośląski, 1270			
XII ₃ jurajski, 9200	XII _{3A} kaliski, 3450		
D – południowy	XIII przedkarpacki, 21350	XIII ₁ kędzierzyński, 1680	
		XIII ₂ rybnicko- -oświęcimski, 2800	
			XIII _A bogucicki, 480
			XIII _B chmielnicko- -staszowski, 831
			XIII _C frampolski, 175
			XIII _D proszowicko- -połaniecki, 1825
			XIII _E gdowsko-wojnicki, 730
			XIII _F tarnowski, 780
			XIII _G kolbuszowski, 856
		XIII _H kańczucki, 705	
	XIII _I tarnogrodzki, 550		
XIV karpacki, 19 800	XIV ₁ śródkarpacki 1150	XIV _{1A} podhalański, 970	

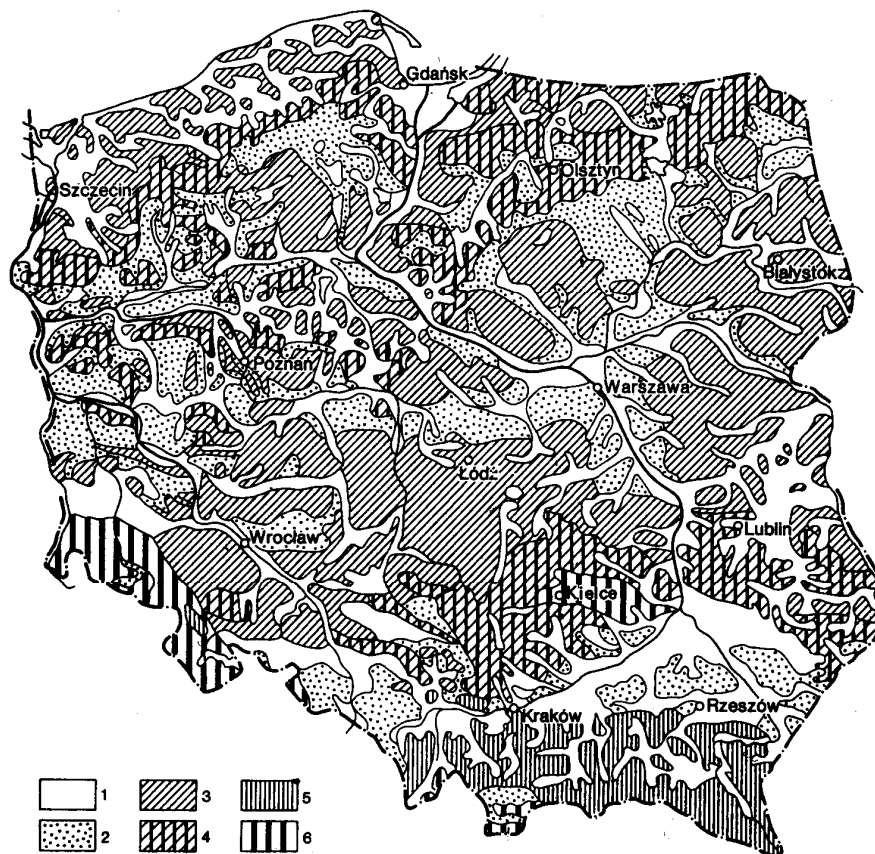
Tabela 40 c.d.

1	2	3	4
			XIV _{1B} tatrzański, 200
	XV wrocławski, 17 975	XV ₁ przedsudecki, 2650	
		XV ₂ kluczborski, 5425	
	XVI sudecki, 8200	XV ₁ żytawsko- -węgliniecki, 1135	
		XVI ₂ bolesławiecki, 1010	
		XVI ₃ śródsudecki, 1060	
		XVI ₄ wschodniosu- decki, 625	

➤ 5.3. Wody podziemne w utworach holocenu i plejstocenu

W utworach plejstocenu użytkowe poziomy wodonośne znajdują się w osadach międzylodowcowych, które są przeważnie przemytymi i spiaszczonymi morenami dennymi, rzadziej pochodzenia aluwialnego. Stosunkowo korzystne pierwotne warunki litologiczne i sedimentacyjne tych utworów zostały w wielu miejscach zmienione w wyniku procesów erozyjnych i akumulacyjnych następných zlodowaceń. Ponieważ warstwy te zostały zwykle przykryte utworami moreny dennej późniejszych zlodowaceń, wody w utworach międzylodowcowych znajdują się najczęściej pod ciśnieniem. Pod względem chemicznym cechują się wysoką zawartością żelaza.

Znacznie korzystniejsze warunki występowania wody istnieją w utworach wodnolodowcowych, szczególnie w piaszczystych osadach sandrów i ozów. Najbardziej wodonośne są utwory pradolin, łączące się zwykle ze sandrami, tworząc bogate zbiorniki wód podziemnych. Zasilane są przez infiltrację opadów atmosferycznych oraz wodami podziemnymi spływającymi z wysoczyzn. Znaczne zasoby wody, dobrej jakości, występują w plejstocenijskich dolinach kopalnych.



Rys. 5.4. Występowanie płytkich wód podziemnych w Polsce (wg Gołaba). 1 – wody w utworach niższych tarasów rzecznych, 2 – wody wysokich tarasów rzecznych oraz utworów pochodzenia lodowcowego, 3 – wody na wysoczyznach, 4 – wody w starszych utworach wyżynnych, zwykle z głębokim zwierciadłem wody, 5 – wody podziemne w utworach fliszu karpackiego, 6 – obszary z lokalnie występującą wodą

Dużą zasobnością cechują się również żwirowe stożki napływowe rzek na przedpolu Sudetów, Karpat i Tatr oraz tarasy akumulacji rzecznej, głównie większych rzek, które są źródłem zaopatrzenia w wodę wielu osiedli. Występowanie płytkich wód podziemnych przedstawiono na rysunku 5.4.

➤ 5.4. Wody podziemne w utworach starszego podłoża

Występowanie i układ warstw wodonośnych starszego podłoża związane jest z jego budową geologiczną, pozwalającą na wydzielenie odrębnych obszarów hydrogeologicznych, wśród których wyróżnić można: nieckę mazowiecką, nieckę szczecińsko-lódzko-miechowską, nieckę lubelską, Wyżynę Krakowsko-Częstochowską, Górnośląskie Zagłębie Węglowe, Sudety, monoklinę przedsudecką, Karpaty i zapadlisko przedkarpackie (rys. 1.26).

Niecka mazowiecka dzieli się na północną gdańską i właściwą – warszawską. Tworzy ją rozległe obniżenie kredowe na podłożu krystalicznym, wypełnione utworami kredy, jury, triasu, oligocenu i neogenu (rys. 1.27). W niecce gdańskiej woda występuje pod dość znacznym ciśnieniem w utworach kredowych wykształconych w facji piaszczystej.

W utworach paleogenu i neogenu stwierdzono dwa poziomy wodonośne: mioceński i oligoceński. Poziom mioceński zbudowany jest z drobnoziarnistych piasków z wkładkami węgla brunatnego lub z pyłem węglowym, który zabarwia wodę humusowymi związkami żelaza i czyni ją nieprzydatną do użytku. Największe znaczenie gospodarcze mają wody występujące w glaukonitowych piaskach średnio- i gruboziarnistych oligocenu. Zawierają one nadmierne ilości żelaza. W wyniku nadmiernej eksploatacji wody te straciły swój pierwotny charakter wód artezyjskich, a zwiększony na skutek dużej depresji napływ wód obcych, najprawdopodobniej z obrębu wału kujawskiego lub głębszego podłoża, spowodował nadmierne ich zasolenie. Na skutek zwiększonego zasolenia zaniechano eksploatacji niektórych ujęć, np. w Sochaczewie i Żyrardowie.

Niecka szczecińsko-lódzka-miechowska obejmuje kilka mniejszych jednostek strukturalnych. Szczególne znaczenie gospodarcze ma niecka łódzka, z której wyodrębnia się część północno-zachodnią, położoną w rejonie Mogilna, zwaną niecką wielkopolską, oraz część południowo-wschodnią, tj. właściwą nieckę łódzką.

W **niecce wielkopolskiej** wody występują w piaszczysto-żwirowych osadach formacji lignitowej miocenu. Przykryte są grubą serią plioceńskich ilów poznańskich. Wody mają często charakter artezyjski. Otwory z nawierconą wodą artezyjską są na ogół bardzo wydajne (do 360 m³/h) i dzięki temu są ważnym źródłem zaopatrzenia w wodę miast i osiedli.

W **niecce łódzkiej** wody artezyjskie i subartezyjskie występują w utworach kredy górnej (wapienie i margle) oraz w utworach piaszczystych i piaskowcach kredy środkowej. Podobnie jak w niecce mazowieckiej wskutek nadmiernej eksploatacji poziomów kredowych stwierdza się stałe obniżanie zwierciadła wody.

W **niecce miechowskiej** występowanie utworów lessowych lub cienkich warstw piasków lodowcowych na serii solo- i gipsonośnych ilów krakowieckich nie sprzyja gromadzeniu się większych ilości dobrej wody podziemnej. Wody szczelinowe w marglach i wapieniach górnej kredy są mało wydajne, niższe zaś wody w utworach piaszczystych środkowej kredy cechują się dużym zasoleniem. W strefie tej występuje wiele źródeł wody zmineralizowanej siarkowodorowej lub siarczanowej (Busko, Solec).

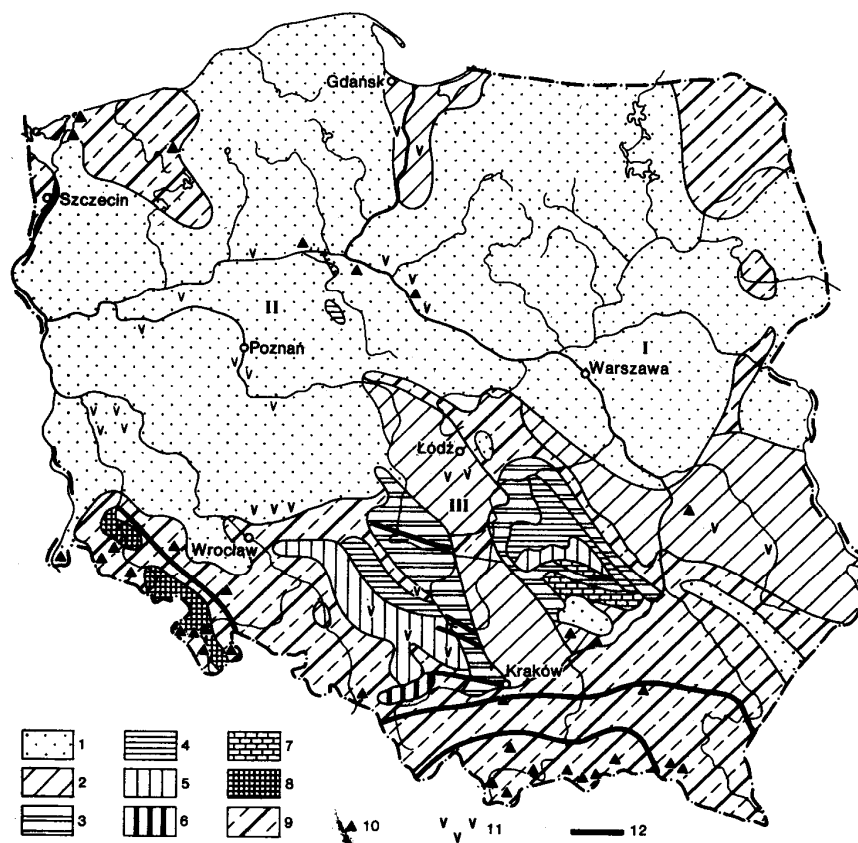
W niecce lubelskiej utwory czwartorzędowe są ubogie w wodę. Obfity poziom wodonośny stanowią warstwy szczelinowatych wapieni i margli trzeciorzędowych oraz mniej zasobne piaski glaukonitowe górnej kredy.

Na **Wyżynie Krakowsko-Częstochowskiej** wody podziemne występują w utworach górno- i środkowojurajskich. Wydajność gruboławicowych, spękanych i skrasowiałych wapieni jest znaczna. Występują tu liczne źródła, których wydajność dochodzi do 100 dm³/s (źródła Pilicy, Warty, Przemszy).

W **Zagłębiu Górnośląskim** warstwy wodonośne występują w utworach czwartorzędowych, trzeciorzędowych, triasowych i karbońskich, poprzecinanych gęstą siecią spękań, szczelin i uskoków. Uskoki te ułatwiają kontakt hydrauliczny wody różnych poziomów i zwiększają drenujący wpływ kopalń na zmiany w naturalnym układzie krążenia wody. Ze względu na zasobność i jakość wody praktyczne znaczenie mają przede wszystkim wody podziemne triasu, wykształconego w postaci grubej serii wapieni, margli, piaskowców i ilów.

Seria utworów karbonu, osiągająca miąższość do 6–7 tys. m, gromadzi wodę w warstwach piaskowców i zlepieńców, znajdujących się we wszystkich grupach warstw karbonu produktywnego. Ze względu na duże zawartości związków żelaza i siarczanów, a także agresywnego dwutlenku węgla oraz chlorków i znaczną twardość nie nadaje się do zaopatrzenia ludności i przemysłu. Odprowadzana na powierzchnię w wyniku odwadniania złóż węgla stanowi istotny element zanieczyszczenia wód powierzchniowych.

Na obszarze **Sudetów**, zbudowanych głównie z silnie zdyslokowanych skał metamorficznych i magmowych, odznaczających się małą przepuszczalnością, występowanie wody podziemnej związane jest szczególnie ze strefami uskokowymi i szczelinami. Niewielkie ilości wody występują w przypowierzchniowej warstwie zwietrzliny i rumoszu skalnego. Wody te miejscami są ujmowane do celów zaopatrzenia poziomymi systemami drenażowymi. Źródłami zaopatrzenia w wodę są ponadto ciekły powierzchniowe oraz warstwy zlepieńców kulmowych, obrzeżających wałbrzyską nieckę węglową, jak również dalej położone piaskowce kredowe, triasowe i permskie niecki zewnętrznosudeckiej (Mioszów – Chełmsko – Czadrów).



Rys. 5.5. Szkic hydrogeologiczny głębokich wód podziemnych w Polsce (wg J. Gołąba).
 1 – wody podziemne w utworach trzeciorzędowych, 2 – wody w utworach kredowych, 3 – wody w utworach jurajskich, 4 – wody w utworach dolnojurajskich, 5 – wody w utworach triasowych, 6 – wody w utworach karbońskich, 7 – wody w starszych utworach paleozoicznych, 8 – wielopiętrowe głębokie wody podziemne, 9 – obszary o mało rozpoznanych lub niepewnych głębokich wodach podziemnych, 10 – źródła wód mineralnych, 11 – wody artezyjskie, 12 – ważniejsze linie nasunięć dyslokacji tektonicznych; I – niecka mazowiecka, II – niecka wielkopolska, III – niecka łódzka

Na obszarze **Karpat** partie zbudowane z silnie sfałdowanych skał fliszowych są ubogie w wodę. Żwiry akumulacji rzecznej dolin rzecznych są silnie zailone, a w związku z tym na ogół mało zasobne w wodę.

U podnóża Sudetów i Karpat duże zasoby wody gromadzą się w żwirowych stożkach napływowych. Na obszarze zapadliska **przedkarpackiego** wodonośne są tylko utwory dolinowe. Szkic hydrogeologiczny głębokich wód podziemnych przedstawiono na rysunku 5.5.

Największe deficyty wodne występują na obszarach największych okręgów przemysłowych – górnośląskiego, łódzkiego i wałbrzyskiego, a także na terenie Wielkopolski, krakowskiej aglomeracji miejskiej oraz w miastach Przedsudecia. Zaspokojenie potrzeb wodnych ludności i przemysłu wymaga wskutek ograniczonych zasobów wód podziemnych sięgania do zasobów wód powierzchniowych. Jest to jednak dość trudne w związku ze złą na ogół jakością wód rzecznych. W perspektywie konieczne jest stworzenie, zwłaszcza w górnych partiach zlewni rzek, retencji zbiornikowej i systemu przerzutu wody w okresach deficytowych.

➤ 5.5 Wody podziemne regionu Górnej i Środkowej Odry

Hydrogeologicznie zlewnia Górnej i Środkowej Odry związana jest z pięcioma regionami hydrogeologicznymi: przedkarpackim (XIII) w Górnej Odrze, sudeckim (XVI), śląsko-krakowskim (XII), wrocławskim (XV) i wielkopolskim (VI) (rys.5.3).

W zlewni Górnej Odry znajdują się subregiony kędzierzyński XIII₁ i triasu śląskiego XII₁ z rejonami opolskim, gliwickim i bytomskim. W rejonie Kędzierzyna – Koźla wody podziemne występują głównie w mioceńskich poziomach wodonośnych oraz w utworach czwartorzędowych dolinowych osadów Odry i jej dopływów.

Region sudecki (XVI) w części środkowej i zachodniej po Kwisę, łącznie z Kotliną Jeleniogórską, charakteryzuje się znacznym zróżnicowaniem zasobów wód podziemnych. Struktury zasobne występują w dolinie Bobru i w niecce północno-sudeckiej z wodami użytkowymi w utworach czwartorzędu, kredy, triasu i permu. Praktycznie bezwodne są serie skał metamorficzno-magmowych i osadowych starszego paleozoiku i proterozoiku. Użytkowe wody podziemne występują w regionie w dolinach kopalnych staroplejstoczeńskich (eoplejstocen), w osadach rzecznych młodoplejstoczeńskich (neoplejstocen) i w osadach wodnolodowcowych wysoczyzny. W starszym podłożu wody podziemne występują w osadach kredy i triasu (niecka północnosudecka, niecka krzeszowska, rów górnej Nysy Kłodzkiej) oraz w mniejszym stopniu w osadach górnego dewonu, karbonu, permu, a także wulkanitach karbonu i permu (strefa kaczawska, niecka śródsudecka).

W subregionie żytańsko-węglińskim (XVI₁), obejmującym wysoczyznę między Kwisą a Nysą Łużycką z Węglińcem i Zgorzelcem, przechodzącym na południu w rejon „worka turowskiego”, wody podziemne występują głównie w utworach trzeciorzędu.

W północnej części regionu, bolesławieckim (XVI₂), między Gozdnicą i Węglińcem wody użytkowe występują w utworach czwartorzędu, trzeciorzędu i kredy.

W regionie wrocławskim (XV) wydzielono w Atlasie Hydrogeologicznym Polski dwa subregiony: przedsudecki (XV₁) obejmujący obszar od Paczkowa przez Ząbkowice Śląskie, Dzierżoniów do Jawora i kluczborski (XV₂).

Do dwóch wymienionych dodać należałoby subregion niecki wrocławskiej, wchodzącej w skład Niziny Śląskiej od Opola po zachodnią granicę Polski. Użytkowe poziomy wodonośne występują tu prawie wyłącznie w utworach kenozoicznych. W obrębie regionu wrocławskiego wyróżnić można część zachodnią i wschodnią. Część zachodnia, obejmująca międzyrzecze Nysy Łużyckiej, Czernej, Kwisy, Bobru, Szprotawy i Zimnicy, charakteryzuje się bardzo dobrym wykształceniem poziomów wodonośnych w utworach czwartorzędowych, zwłaszcza w obrębie tarasów rzek. W rejonie strefy międzyrzecza Kaczawy, Zimnicy i Bystrzycy poziom czwartorzędowy jest słabiej wykształcony. Wody występują tu głównie w poziomach trzeciorzędowych. W rejonie Wrocławia zbiorniki wód podziemnych występują w niecce wrocławskiej, wchodzącej w skład rozległych struktur wodonośnych Niziny Śląskiej.

Permo-triasowy zbiornik podłoża na północ od Wrocławia na linii Wołów–Oborniki–Oleśnica zawiera wody o podwyższonej mineralizacji powyżej 3000 mg/dm³, przekraczającą dopuszczalną dla wody do picia (1000 mg/dm³).

W utworach kenozoiku niecki wrocławskiej wody podziemne występują w osadach trzeciorzędowych i czwartorzędowych. W osadach trzeciorzędowych praktyczne znaczenie dla zaopatrzenia w wodę aglomeracji wrocławskiej posiadają zbiorniki między Wiązowem–Oławą–Oleśnicą oraz struktura między Środą Śląską–Wołowem–Trzebnicą.

W utworach czwartorzędowych okolic Wrocławia wody podziemne poza pradoliną Odry występują w plejstocenijskich dolinach kopalnych. Na wyróżnienie zasługują zbiorniki w rejonie Oleśnicy i Kątów Wrocławskich (struktura bogdaszowicka) o zasobach dyspozycyjnych 10-20 tys. m³/dobę. Inne kopalne struktury rynnowe w okolicach Wrocławia mają charakter zbiorników lokalnych.

Subregion przedsudecki XV₁ charakteryzuje się słabą wodonośnością. Wody podziemne występują wyłącznie w utworach kenozoicznych, szczególnie w wypełnieniach dolin rzecznych oraz obniżeniach stropu skał krystalicznych (niecki Jaworzyny–Świdnicy i Ziębic). W strefie zapadliska przedsudeckiego (Nysa Szalona–Dzierżoniów) poziomy użytkowe występują głównie w utworach trzeciorzędu.

Do regionu śląsko-krakowskiego (XII) związanego z dorzeczem Odry należy niewielka powierzchnia subregionu jurajskiego (XII_{3A}) ze źródłami Baryczy. Wody podziemne występują tu w piaszczysto-żwirowych i piaskowcowych utworach jury środkowej o zróżnicowanych parametrach hydrogeologicznych.

Makroregion północno-zachodni, w części dotyczącej dorzecza środkowej Odry, obejmuje swym zasięgiem Wał Trzebnicki i Nizinę Wielkopolską, wchodzące w skład regionu wielkopolskiego VI.

Subregion trzebnicki (VI₇) obejmuje obszar na północ od rejonu niecki wrocławskiej między Wałem Trzebnickim i pradoliną barycko-głogowską łącznie z przełomem Odry, a od wschodu strefę międzyrzecza Widawy i Stobrawy. Poziomy wodonośne występują w utworach kenozoicznych. Czwartorzędowe poziomy wodonośne najlepiej wykształcone są w dolinach rzek, trzeciorzędowe występują powszechnie w części na zachód od Trzebnicy.

Subregion pradoliny barycko-głogowskiej (VI₆) obejmuje strefę dolinną Baryczy oraz strefy ujściowe Bobru i Nysy Łużyckiej. Wody podziemne występują w dobrze wykształconych poziomach czwartorzędu pradoliny. Poziomy trzeciorzędowe o korzystnych parametrach zasobowych występują w centralnej części pradoliny Baryczy oraz w rejonie gubińskiego-zielonogórskim.

W subregionie zielonogórsko-leszczyńskim (VI₅), położonym między pradoliną barycko-głogowską i warszawsko-berlińską, wody podziemne w rejonie Zielonej Góry występują głównie w utworach doliny Odry, natomiast na terenie obejmującym rejon obrzański, a także obniżenie wokół Jeziora Sławskiego użytkowe poziomy wodonośne występują w strefie dolinowej Obry. Poza dolinami ciągłość rozprze-strzenia utworów czwartorzędowych jest często zaburzona glacitektonicznie.

➤ 5.6. Wody podziemne w dolinach rzecznych

➤ 5.6.1. Charakterystyka wód podziemnych w utworach aluwialnych

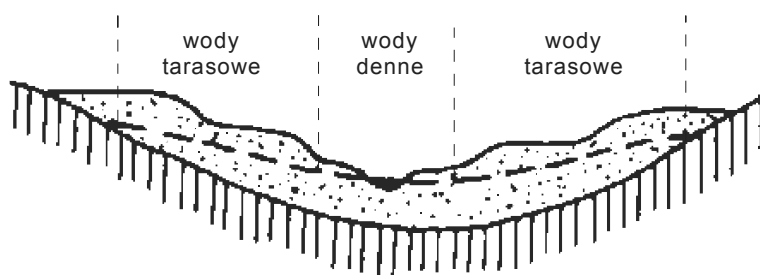
Osady rzeczne zmieniają się wzdłuż biegu rzeki zarówno co do miąższości, jak i uziarnienia. W dolnym biegu rzek (Wisła, Odra) miąższość osadów dochodzi do kilkudziesięciu metrów. W górskich odcinkach rzek w osadach przeważają otoczaki i żwiry, przechodzące w części podgórskiej i nizinnej w coraz drobniejsze piaski, a w odcinkach ujściowych w drobne piaski z domieszką części organicznych i namulów.

Podobne zróżnicowanie litologiczne występuje również w przekroju poprzecznym doliny. U dołu aluwiów występują grube żwiry, złożone w stadium młodocianym rzeki, wyżej pospółki, piaski, odpowiadające stadium dojrzałości, a u góry w części stropowej występują gliny rzeczne i namuły. W niektórych dolinach wymienione serie warstw mogą się powtarzać w zależności od nawrotów cykli erozyjnych.

Charakterystyczną cechą aluwiołów jest wielka zmienność i różnorodność warstw. Powszechne jest wyklinowanie się warstw, występowanie soczewek, cienkich przewarstwień itp. Zmienność taka spowodowana jest geologiczną historią rzeki oraz stałymi zmianami transportu i akumulacji, związanymi ze zmianami stanów i prędkości przepływu.

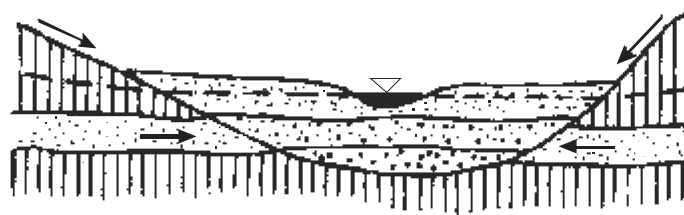
Rozległe doliny i pradoliny rzek nizinnych z ich tarasami tworzą system bardzo zasobny w wody podziemne. Przepływ podziemny w osadach dolin przekracza przepływ wód powierzchniowych rzeki. W okresach bezopadowych, a więc przez znaczną część roku, rzeki zawdzięczają swój przepływ dopływowi wód podziemnych. Jeżeli przyjąć, że średni niski przepływ SNQ pochodzi w całości z zasobów wód podziemnych, to stanowi on np. w Odrze w przekroju Oława – Most 40%, a w przekroju Nowa Sól 42% przepływu średniego SSQ, wynoszącego odpowiednio około 140 oraz 220 m³/s.

Wody aluwialne są często narażone na zanieczyszczenia zwłaszcza w rejonie miast, osiedli i zakładów przemysłowych. W dolnych odcinkach rzek (wody deltowe) zanieczyszczenia są produktami rozkładu substancji organicznych, występujących w torfach, namulach itp. Wody denne (rys. 5.6) rzek nizinnych przechodzą bardzo często w typ wód zaskórnych.



Rys. 5.6. Wody podziemne w dolinach rzek

Wody aluwiołów mogą być zasilane drogą bezpośredniej infiltracji opadów atmosferycznych, infiltracji wód rzecznych, przez **lateralny** dopływ wód podziemnych z wysoczyzny (rys. 5.7) oraz przez wody spływające powierzchniowo po zboczach doliny.

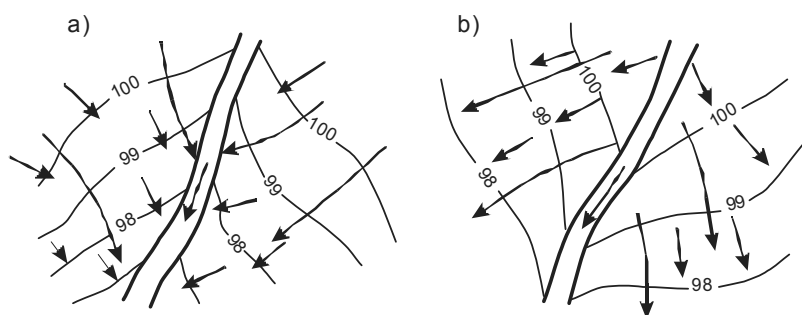


Rys. 5.7. Lateralne zasilanie dolin rzecznych

➤ 5.6.2. Stosunek wód rzecznych do wód podziemnych

Wody podziemne, zwłaszcza wody pierwszego poziomu, są w mniejszym lub większym stopniu związane z wodami powierzchniowymi. Możliwe są dwa rodzaje powiązań: 1) wody podziemne zasilają rzekę (jezioro), 2) wody podziemne, zasilane są wodami powierzchniowymi. W pierwszym przypadku rzekę nazywamy **drenującą**, w drugim infiltrującą.

W warstwach wód podziemnych drenowanych przez rzekę zwierciadło wody obniża się ku rzece, w rzekach infiltrujących najwyższe rzędne zwierciadła wody podziemnej znajdują się przy brzegu rzeki i obniżają się w kierunku ku dolinie. Rozpoznanie charakteru rzeki najlepiej ocenia się na podstawie przebiegu hydroizohips (rys. 5.8) lub na podstawie pomiaru natężenia przepływu rzeki.



Rys. 5.8. Hydroizohipsy rzeki drenującej (a) i infiltrującej (b)

Jeżeli natężenie przepływu w przekroju niżej położonym Q_B jest większe od przepływu w przekroju wyżej położonym Q_A , to rzeka ma charakter drenujący, w przeciwnym przypadku rzeka będzie miała charakter infiltrujący. Charakter rzeki może zmieniać się zarówno w czasie, jak i z biegiem rzeki. Rzeka w swoim biegu może np. przejść z drenującej w infiltrującą, jeżeli:

- zwiększy się gwałtownie miąższość aluwii,
- zwiększy się nagle szerokość doliny,
- rzeka przetnie wychodnie skał szczelinowych,
- nastąpi szybki wzrost stanów wody rzeki.

Jeżeli przepływ wód podziemnych rozpatrywać będziemy jako przepływ jednoosiowy, a rzekę traktować będziemy jako zupełną (przecinającą całą warstwę wodonośną), to dopływ do rzeki obliczyć możemy ze wzorów (3.66) lub (3.197). Założenie jednoosiowego przepływu można przyjąć, gdy szerokość rzeki B jest duża w stosunku do miąższości warstwy wodonośnej M ($B/M > 1$).

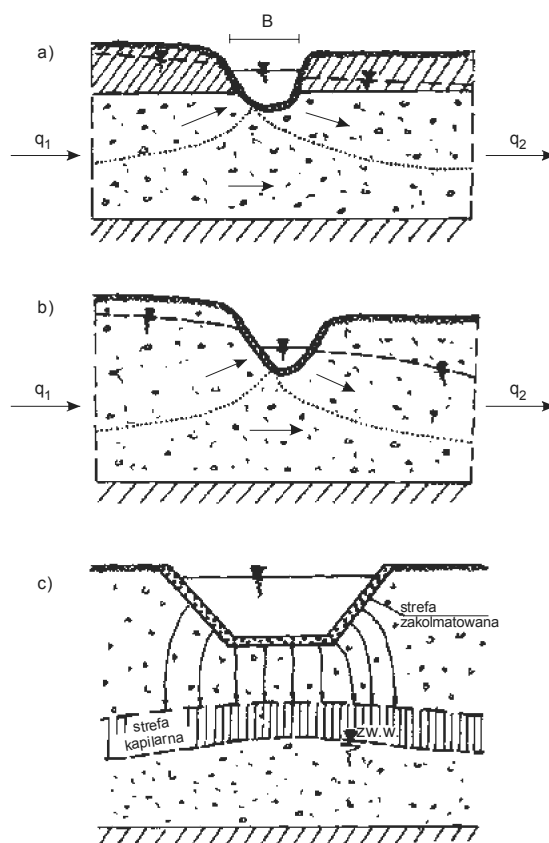
Duże znaczenie praktyczne posiada infiltracja z wód powierzchniowych do wód podziemnych oraz określenie ilości przesiąków. Wyróżnić można dwa podstawowe przypadki hydrauliczne:

- istnieje bezpośredni kontakt wód powierzchniowych z wodami podziemnymi (rys. 5.9a);
- przy małej przepuszczalności dna koryta cieku zwierciadło wód podziemnych znajdować się może poniżej dna cieku. Infiltracja z cieku ma charakter swobodny (rys. 5.9c).

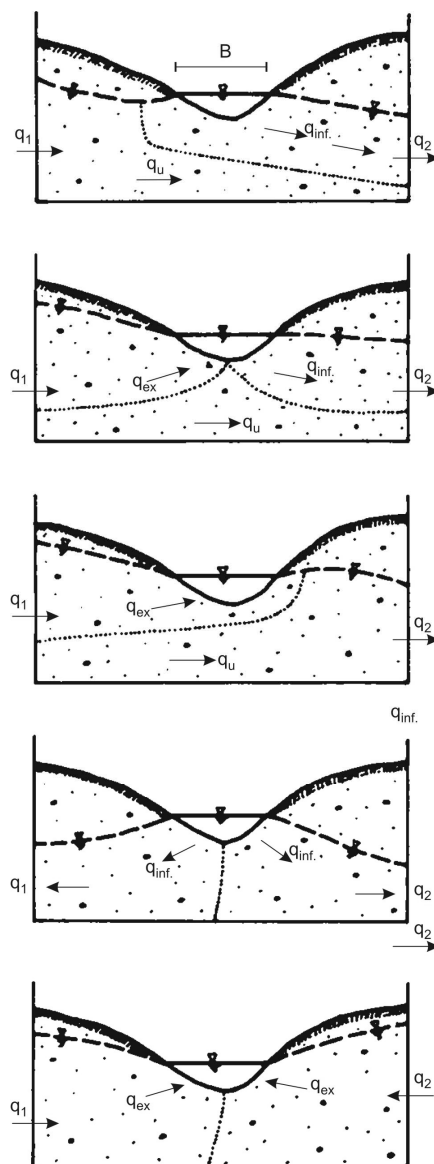
Do przybliżonego określenia ilości wody zasilającej ciek lub z niego infiltrującej stosować można rozwiązania Arawina i Numerowa (1965). Spośród różnych konfiguracji przepływu (rys. 5.10) szczególnie interesujący jest typ *b*, w którym część wody podziemnej przepływa pod korytem rzeki, część eksfiltruje do rzeki, a z rzeki infiltruje do wód podziemnych. Zgodnie z oznaczeniami na rysunku 5.10 mamy:

$$q_1 = q_{ex} + q_u \quad (5.1)$$

$$q_2 = q_{inf.} + q_u$$



Rys. 5.9. Związek wód podziemnych i powierzchniowych: a – w warstwie pod ciśnieniem, b – w warstwie o przepływie swobodnym, c – przy zakolmatowanym dnie kanału

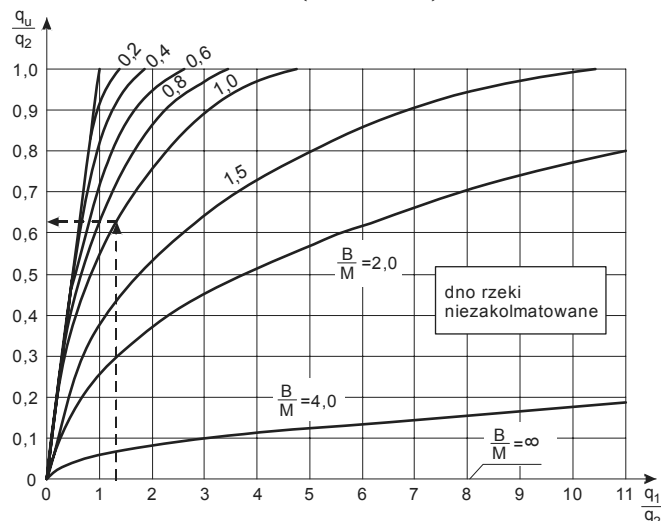


Rys. 5.10. Rodzaje związków wód podziemnych i powierzchniowych (wg Geldnera i Kalerisa [28])

Do wyznaczenia ilości wody ex- i infiltrującej określić należy stosunek q_u/q_2 w zależności od warunków brzegowych. Na rysunku 5.11 podano wykres umożliwiający wyznaczenie stosunku q_u/q_2 w zależności od szerokości rzeki B i miąższości warstwy wodonośnej M . Z wykresu wynika, że przy szerokich rzekach następuje pełna wymiana wód podziemnych z wodami powierzchniowymi ($q_u = 0$). Znając stosunek q_u/q_2 ilości infiltrujące i eksfiltrujące obliczyć można ze wzorów:

$$\frac{q_{\text{inf.}}}{q_2} = 1 - \frac{q_u}{q_2}$$

$$\frac{q_{\text{ex}}}{q_2} = \left(1 - \frac{q_u / q_2}{q_1 / q_2} \right) \frac{q_1}{q_2} \quad (5.2)$$



Rys. 5.11. Stosunek przepływów w zależności od hydraulicznych warunków brzegowych (wg Arawina i Numerowa [2])

➤ 5.6.3. Piętrzenie wód podziemnych

Okresowe zmiany charakteru rzeki z drenującej w infiltrującą związane są z wahaniami stanów wody w rzece. Przy wezbraniach powodziowych powierzchnia wód podziemnych, nachylona normalnie ku rzece, ma na pewnym odcinku od rzeki nachylenie w kierunku przeciwnym. W powierzchni wód podziemnych tworzy się podłużne zagłębienie (rynna), ku któremu spływają wody z dwóch stron – od rzeki i od wysoczyzny. Zagłębienie zmniejsza się w miarę trwania wezbrania, a jednocześnie stopniowo oddala się od rzeki. Przy dostatecznie długim okresie wezbrania (lub piętrzenia rzeki) zwierciadło wód podziemnych ułoży się znów ze spadkiem w kierunku ku rzece, lecz na innym, wyższym poziomie.

Przy założeniu sinusoidalnego kształtu fali powodziowej przyrost stanów wody podziemnej Δh w odniesieniu do stanów średnich obliczyć można ze wzoru (TODD [106]):

$$\Delta h = H_F \exp \left(-x \sqrt{\frac{\pi S}{T_F T}} \sin \frac{2\pi t}{T_F} - x \sqrt{\frac{\pi S}{T_F T}} \right) \quad (5.3)$$

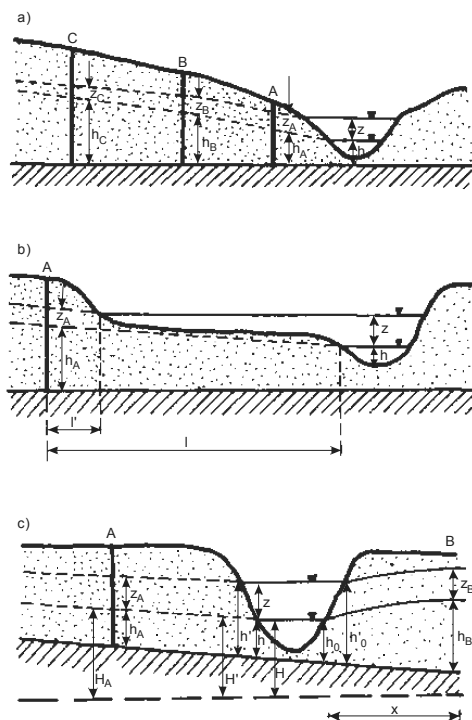
gdzie: H_F – wysokość fali powodziowej [m], x – odległość od rzeki [m], T_F – okres trwania fali [s], T – wodoprzewodność warstwy, $T = kH$ [m^2/s], S – pojemność wodna, t – czas (s).

Prędkość rozprzestrzeniania się fali powodziowej w warstwie wodonośnej wynosi:

$$C_F = \frac{x}{t} = \sqrt{4\Pi \frac{T}{T_F S}} \quad (5.4)$$

Równania (5.3 i 5.4) dotyczą warstw o zwierciadle napiętym, mogą być również stosowane dla warstw o zwierciadle swobodnym, jeżeli wysokość fali powodziowej jest mała w stosunku do miąższości warstwy.

Znaczne zmiany stosunków wodnych w dolinach rzek spowodowane są spiętrzeniem wody w rzece przez jazy lub zapory. Urządzenia te stale lub przez dłuższy czas spiętrzające wody w rzece spiętrzają w jej sąsiedztwie również wody podziemne. Dokładniejsze wyznaczenie przewidywanego wpływu urządzeń piętrzących na stany wód podziemnych możliwe jest w zasadzie jedynie przez przeprowadzenie badań modelowych. Do wstępnej analizy posługiwać się można wzorami Kamińskiego:



Rys. 5.12. Piętrzenie wody podziemnej: a – w warstwie poziomej, b – w warstwie poziomej przy przesunięciu linii brzegowej, c – w warstwie nachylonej

$$z_A = \sqrt{h_A^2 - h^2 + (h + z)^2} - h_A \quad (5.5)$$

$$z_B = \sqrt{h_B^2 - h_A^2 + (h_A + z_A)^2} - h_B$$

w przypadku gdy linia wody przesunie się znacznie w poziomie (rys. 5.12 b), piętrzenie w przekroju A oblicza się ze wzoru:

$$z_A = \sqrt{\frac{l'}{l} (h_A^2 - h^2) + (h + z)^2} - h_A \quad (5.6)$$

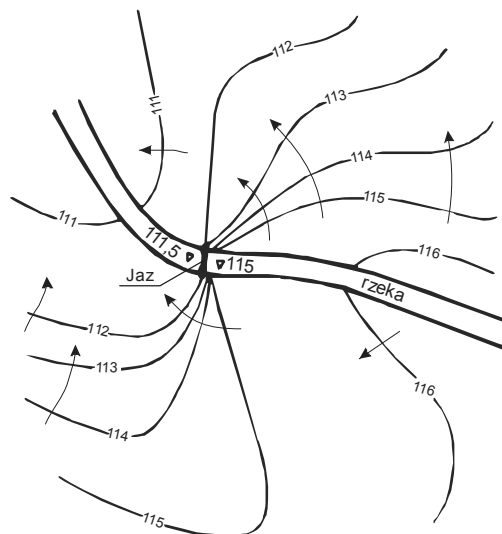
w przypadku warstwy wodonośnej zapadającej (rys. 5.12c) wzór Kamińskiego ma postać następującego równania:

$$(h_A + h)(H_A - H) = (h_A + z_A + h')(H_A + z_A - H - z) \quad (5.7)$$

Przy nachyleniu warstwy niezgodnym ze spadkiem zwierciadła wody ($i \leq 0,01$):

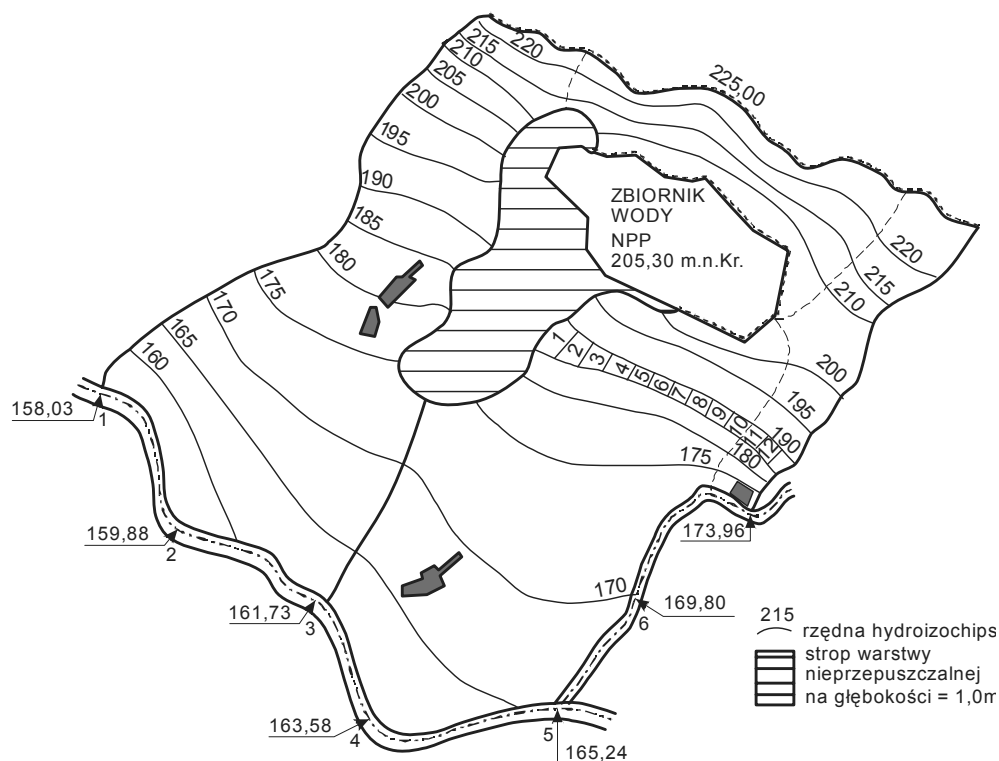
$$z_B = \sqrt{\frac{(ix)^2}{4} + h_o'^2 + h_B^2 - h_o'^2 - ix(h_B - h_o - h_o')} + \frac{ix}{2} - h_B \quad (5.8)$$

Na terenie przyległym do urządzeń piętrzących zachodzić będzie stale filtracja wody ze stanowiska górnego w kierunku do dolnego. Schematyczny plan hydroizohips w rejonie jazu piętrzącego podano na rysunku 5.13.



Rys. 5.13. Hydroizohipsy w rejonie piętrzenia rzeki przez jaz

Piętrzenie wody w zbiornikach retencyjnych, nieraz o znacznej wysokości, wywołuje w przyległym do zbiornika terenie istotne zmiany warunków hydrogeologicznych, w szczególności związane z podniesieniem stanów wód podziemnych i ze zmianą pierwotnych kierunków przepływu. Każdy projekt piętrzenia wody przez jaz lub zapórę winien zawierać prognozę wpływu piętrzenia na tereny przyległe. W związku z tym, że prognoza dotyczy większych obszarów o dużej niejednorodności filtracyjnej przy złożonych na ogół warunkach brzegowych, obliczenia analityczne są mało efektywne i mało dokładne. Stąd też obecnie najczęściej stosowane są metody modelowania matematycznego przy wykorzystaniu profesjonalnych programów komputerowych. Przykład prognozy wpływu piętrzenia zasolonych wód kopalnianych na stany wód podziemnych przedstawiono na rysunku 5.14.



Rys. 5.14. Mapa hydroizochips terenu będącego pod wpływem spiętrzenia wody w zbiorniku

Mapa hydroizochips (rys. 5.14) pozwala na opracowanie mapy hydroizobat, ocenę warunków gruntowo-wodnych terenu i podjęcie decyzji o ewentualnym odwodnieniu terenu bądź też o zmianie jego użytkowania. Biorąc pod uwagę, że zbiornik retencjonować ma wody słone, istotne jest również określenie zasięgu rozprze-

strzenia wód zasolonych w strumieniu wód podziemnych. W przypadku zagrożenia ujęć wód podziemnych (studni) należy rozważyć możliwości ich ochrony, np. przez wykonanie systemów drenażowych, które przejęłyby wody słone i spowodowały pożądaną zmianę kierunku przepływu lub też przez wykonanie przesłon wodoszczelnych. Należy przy tym podkreślić, że trafność prognozy i podejmowanych na jej podstawie decyzji projektowych i inwestycyjnych zależy od stopnia dokładności rozpoznania geologicznego i hydrogeologicznego terenu. Dlatego też na tym etapie badań nie należy oszczędzać środków i czasu.

➤ 5.7. Ochrona wód podziemnych

Zagadnienie ochrony wód podziemnych zarysowało się stosunkowo niedawno w związku z gwałtownym rozwojem przemysłu i powstaniem wielkich miast. Ochrona wód podziemnych obejmuje zarówno zagadnienia związane z ich zanieczyszczeniem, jak i zabezpieczenie przed nadmiernym ich wyczerpaniem. Narastające potrzeby wodne zmuszają wielkie miasta i zakłady przemysłowe do coraz większego korzystania z ujęć wód powierzchniowych, ale wskutek ich zanieczyszczenia i te zasoby są coraz trudniej dostępne. Ograniczenie eksploatacji wód podziemnych wynika przede wszystkim z konieczności zabezpieczenia przepływu nienaruszalnego w ciekach oraz uwzględnienia potrzeb rolnictwa związanych z produkcją roślinną i ochroną siedlisk łądowych związanych z wodami podziemnymi.

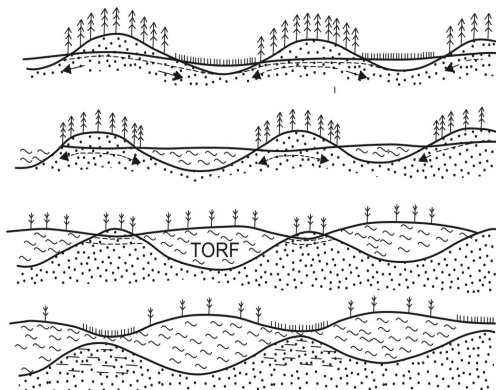
Ujęcia wód podziemnych dla potrzeb małych osiedli lub rozproszonych wsi nie wywierają większego wpływu na stosunki przyrodnicze przyległych terenów. Pobór większych ilości wody z wielu ujęć skoncentrowanych na obszarze miasta lub w jego okolicy może wywołać bardzo niepożądane skutki. Przykładem może być Łódź i Górny Śląsk, gdzie pobór wód podziemnych doprowadził do nadmiernych obniżen poziomów, gdzie studnie głębsze odbierały wodę płytszym i mimo dużych nakładów finansowych należało w końcu sięgnąć do ujęć wód powierzchniowych i przerzutów wody na duże odległości.

Narastającym problemem jest obniżanie się poziomów wód podziemnych wskutek odwadniania kopalń, szczególnie odkrywkowych węgla brunatnego. Rozległe leje depresyjne powstałe wskutek odwadniania odkrywek górniczych sięgają kilkudziesięciu kilometrów. Straty w środowisku naturalnym i dla rolnictwa są bardzo znaczne. Niektóre problemy zanieczyszczenia wód podziemnych omówiono w rozdz. 2.8.5.

➤ 5.7.1. Tereny podmokłe i bagna

Przez bagno określa się obszar trwale podmokły, porośnięty roślinnością przystosowaną do występujących tu specyficznych warunków środowiska. Powstają one w wyniku utrudnionego odpływu wód opadowych lub wód podziemnych, występujących na powierzchnię w postaci źródeł i wysięków. Utrudniony odpływ wód spowodowany jest płytko zalegającym nieprzepuszczalnym podłożem, ukształtowaniem terenu albo zniszczeniem urządzeń odprowadzających wodę. W środowisku bagiennych zbiorowisk roślinnych przebiega proces tworzenia się torfu, którego nagromadzenie daje podstawę do określenia bagna mianem torfowiska. Termin bagno używany jest często w nazewnictwie geograficznym jako dawna nazwa obszarów będących zazwyczaj torfowiskami. W tym znaczeniu największymi bagnami na obszarze Polski są Bagna Biebrzańskie (Kuwały, Czerwone Bagno, Ławki), Wizna w dolinie Narwi przy ujściu Biebrzy, Bagna Nadodrzańskie, Krowie Bagno na Polesiu Lubelskim.

Duże znaczenie w procesie rozwoju bagien ma położenie zwierciadła wód podziemnych w złożu torfu i na przyległych obniżeniach. Wraz ze wzrostem złoża torfu i podwyższeniem zwierciadła wód w torfowisku zajmującym obniżenie terenu zmniejszają się spadki zwierciadła wód podziemnych w masywie bagiennym i na przyległych obniżeniach. Prowadzi to do zahamowania odpływu wód podziemnych w kierunku obniżenia zajętego przez bagno, a w konsekwencji do podwyższenia poziomu wód w terenie otaczającym bagno i rozprzestrzenienia obszaru zabagnienia (rys. 5.15).

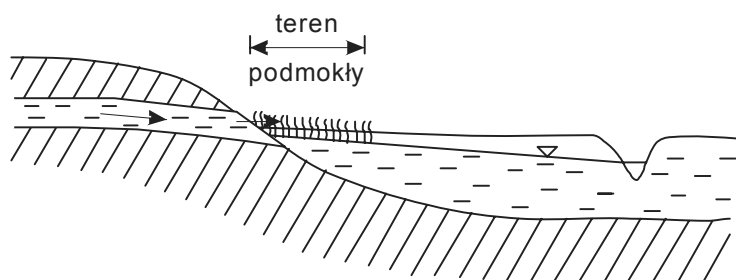


Rys. 5.15. Etapy rozwoju torfowiska

Bagna mogą tworzyć się na terenach zalewowych zajętych przez naturalną roślinność łąkową. Na łąkach nie koszonych lub niewłaściwie uprawianych intensywny rozwój roślinności prowadzi do wytworzenia gęstej darni utrudniającej dostęp tlenu do gleby, szczególnie w miejscach silnie zawodnionych. Roślinność łąkowa stopniowo wypierana jest przez mniej wymagające mchy i turzyce, które dają początek powstaniu torfowiska.

Niewielkie obszary bagiennie i zabagnienia terenu tworzą się często na stokach górskich lub u ich podnóża, a także na zboczach dolin rzecznych w miejscach wysączenia się wód podziemnych (rys. 5.16). W strefach małego nawilgocenia powstanie bagien możliwe jest tylko na

terenach zalewowych rzek oraz w zamkniętych, bezodpływowych obniżeniach terenu, do których spływają wody opadowe lub podziemne w ilościach większych niż straty na parowanie, w konsekwencji czego tworzą się zastoiska.



Rys. 5.16. Zabagnienie wytworzone przez wycieki wód podziemnych wysoczyzny

Ilość wody zawarta w złożach torfu wynosi od 87 do 97% masy torfu. Z tej ilości przeważająca część przypada na wodę wewnątrzkomórkową i adsorpcyjną, wody związane chemicznie i kapilarnie. Woda wolna występuje w porach nadkapilarnych i próżniach torfu. Ponadto część wody skupiona jest w korytkach bagiennych strumieni i potoków, w jeziorkach, mokradłach, w wewnątrzłożowych soczewkach wodnych i uwodnionych warstewkach torfu.

Ruch wody odbywa się przede wszystkim poprzez filtrację przez rośliny i złożę torfu oraz w strumieniach po powierzchni bagna i żyłami wodnymi wewnątrz złoża. Złożę torfowe pod względem przepuszczalności jest wybitnie niejednorodne. Górna warstwa, złożona z żywych roślin, ma bardzo wysoką wodoprzepuszczalność w porównaniu z przepuszczalnością podstawowej masy złoża. W warstwie miąższości 1–1,2 m współczynnik filtracji zmniejsza się z głębokością o kilka rzędów (10^3 , 10^4). Szczególnie szybko maleje współczynnik filtracji w warstwie do głębokości 0,30 m od powierzchni pokrywy mchu. Szybki spadek przepuszczalności związany jest z zagęszczeniem i różnym stopniem rozkładu części roślinnych. W dobrze rozłożonych torfach (do 55–65%) współczynnik filtracji wynosi około 10^{-6} cm/s. W ten sposób torf o wysokim stopniu rozkładu pod względem wodoprzepuszczalności odpowiada glinom.

W górnych warstwach torfowiska do głębokości 0,8–1,0 m wilgotność torfu zmienia się okresowo w związku z wahaniami poziomu wód podziemnych. Okresowe napowietrzenie wierzchniej warstwy wywołuje dużą aktywność procesów biologicznych. Daje to podstawę do wydzielenia górnej warstwy aktywnej i dolnej inercyjnej (biernej). Warstwa dolna wyróżnia się małą przepuszczalnością, stałą zawartością wody, brakiem dostępu powietrza i brakiem bakterii aerobowych. Granicę między warstwą aktywną i inercyjną stanowi średnie położenie niskiego stanu wód podziemnych w złożu.

W związku z dużą przepuszczalnością strefy aktywnej opady atmosferyczne łatwo infiltrują w złożę i nie obserwuje się spływu powierzchniowego. W czasie roztopów zwierciadło wód podziemnych kształtuje się blisko powierzchni torfowiska, a dzięki dobrej przepuszczalności wierzchnich warstw możliwy jest podpowierzchniowy odpływ poziomy. Według K.J. Iwanowa prędkość przepływu poziomego mimo małych spadków (0,1 do 5%) osiąga znaczne wartości rzędu kilkadziesiątu metrów na dobę, podczas gdy w warstwie inercyjnej nie przekracza 0,016 m/d (6 m/rok). Obserwacje polowe i obliczenia wskazują, że na wiosnę w ciągu doby spływa z torfowisk wypukłych około 150 m³/ha (15 mm). Średnia głębokość zalegania zwierciadła wody na obszarach bagiennych wynosi od 5 do 40 cm, a amplituda w różnych mikrokrajobrazach bagiennych wynosi średnio 20–100 cm.

Odpływ z bagien występuje w zasadzie tylko na wiosnę po roztopach, osiągając wartości 90–150 dm³/s·km². W tym samym okresie odpływ z terenów niezabagnionych jest około 30–40% większy. Poziomy odpływ wód z torfowisk trwa do momentu wyczerpania się wody wolnej w warstwie aktywnej. Przy obniżeniu stanów wód podziemnych do warstwy inercyjnej odpływ z masywu bagiennego praktycznie zanika. Opady deszczu przy stanach wód podziemnych poniżej strefy aktywnej są w złożu retencjonowane i nie wywołują odpływu.

Wpływ bagien na odpływ jest niejednoznaczny. W strefie dostatecznego i nadmiernego uwilgotnienia bagna nie wykazują wpływu na średni roczny odpływ rzek, obniżają jednak odpływ maksymalny i minimalny. Duże masywy bagienne, których znaczne obszary zajęte są przez jeziora i kompleksy jeziorno-trzęsawiskowe, sprzyjają wyrównywaniu odpływu rzeczno. Masywy bagienne rejonów niedostatecznego nawilgocenia sprzyjają obniżeniu odpływu rzeczno w porównaniu ze zlewniami nie zabagnionymi.

Melioracje bagien przeprowadzać należy ze szczególną ostrożnością, przy czym konieczne jest stosowanie systemów o podwójnym działaniu – drenującym w okresach nadmiaru wilgoci i nawadniającym w czasie jej niedostatku. W nadmiernie osuszonych torfowiskach następuje bardzo szybko mineralizacja substancji organicznej i ich degradacja. Proces jest nieodwracalny, a teren praktycznie stracony dla uprawy użytków zielonych. Dobrze zmeliorowane bagna mają dużą wartość rolniczą. Użytkowane są głównie jako łąki, ale również uprawiane są na nich rośliny pastewne i sady.

➤ 5.7.2. Ochrona środowiska i krajobrazu bagien oraz terenów podmokłych

Obszary wodno-błotne spełniają ważne funkcje środowiskowe:

- hamują odpływ wód podziemnych do rzek,
- retencjonują wody podziemne i powierzchniowe,
- akumulują węgiel organiczny i związki azotu,
- podtrzymują i wzbogacają różnorodność form życia na lądzie, wodach słodkich i w morskiej strefie brzegowej.

Obszary wodne i błotne są ekosystemami zagrożonymi. W ciągu ubiegłego wieku ponad połowa tych obszarów w skali światowej zanikła lub została trwale zdegradowana. Torfowiska w Polsce zajmują powierzchnię około 1211 tys. ha. Ponad 80% powierzchni siedlisk hydrogenicznych jest zmeliorowanych. Ekosystemy hydrogeniczne, zależne od wody, są szczególnie narażone na zmiany warunków siedliskowych i degradację w związku ze zmianą czynników naturalnych (klimat) oraz oddziaływaniem czynników antropogenicznych, takich jak systemy odwodnienia rolniczego, obiekty i urządzenia hydrotechniczne, zanieczyszczenia.

Siedliska wodno-błotne podlegające ochronie określone zostały w rozporządzeniu Ministra Środowiska z dnia 14 sierpnia 2001 r. (Dz.U.2001.92.1029) w sprawie określenia rodzajów siedlisk przyrodniczych podlegających ochronie. Jako siedliska chronione wymieniono m.in. łąki podmorskie, płytkie ujścia rzek, laguny, solniska, starorzecza, zalewane muliste brzegi rzek, torfowiska wysokie, przejściowe i trzęsawiska oraz łęgi i olsy.

W obecnej sytuacji ekonomicznej rolnictwa w Polsce – użytkowane wcześniej rolniczo tereny podmokłe są przez rolników porzucane, a na pastwiska i łąki wkraça roślinność inwazyjna – trzciny, zakrzaczenia, ziorośle, a w końcu las. Oznacza to drastyczne załamanie się różnorodności gatunkowej w ekosystemie.

Wykorzystywanie wód podziemnych, które wywołuje stałe lub okresowe obniżenie ich stanów, a pośrednio wpływa na charakterystyczną dla danego terenu florę i faunę, jest zagadnieniem dotyczącym problemów ochrony środowiska przyrodniczego i krajobrazu. Wpływ taki zachodzi zawsze wtedy, gdy określone środowisko roślinne lub zwierzęce związane jest z terenem o wysokim poziomie wody podziemnej. Do terenów takich należą w szczególności bagna oraz łąki niżowe, a wśród nich łąki zalewane (łęgi) oraz łąki pobagienne.

W zależności od wielkości obszaru i jego jakości tereny podmokłe mają różną wartość jako siedlisko ptactwa wodnego i brodzącego oraz pod względem botanicznym, limnologicznym i hydrologicznym. Zagadnienia ochrony terenów podmokłych jako środowiska ptactwa wodnego i brodzącego reguluje konwencja międzynarodowa z Ramsar (Iran – 1971), której sygnatariuszem jest również Polska,

(Dz.U.1978.7.24 i 25). Teren podmokły ma znaczenie międzynarodowe, jeśli znajduje się na nim 1% (nie mniej niż 100 osobników) populacji ptactwa wodnego lub brodzącego, albo systematycznie znajduje się na nim 10 tys. kaczek, gęsi i łabędzi, lub 10 tys. łysek, albo 20 tys. ptaków brodzących. Na terenach o szczególnych wartościach przyrodniczych i krajobrazowych utworzone zostały parki narodowe, zaś do ochrony gatunków roślin i zwierząt, systemu ekologicznego, geologicznego lub wodnego utworzono sieć rezerwatów, obejmującą m.in. 92 rezerwaty torfowiskowe (5.41 tys. ha) i 24 wodne (2,5 tys. ha).

W zakresie realizacji Konwencji Ramsarskiej Polska wyznaczyła 138 ostoi ptaków, w tym 77 ostoi mających znaczenie europejskie, z których większość dotyczy obszarów wodno-błotnych.

Badania Sukoppa i in. (1978 [96]) wykazały (tab. 41), że w różnych krajach, a dotyczy to prawdopodobnie wszystkich krajów Europy o klimacie umiarkowanym, tereny podmokłe są najsilniej zagrożonymi biotopami, wymagającymi w związku z tym szczególnej ochrony.

Tabela 41

Stopień zagrożenia formacji roślinnych i biotopów według Sukoppa (1978 [96])

Biotop i roślinność	RFN	Wielka Brytania	Belgia	Holandia	Fennoskandia
Tereny podmokłe	1	2	1	1	1
Użytki zielone	2	1	2	3	2
Lasy	5	5	4	2	3
Zioła	3	4	3	5	7
Roślinność alpejska	4	3	7	-	4
Roślinność wybrzeży	7	7	5	4	5
Wrzosowiska	6	6	6	6	6

Bardziej od roślinności zagrożony jest na terenach podmokłych świat zwierzęcy. Na 103 zagrożonych gatunków ptaków, które mają swoje miejsca wylęgu w RFN, 73 stanowią gatunki związane z terenami podmokłymi. Haarmann (1979) podaje, że 90% żyjących na terenach podmokłych gatunków ptactwa jest zagrożonych. O tempie, w jakim następuje regres terenów podmokłych, świadczyć mogą dane dla północno-zachodnich rejonów RFN. W dolinie rzeki Ems w latach 1957–1974 udział terenów podmokłych i łąk w stosunku do całej powierzchni zmniejszył się z 67% do 9% (Meisel i Hübschmann, 1975).

W Polsce do kategorii zagrożonych należy prawie 20% gatunków roślin torfowiskowych. Wśród awifauny związanej z terenami wodno-błotnymi do najbardziej zagrożonych w Polsce należą gatunki z rzędu siewkowych, żurawinowych,

brodzących, a także sowy i orły. Na 54 gatunki siewkowych i brodzących spotykanych w Polsce 17 gatunków znajduje się w Czerwonej Księdze i na Czerwonej Liście zwierząt zagrożonych.

Podstawową przyczyną zagrożenia gatunków roślin i zwierząt jest ogólna tendencja do likwidacji tzw. ekotonów, tj. powierzchni uznawanych za nieproduktywne (np. drogi i bruzdy śródpolne, skarpy tarasów, zastępowanie rowów otwartych krytymi itp.). Na drugim miejscu przyczyn zagrożenia znajdują się odwodnienia terenów przez drenowanie, rowy otwarte, regulację rzek i ujęcia wody podziemnej do celów komunalnych i przemysłowych, eksploatację torfu (kopalnie torfu).

Tereny podmokłe nie zawsze mają związek z wodami podziemnymi. Przykładem mogą być torfowiska wysokie, zasilane wyłącznie przez wody opadowe. Również torfowiska niskie i podmokłe łąki mogą tworzyć się nad nieprzepuszczalną warstwą podłoża. Obniżenie poziomu wód podziemnych wskutek ich eksploatacji nie będzie w tych warunkach miało wpływu na stosunki wodne warstw przy powierzchniowych. W każdym przypadku projektowania systemu odwadniającego lub ujęcia wody podziemnej należy wyjaśnić, czy i w jakim stopniu zagrożone jest środowisko naturalne terenu podmokłego. W przypadkach, w których stosunki wodne terenu podmokłego albo wód powierzchniowych (stawy, jeziora, trzęsawiska, lasy bagienne) są zależne od wód podziemnych, ochrona środowiska może być czynnikiem ograniczającym eksploatację ujęć wody podziemnej.

Istnieją różne możliwości ograniczenia niekorzystnego wpływu eksploatacji wód podziemnych, np. przez doprowadzenie wód powierzchniowych lub podziemnych na teren zagrożony. Wykorzystać należy również możliwości tworzenia nowych terenów wodnych i podmokłych, np. przez wykorzystanie wyrobisk żwirowni i piaskowni, sztucznych zbiorników wodnych, kanalizację rzek żeglownych itp. Nie zawsze akweny wodne muszą być udostępnione do celów sportów wodnych, a tereny podtopione przylegające do rzek spiętrzonych lub zbiorników wodnych odwadniane (często przy bardzo wysokich kosztach).

W dokumencie „Polityka Ekologiczna Państwa” przyjętym przez Radę Ministrów w 2000 roku, przez Sejm w 2001 roku, a znowelizowanym w 2002 roku w rozdziale „Ochrona gleb” wskazano m.in., że należy ograniczyć zakres zagospodarowania gleb, który nie odpowiada ich przyrodniczym walorom, celem zachowania różnorodności biologicznej użytków ekologicznych. Oznacza to również ograniczenie lub zaniechanie melioracji odwadniających na terenach bagiennych. Zgodnie z tym dokumentem należy również zwiększyć skalę przywracania wartości użytkowej glebom, które na skutek oddziaływań antropogenicznych uległy degradacji. Dotyczy to m.in. odbudowy właściwych stosunków wodnych przesuszonych torfowisk i terenów podmokłych. Obszary wodne i błotne wymagające renaturyzacji

zostały na zlecenie Ministerstwa Środowiska zinwentaryzowane i zwaloryzowane przez Instytut Melioracji Użytków Zielonych Falenty.

Wypełniając zalecenia Konwencji Ramsar oraz Planu Strategicznego Konwencji Ramsar na lata 1997–2002 Ministerstwo Środowiska opracowało „Strategię ochrony obszarów wodno-błotnych w Polsce” [117].

➤ 5.8. Monitoring wód podziemnych

Niezbędnym warunkiem podejmowania trafnych decyzji dotyczących ochrony wód podziemnych jest posiadanie aktualnej informacji o stanie ilościowym i jakościowym wód oraz rozpoznanie trendów ich zmian. Celom tym służy monitoring jako system kontrolno-decyzyjny, obejmujący rejestrację i ocenę zmian środowiska wód podziemnych, na podstawie których podejmowane być mogą decyzje służące ograniczeniu niekorzystnych zmian, a w dalszej perspektywie poprawie stanu wód. W Polsce badania poziomu zwierciadła wody prowadzone są od 1972 roku w sieci stacjonarnych obserwacji wód podziemnych, a od 1991 roku prowadzone są badania i ocena jakości w ramach monitoringu jakości wód podziemnych. Obie sieci monitoringowe obsługuje Państwowy Instytut Geologiczny (PIG). Niezależnie od sieci PIG obserwacje stanu zwierciadła wód podziemnych prowadzone są na stacjach Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej (IMGW).

W związku z przystąpieniem Polski do Unii Europejskiej system monitoringu uległ istotnej reorganizacji, dotyczącej obiektu badań, organizacji sieci obserwacyjnej, zasad funkcjonowania, interpretacji i prezentacji wyników. Obowiązek i zasady monitoringu wynikają z ustaw Prawo wodne oraz Prawo ochrony środowiska [2', 3']. Zgodnie z wymienionymi ustawami centralnym organem administracji rządowej w sprawach ochrony środowiska jest Główny Inspektor Ochrony Środowiska, powoływany przez Prezesa Rady Ministrów. Główny Inspektor Ochrony Środowiska wykonuje swoje zadania przy pomocy Głównego Inspektoratu Ochrony Środowiska oraz wojewodów działających przy pomocy wojewódzkich inspektorów ochrony środowiska jako kierowników wojewódzkich inspekcji ochrony środowiska. Zadaniem organów ochrony środowiska jest kontrola przestrzegania przepisów prawa o ochronie środowiska, badania stanu środowiska w ramach Państwowego Monitoringu Środowiska oraz przeciwdziałanie nadzwyczajnym zagrożeniom środowiska (awariom). Realizacja tych zadań odbywa się między innymi poprzez organizowanie i koordynowanie Państwowego Monitoringu Środowiska, prowadzenie badań jakości środowiska, obserwacji i oceny jego stanu oraz opracowywanie i wdrażanie metod analitycznych, badawczych i kontrolno-pomiarowych. Zadania monitoringu wód podziemnych zlecone zostały Państwowemu Instytutowi Geologicznemu.

Istniejące dwie sieci monitoringu – sieć obserwacji stacjonarnych wód podziemnych (pomiaru poziomu zwierciadła wody) oraz sieć krajowa monitoringu jakości wód podziemnych, zgodnie z nowelizacją w roku 2005 ustawy Prawo wodne, zostały połączone i od 2006 roku funkcjonują jako **sieć obserwacyjno-badawcza wód podziemnych**. Celem badań jest dokumentowanie stanu zwierciadła oraz chemizmu i jakości wód podziemnych na terenie kraju.

W skład sieci obserwacyjno-badawczej wód podziemnych wchodzi:

- 1) stacje hydrogeologiczne stanowiące główne, reperowe punkty pomiarowe sieci, zwane punktami I rzędu,
- 2) pozostałe punkty obserwacyjne, stanowiące uzupełnienie dla stacji hydrogeologicznych, zwane punktami II rzędu sieci.

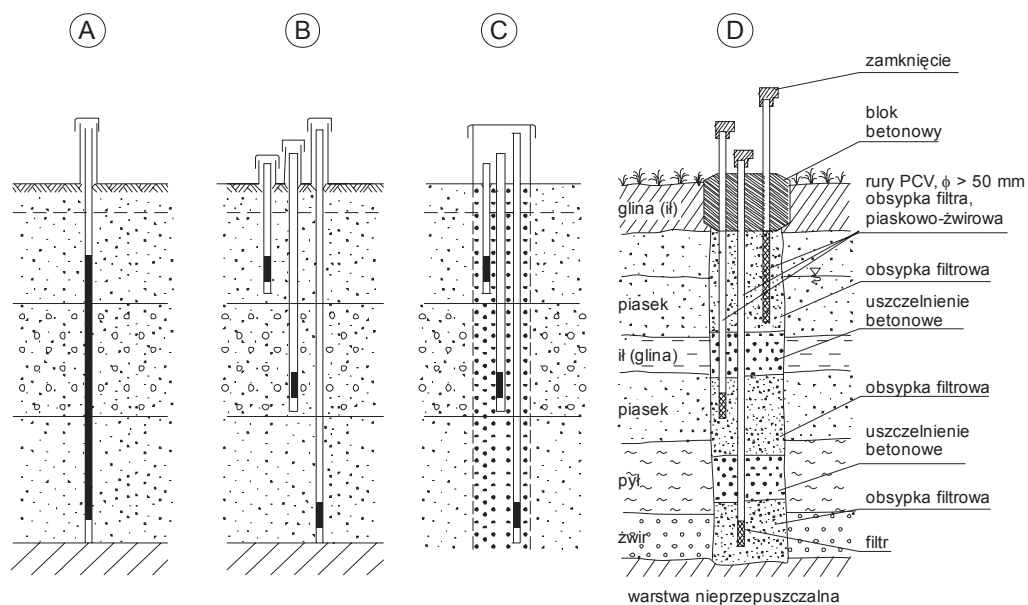
Zasady zbierania i przetwarzania danych określone zostały w projekcie rozporządzenia Ministra Środowiska z 2006 r. [25] w sprawie standardowych procedur zbierania i przetwarzania informacji przez państwową służbę hydrologiczno-meteorologiczną oraz państwową służbę hydrogeologiczną. W rozporządzeniu określono lokalizację 41 punktów stacji hydrogeologicznych (I rzędu) oraz minimalną ilość punktów (400) I i II rzędu, w których wykonuje się pomiary i oznaczenia parametrów fizykochemicznych oraz składników chemicznych wód podziemnych. Zgodnie z rozporządzeniem pomiary stanu wód podziemnych wykonuje się raz na dzień w punktach I rzędu oraz raz na tydzień w punktach II rzędu sieci obserwacyjno-badawczej. W rozporządzeniu podano również zakres przetwarzania, opracowania wyników pomiarów i informacji hydrogeologicznych.

Stacje hydrogeologiczne (punkty I rzędu) zlokalizowane są w miejscach reprezentatywnych dla regionów hydrogeologicznych. Składają się zwykle z kilku otworów wierconych, obejmujących wszystkie użytkowe poziomy wodonośne występujące w miejscu lokalizacji stacji. Schemat konstrukcji otworów pomiarowo-obserwacyjnych podano na rysunku 5.17. Punktami badawczymi wód podziemnych mogą być: studnie, specjalnie odwiercone otwory badawcze, piezometry lub źródła. Punkty badawcze wykonane być muszą z materiałów obojętnych chemicznie względem wody, powinny umożliwiać pomiar głębokości zwierciadła wody przy maksymalnym i minimalnym stanie, muszą być dostosowane do przeprowadzenia pompowania oczyszczającego i poboru próby wody, winne być zabezpieczone przed ingerencją osób niepowołanych, zaniwelowane w nawiązaniu do sieci państwowej. W przypadku źródeł ich obudowa nie może powodować piętrzenia wody oraz umożliwiać pomiar jego wydajności. Niektóre stacje hydrogeologiczne wyposażone są w automatyczny system pomiarowy.

W roku hydrogeologicznym 2005 obserwacje w krajowej sieci monitoringu prowadzono w 667 punktach badawczych. Obecnie sieć obserwacyjno-badawcza jest rozszerzana i reorganizowana. Rozwój sieci wynika z nowych zadań nałożonych

ustawą Prawo wodne na Państwową Służbę Hydrogeologiczną. Nowe zadania obejmują m.in. monitoring w strefach zagrożonych suszą, podtopieniami, degradacją wód w zlewniach rzek oraz monitoring stref przygranicznych państwa.

Poza krajową siecią badania monitoringowe prowadzi się również w sieciach monitoringu lokalnego. Monitoring lokalny dotyczy wpływu ognisk zanieczyszczeń na stopień i zasięg degradacji wód podziemnych. Kształt sieci monitoringu lokalnego wynika z charakteru źródła zanieczyszczeń, które może mieć zasięg obszarowy (aglomeracje miejskie, tereny przemysłowe, obszary użytkowane rolniczo, obszary górnicze), liniowy (linie komunikacyjne) jak i punktowy (składowiska odpadów, stacje tankowania paliw, stacje przeładunkowe, oczyszczalnie ścieków, zakłady przemysłowe uciążliwe dla środowiska). Celem monitoringu lokalnego jest rozpoznanie stopnia zagrożenia wód podziemnych oraz prognozowanie rozprzestrzeniania się zanieczyszczeń. Takie rozpoznanie jest podstawą do podjęcia działań ograniczających degradację wód podziemnych, ochrony ujęć wody a wreszcie w koniecznych przypadkach sanacji wód podziemnych.



Rys. 5.17. Konstrukcje otworów obserwacyjnych do strefowego opróbowania warstwy wodonośnej

- A – konstrukcja wadliwa, sprzyjająca przepływowi pionowym w otworze,
- B – konstrukcja optymalna, zespół otworów obserwacyjnych,
- C – konstrukcja sprzyjająca przepływowi pionowym przez wspólną obsypkę w otworze,
- D – konstrukcja poprawna.

Częstotliwość poboru prób wody zależy od lokalnych warunków hydrogeologicznych oraz stopnia zagrożenia wód. Jako optymalne uznać można 4–6-krotne opróbowanie w ciągu roku. Zakres oznaczeń wskaźników zanieczyszczeń zależy od przewidywanych zanieczyszczeń pochodzących z danego ogniska. W próbach wody pobranej po raz pierwszy należy oznaczyć co najmniej wskaźniki przewidziane dla analizy podstawowej. Po rozpoznaniu rzeczywistego zagrożenia wód podziemnych oznaczenia wskaźników ograniczyć można do zanieczyszczeń stwierdzonych w analizie podstawowej i szczegółowej.

Dane o punktach monitoringu oraz wyniki badań gromadzone są w wojewódzkich bazach danych właściwej wojewódzkiej Inspekcji Ochrony Środowiska oraz w centralnej bazie danych znajdującej się w Państwowym Instytucie Geologicznym. Do gromadzenia i przetwarzania danych monitoringowych utworzona została Monitoringowa Baza Danych – „MONBADA”. Właścicielem programu MONBADA jest Główny Inspektorat Ochrony Środowiska, udostępniający nieodpłatnie dane zgodnie z rozporządzeniem Ministra Środowiska z dnia 22 czerwca 2005 r. [24'] oraz rozporządzeniem w sprawie standardowych procedur zbierania i przetwarzania informacji przez państwową służbę hydrologiczno-meteorologiczną, a także państwową służbę hydrogeologiczną [25'].

Wyniki badań monitoringu przedstawiane są w okresowych sprawozdaniach i raportach. Wyniki, dane statystyczne i analizy sieci krajowej publikowane są w Roczniku hydrogeologicznym, dostępnym w formie elektronicznej na stronie internetowej Państwowego Instytutu Geologicznego pod adresem: [www.pgi.gov.pl>Hydrogeologia>Publikacje](http://www.pgi.gov.pl/Hydrogeologia/Publikacje).

Z danych opublikowanych w Roczniku GUS-Ochrona Środowiska dla 2005 roku wynika, że jakość wód podziemnych, określona na podstawie kryteriów stosowanych dla potrzeb monitoringu [16'], w skali całego kraju kształtuje się następująco:

- bardzo dobrej i dobrej jakości (klasa I i II) 27,9%,
- zadowalającej jakości (klasa III) 35,3%,
- niezadowalającej (klasa IV) i złej jakości (klasa V) 36,8%.

Podstawowe przepisy dotyczące monitoringu wód zawarte są w rozporządzeniu Ministra Środowiska z dn. 11 lutego 2004 r. w sprawie klasyfikacji dla prezentowania stanu wód powierzchniowych i podziemnych, sposobu prowadzenia monitoringu oraz sposobu interpretacji i prezentacji stanu tych wód [16']. W załącznikach do rozporządzenia określono m.in. wartości graniczne dla poszczególnych klas jakości wód podziemnych (tabela 42) oraz metodyki referencyjne badań wskaźników jakości wód.

Tabela 42

Wartości graniczne wskaźników jakości wody w klasach jakości wód podziemnych

Lp.	Wskaźnik jakości wody	Jednostki	Wartości graniczne w klasach I–V				
			I (bardzo dobra)	II (dobra)	III (zadowa- lająca)	IV (nieza- dowala- jąca)	V (zła)
1.	Temperatura	°C	6–10	12	16	25	>25
2.	Przewodność w 20 °C	µS/cm	400	2500	2500	3000	>3000
3.	Odczyn	pH	6,5–9,5			<6,5 lub > 9,5	
4.	Tlen rozpuszczony	mg O ₂ /l	1	0,5	0,5	0,1	<0,1
5.	Ogólny węgiel organiczny	mg C/l	2	10	10	20	>20
6.	Amoniak	mg NH ₄ /l	0,1	0,5	0,65	3	>3
7.	Azotany	mg NO ₃ /l	10	25	50	100	>100
8.	Azotyny	mg NO ₂ /l	0,01	0,05	0,10	0,25	>0,25
9.	Fosforany	mg PO ₄ /l	0,05	0,2	1	5	>5
10.	Fluorki	mg F/l	0,5	1	1,5	2	>2
11.	Chlorki	mg Cl/l	25	250	300	500	>500
12.	Cyjanki wolne	mg CN/l	0,01	0,02	0,02	0,02	>0,02
13.	Wodorowęglany	mg HCO ₃ /l	100–300	75–100 300–350	50–75 350–400	25–50 >400	<25 >400
14.	Siarczany	mg SO ₄ /l	25	250	250	500	>500
15.	Krzemionka	mg SiO ₂ /l	15	30	50	100	>100
16.	Sód	mg Na/l	60	200	200	300	>300
17.	Potas	mg K/l	10	10	15	20	>20
18.	Wapń	mg Ca/l	50	100	200	300	>300
19.	Magnez	mg Mg/l	30	50	100	150	>150
20.	Żelazo	mg Fe/l	0,1	0,3	0,5	5	>5

Tabela 42 c.d.

Lp.	Wskaźnik jakości wody	Jednostki	Wartości graniczne w klasach I–V				
			I	II	III	IV	V
21.	Arsen	mg As/l	0,01	0,01	0,1	0,2	>0,2
22.	Bor	mg B/l	0,5	1	1	2	>2
23.	Chrom	mg Cr/l	0,01	0,05	0,05	0,1	>0,1
24.	Cynk	mg Zn/l	0,5	3	5	10	>10
25.	Glin	mg Al/l	0,1	0,2	0,5	1	>1
26.	Kadm	mg Cd/l	0,001	0,003	0,005	0,01	>0,01
27.	Mangan	mg Mn/l	0,05	0,2	1	1	>1
28.	Miedź	mg Cu/l	0,01	0,03	0,05	0,1	>0,1
29.	Nikiel	mg Ni/l	0,01	0,02	0,05	0,1	>0,1
30.	Rtęć	mg Hg/l	0,001	0,001	0,001	0,005	>0,005
31.	Ołów	mg Pb/l	0,01	0,05	0,05	>0,05	>0,05
32.	Fenole (indeks fenolowy)	mg/l	0,001	0,005	0,01	0,05	>0,05
33.	Pestycydy ²⁾	µg/l	0,1	1	2,5	5	>5
34.	Substancje powierzchniowo czynne anionowe	mg/l	0,1	0,2	0,5	1	>1
35.	Oleje mineralne (indeks oleju mineralnego)	mg/l	0,01	0,01	0,03	0,05	>0,05
36.	Wielopierścieniowe węglowodory aromatyczne ³⁾	µg/l	0,01	0,02	0,03	0,05	>0,05

¹⁾ W przypadku metali podane wartości graniczne odnoszą się do ich formy rozpuszczonej.

²⁾ Pestycydy obejmują sumę: lindanu, dieldryny.

³⁾ Wielopierścieniowe węglowodory aromatyczne obejmują sumę: benzo(b)fluorantenu, benzo(k)fluorantenu, benzo(a)piranu,, dibenzo(a,h)antracenu, benzo(g,h,i)perylenu, indeno(1,2,3-cd)pirenu.

Rozdział 6

DOKUMENTACJA HYDROGEOLOGICZNA

Wyniki badań hydrogeologicznych dla ustalania zasobów dyspozycyjnych wód podziemnych, dla ustanowienia obszarów ochronnych zbiorników wód podziemnych a także wyniki badań hydrogeologicznych związanych z projektami większych inwestycji, w których zagadnienie wód podziemnych odgrywa ważniejszą rolę, przedstawiane są w formie tzw. dokumentacji hydrogeologicznej. Zawiera ona udokumentowane wyniki badań terenowych i laboratoryjnych, przeprowadzonych na podstawie projektu prac geologicznych w ściśle określonym celu. Warunkiem racjonalnej realizacji inwestycji w zakresie inżynierii środowiska, ochrony środowiska, inżynierii wodnej i melioracyjnej, oddziałujących na środowisko naturalne, jest rozpoznanie warunków geologicznych i hydrogeologicznych m.in. celem określenia wzajemnych interakcji środowiska na budowlę i budowli na środowisko.

Pracą geologiczną w rozumieniu ustawy „Prawo geologiczne i górnicze” [1'] jest projektowanie i wykonywanie badań m.in. w celu poszukiwania i rozpoznawania wód podziemnych, określenia warunków geologiczno-inżynierskich, a także sporządzenie map i dokumentacji geologicznych. Wyniki prac geologicznych wraz z ich interpretacją przedstawia się w dokumentacji geologicznej. Prace geologiczne odpowiednich kategorii mogą być wykonywane przez osoby posiadające kwalifikacje określone w rozporządzeniu Ministra Środowiska z dnia 19 czerwca 2006 r. [12']. Dokumentacja stwarza warunki właściwego, ze względów geologicznych, zaprojektowania, wykonania i eksploatacji obiektów wodociągowych, hydrotechnicznych, melioracyjnych, budowlanych, przemysłowych i innych.

Dokumentację hydrogeologiczną sporządza się w celu:

- 1) ustalenia zasobów wód podziemnych,
- 2) określenia warunków hydrogeologicznych w związku z:
 - projektowaniem odwodnień budowlanych do wydobywania kopalin ze złóż,

- włączaniem wód do górotworu,
- projektowaniem odwodnień budowlanych otworami wiertniczymi,
- projektowaniem inwestycji, w tym składowisk odpadów, mogących zanieczyszczyć wody podziemne,
- magazynowaniem substancji i składowaniem odpadów w górotworze, w tym w podziemnych wyrobiskach górniczych,
- ustanawianiem obszarów ochronnych zbiorników wód podziemnych,
- zakończeniem lub zmianą poziomu odwadniania likwidowanych zakładów górniczych.

Dokumentacja hydrogeologiczna powinna określać:

- 1) budowę geologiczną i warunki hydrogeologiczne badanego obszaru,
- 2) warunki występowania wód podziemnych, w tym charakterystykę warstw wodonośnych określonego poziomu,
- 3) jakość wody podziemnej, a w przypadku wody leczniczej także trwałość jej składu chemicznego i cech fizycznych,
- 4) przedsięwzięcia niezbędne do ochrony środowiska,
- 5) przedsięwzięcia niezbędne do ochrony obiektów na powierzchni.

W zależności od celu dokumentacja hydrogeologiczna powinna również określać:

- 1) zasoby w oznaczonych poziomach wodonośnych, w przypadku gdy dokumentację sporządza się dla ustalenia zasobów wód podziemnych, dla określenia warunków hydrogeologicznych w związku z wydobywaniem kopalin ze złóż, projektowaniem odwodnień budowlanych otworami wiertniczymi oraz ustanawianiem obszarów ochronnych zbiorników wód podziemnych;
- 2) techniczne możliwości wydobycia wody, w razie gdy dokumentację sporządza się dla ustalenia zasobów wód podziemnych;
- 3) techniczne możliwości zatłaczania, w razie gdy dokumentację sporządza się dla określenia warunków hydrogeologicznych w związku z włączaniem wód do górotworu oraz magazynowaniem i składowaniem w górotworze i na powierzchni substancji oraz odpadów;
- 4) granice projektowanych stref ochronnych ujęć wód podziemnych, w razie gdy dokumentację sporządza się dla ustalenia zasobów wód podziemnych oraz dla określenia warunków hydrogeologicznych w związku z ustanowieniem obszarów ochronnych zbiorników wód podziemnych;
- 5) ocenę hydrogeologiczną i prognozę skutków po zakończeniu odwodnienia zakładów górniczych;
- 6) rodzaj, charakter i stopień zanieczyszczeń gruntów i wód podziemnych.

Zgodnie z rozporządzeniem Ministra Środowiska z dnia 3 października 2005 r. [11'] dokumentacja winna składać się z dwóch części: tekstowej i graficznej. Część tekstowa winna zawierać następujące rozdziały: założenia, warunki geograficzne (topografia, geomorfologia, hydrografia, klimat) budowa geologiczna (litologia, stratygrafia, tektonika), warunki hydrogeologiczne, opis przeprowadzonych robót geologicznych (wiercenia, odkrywki), wyniki badań, pomiarów i analiz polowych i laboratoryjnych, szczegółowy opis przebadanych poziomów wodonośnych i wnioski końcowe.

Część graficzna winna zawierać przekroje geologiczne i hydrogeologiczne, mapy z naniesionymi otworami badawczymi (mapy hydroizohips, hydroizobat, miąższości warstwy wodonośnej, chemizmu wód itp.), wykresy i zestawienia wyników badań.

W dokumentacjach dla budownictwa **hydrotechnicznego** należy szczególną uwagę zwracać na: parametry hydrogeologiczne warstw związanych z obiektem hydrotechnicznym, przepuszczalność, głębokość zalegania podłoża nieprzepuszczalnego, kierunki przepływu wód podziemnych, obliczenia i prognozę zmian zwierciadła wody gruntowej po wybudowaniu obiektu, obliczenie strat na filtrację, wahania poziomu wody gruntowej i dopływ do wykopów fundamentowych, agresywność wód gruntowych w stosunku do betonu i stali, stosunek wód powierzchniowych do gruntowych itp.

Projekty **melioracyjne**, zwłaszcza dotyczące odwadniania i nawadniania gleb, budowy zbiorników wodnych, doprowadzalników wody powinno opierać się na następujących, podstawowych danych hydrogeologicznych:

- przepuszczalność strefy aeracji;
- głębokość zalegania wód podziemnych i ich jakość w każdej formie geomorfologicznej (w dnie doliny, na tarasach, zboczu doliny itp.);
- odpływ podziemny z terenu nawadnianego, kierunki przepływu, dopływ wody obcej na teren nawadniany;
- wahania poziomu wód podziemnych w okresie wegetacyjnym, rocznym i wieloletnia w powiązaniu z warunkami klimatycznymi;
- analiza materiału gruntowego z uwagi na jego przydatność do wykonania niektórych budowli wodno-melioracyjnych, jak np. zapór, grobli itp.;
- wyszukanie, wybór i charakterystyka źródła wody do nawodnień.

Projekty prac geologicznych podlegają zatwierdzeniu, a dokumentacje geologiczne przyjęciu przez właściwy organ administracji geologicznej. Organami administracji geologicznej są:

- 1) minister właściwy do spraw środowiska, działający przy pomocy Głównego Geologa Kraju;
- 2) marszałkowie województw, działający przy pomocy geologów wojewódzkich;
- 3) starostowie, działający przy pomocy geologów powiatowych.

Rozdział 7

MAPY GEOLOGICZNE

Mapy geologiczne są kartograficznym odwzorowaniem budowy geologicznej skorupy ziemskiej z uwzględnieniem stratygrafii, petrografii, tektoniki i genezy utworów. W zależności od skali wyróżniamy mapy przeglądowe, podstawowe, szczegółowe i specjalne. W Polsce intensywne prace geologiczno-kartograficzne podjęto po II wojnie światowej. Za podstawową skalę przyjęto 1:50 000, rozpoczynając w 1954 roku systematyczne kartowanie kraju. Dla obszaru Sudetów utrzymano skalę 1:25 000, wprowadzoną tam przez geologów niemieckich.

W latach 1947–1955 Państwowy Instytut Geologiczny, który jest głównym wykonawcą i wydawcą opracowań kartograficznych, opracował i wydał „Przeładową mapę geologiczną Polski” w skali 1:300 000 w dwóch wydaniach, A-mapy zakrytej z utworami czwartorzędowymi i B-mapy odkrytej, bez utworów czwartorzędowych.

Pod koniec lat 50. i w latach 60. wykonano „Przeładową mapę hydrogeologiczną Polski” w skali 1:300 000 z objaśnieniami.

Aktualnie podstawowa edycja obejmuje następujące mapy seryjne:

Lp.	Nazwa mapy (atlasu)	Skala
1.	Mapa geologiczna Polski	1:500 000
2.	Mapa geologiczna Polski	1:200 000
3.	Mapa hydrogeologiczna Polski	1:200 000
4.	Szczegółowa mapa geologiczna Polski	1:50 000
5.	Mapa hydrogeologiczna Polski	1:50 000
6.	Mapa geologiczno-gospodarcza Polski	1:50 000
7.	Mapa geośrodowiskowa Polski	1:50 000
8.	Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów	1:25 000
9.	Atlasy geochemiczne	

Szczegółowa mapa geologiczna Polski (SMGP) wraz z objaśnieniem tekstowym odzwierciedla przypowierzchniową budowę geologiczną terenu (mapa zakryta), w szczególności zawiera informacje o budowie litologiczno-stratygraficznej, tektonice i stosunkach miąższościowych. Określa możliwość występowania surowców mineralnych, obrazuje stosunki hydrogeologiczne oraz warunki geologiczno-inżynierskie. Mapa jest ilustrowana charakterystycznymi dla danego obszaru przekrojami geologicznymi. Do każdego arkusza mapy dołączone są objaśnienia tekstowe, zawierające omówienie budowy geologicznej, charakterystykę ważniejszych otworów wiertniczych oraz wyniki badań terenowych i laboratoryjnych, a także szkice geomorfologiczne w skali 1:100 000. SMGP wykonana została w technologii cyfrowej i udostępniana jest przez Państwowy Instytut Geologiczny jako wydruk ploterowy oraz w wersji elektronicznej.

Mapa hydrogeologiczna Polski 1:50 000 (MHP) obejmuje w 1069 arkuszach powierzchnię całego kraju. Każdy arkusz mapy stanowi odrębną bazę danych hydrogeologicznych w formacie cyfrowym, jednolitym dla całej mapy, w środowisku oprogramowania INTERGRAPH GeoMedia Professional. Dzięki technologii cyfrowej istnieje możliwość opracowywania map o różnym zestawie informacyjnym i w różnym układzie przestrzennym (topograficznym, zlewniowym, regionu wodnego, administracyjnym). MHP zawiera informacje o użytkowych poziomach zwykłych wód podziemnych z określeniem zasięgu i głębokości występowania, miąższości i przewodności warstw, jakości wód podziemnych, stopniu izolacji i zagrożeniu wód zanieczyszczeniami antropogenicznymi, potencjalnej wydajności typowej studni wierconej, położeniu zwierciadła wód podziemnych (hydroizohipsy) i kierunków przepływu, przebiegu działu wodnego zlewni, odnawialności i zasobach dyspozycyjnych wód podziemnych. Na mapie podano lokalizację oraz techniczną i hydrogeologiczną charakterystykę źródeł i ujęć wód podziemnych, a także lokalizację ognisk zanieczyszczeń wód podziemnych.

Część tekstowa wraz z tabelami, rysunkami i mapą dokumentacyjną, dołączona do każdego arkusza, zawiera m.in.:

- lokalizację – położenie administracyjne, geograficzne, hydrograficzne, geologiczne, hydrogeologiczne, stan zagospodarowania oraz warunki ekologiczne;
- klimat, wody powierzchniowe;
- warunki hydrogeologiczne – regionalizacja hydrogeologiczna, moduł zasobów dyspozycyjnych, stopień izolacji poziomów użytkowych i jakość wody, wydajność potencjalna studni, zasoby eksploatacyjne;
- jakość wód podziemnych – klasy jakości wody, odporność poziomów wodonośnych na zanieczyszczenia, strefy złej jakości wody;
- zagrożenia i ochrona wód – obszary ochronne GZWP i większych ujęć, ogniska zanieczyszczeń, intensywność eksploatacji wód podziemnych.

Część tekstową uzupełniają następujące tabele:

1. Reprezentatywne otwory studzienne.
2. Reprezentatywne źródła.
3. Wyniki analiz chemicznych wód podziemnych.
4. Obiekty uciążliwe dla wód podziemnych.

Rysunki dołączone do części tekstowej obejmują przekroje hydrogeologiczne z objaśnieniami, mapy uzupełniające ilustrujące głębokość występowania oraz miąższość i przewodność głównego poziomu wodonośnego.

Mapa hydrogeologiczna Polski jest jednym z podstawowych narzędzi wykorzystywanych przez specjalistów w zakresie hydrogeologii przy projektowaniu ujęć wód podziemnych i ich stref ochronnych, w zakresie sporządzania programów ochrony wód podziemnych i ochrony środowiska, opiniowania pozwoleń wodno-prawnych na użytkowanie wód, opracowania planów gospodarczo-wodnych i warunków korzystania z wód, planowania inwestycji w zakresie gospodarki wodnej, planowania przestrzennego, lokalizacji przedsięwzięć uciążliwych dla środowiska, opracowania opinii oddziaływania inwestycji na środowisko.

Oprócz mapy hydrogeologicznej Polski na uwagę zasługuje Atlas hydrogeologiczny Polski (AHP) w skali 1:500 000, wydany w latach 1993–1995 przez Państwowy Instytut Geologiczny pod redakcją B. Paczyńskiego [72]. Składa się on z dwóch części.

Część pierwsza – Systemy zwykłych wód podziemnych – zawiera 3 mapy systemów wodonośnych: czwartorzędowego, trzeciorzędowego i podłoża kenozoiku oraz 12 przekrojów regionalnych, a także podstawowe informacje o zasięgu, głębokości występowania i ilości poziomów wodonośnych, ich parametrach filtracyjnych i eksploatacyjnych oraz cechach hydrodynamicznych dotyczących zwierciadła wody podziemnej, warunków przepływu, regionalnych i lokalnych stref zasilenia i drenażu.

Część druga – Zasoby, jakość i ochrona zwykłych wód – składa się z 4 map: mapy zasobów, możliwości zagospodarowania wód podziemnych, waloryzacji i ochrony wód podziemnych oraz mapy jakości i zagrożeń wód podziemnych. Mapy drugiej części AHP zostały opracowane w technologii cyfrowej w systemie ARC/INFO. Do każdej części atlasu dołączona jest część tekstowa, stanowiąca objaśnienie map.

Atlasy geochemiczne przedstawiają kartograficzny obraz chemizmu gleb, wód i osadów wodnych. Wyróżnia się atlasy regionalne oraz atlasy aglomeracji. Dla obszaru Polski południowo-zachodniej opracowane zostały następujące atlasy:

1. Atlas geochemiczny Legnicko-Głogowskiego Okręgu Miedziowego 1:250 000, 1999 r.
2. Atlas geochemiczny Wrocławia i okolic 1:100 000, część I i II, 1998 r.
3. Atlas geochemiczny Wałbrzycha i okolic 1:50 000, 1996 r.
4. Atlas geochemiczny Częstochowy i okolic 1:100 000, 2001 r.
5. Atlas geochemiczny Górnego Śląska 1:200 000, 1995 r.

Szczególną pozycję w kartografii geologicznej zajmuje opracowana pod redakcją A. S. Kleczkowskiego „Mapa obszarów Głównych Zbiorników Wód Podziemnych (GZWP) w Polsce wymagających szczególnej ochrony 1:500 000” [46]. Mapa GZWP znajduje zastosowanie w dziedzinie hydrogeologii, gospodarki wodnej, ochrony środowiska i planowaniu przestrzennym. Dzięki wprowadzaniu na bieżąco do bazy danych kartograficznych GIS Banku HYDRO nowych udokumentowanych informacji mapa GZWP jest ciągle aktualizowana. Obecnie dostępna jest ploterowa edycja mapy GZWP według stanu na dzień 31 marca 2004 roku.

Dane dokumentacyjne o odwiertach, ujęciach i źródłach zwykłych wód podziemnych, mineralnych i termalnych Polski gromadzone są w „Banku HYDRO” Państwowego Instytutu Geologicznego. Zgromadzone dane zawierają informacje podstawowe o lokalizacji obiektu hydrogeologicznego, dane hydrogeologiczne pomiarowe i obliczeniowe, podstawowe dane wiertnicze i litostratygraficzne, dane fizykochemiczne próbek wód podziemnych. Prawo dostępu do informacji geologicznej reguluje rozporządzenie Ministra Środowiska z 22.06.2005 [24’].

Rozdział 8

PODSTAWOWE AKTY PRAWA DOTYCZĄCE DOKUMENTOWANIA I GOSPODAROWANIA ZASOBAMI WÓD PODZIEMNYCH

Zasady działania i normy obowiązujące w dziedzinie geologii i gospodarki wodnej ujęte są w ustawach i wydanych na ich podstawie aktach wykonawczych, określonych w rozporządzeniach Rady Ministrów lub właściwych ministrów. Do ważniejszych krajowych aktów prawnych należą:

Ustawy

1. Ustawa z dnia 4 lutego 1994 r. Prawo geologiczne i górnicze (tekst jednolity Dz.U. 2005, Nr 228, poz. 1947).
2. Ustawa z dnia 18 lipca 2001 r. Prawo wodne (tekst jednolity Dz.U. 2005, Nr 239, poz. 2019).
3. Ustawa z dnia 27 kwietnia 2001 r. Prawo ochrony środowiska (Dz.U. Nr 62, poz. 627 z późn. zmianami).
4. Ustawa z dnia 7 czerwca 2001 r. o zbiorowym zaopatrzeniu w wodę i zbiorowym odprowadzaniu ścieków (Dz.U. Nr 72, poz. 747 z późn. zmianami).
5. Ustawa z dnia 26 lipca 2000 r. o nawozach i nawożeniu (Dz.U. Nr 89, poz. 991 z późn. zmianami).
6. Ustawa z dnia 27 marca 2003 r. o planowaniu i zagospodarowaniu przestrzennym (Dz.U. Nr 80, poz. 717, z późn. zmianami).
7. Ustawa z dnia 7 lipca 1994 r. Prawo budowlane (Dz.U. z 2003 r., Nr 207, poz. 2016, z późn. zmianami).
8. Ustawa z dnia 27 kwietnia 2001 r. o odpadach (Dz.U. Nr 62, poz. 628, z późn. zmianami).

Rozporządzenia

9. Rozporządzenie Rady Ministrów z 27 czerwca 2006 r. w sprawie przebiegu granic obszarów dorzeczy i regionów wodnych (Dz.U. Nr 128, poz. 878). Z załącznikiem wykazu zbiorników wód podziemnych i przyporządkowania ich dorzeciom.
10. Rozporządzenie Ministra Środowiska z dnia 19 grudnia 2001 r. w sprawie projektów prac geologicznych (Dz.U. Nr 153, poz. 1777).
11. Rozporządzenie Ministra Środowiska z dn. 3 października 2005 r. w sprawie szczegółowych wymagań, jakim powinny odpowiadać dokumentacje hydrogeologiczne i geologiczno-inżynierskie (Dz.U. 2005, Nr 201, poz. 1673).
12. Rozporządzenie Ministra Środowiska z dn. 19 czerwca 2006 r. w sprawie kategorii prac geologicznych, kwalifikacji do wykonywania, dozoru i kierowania tymi pracami oraz sposobu postępowania w sprawach stwierdzenia kwalifikacji (Dz.U. Nr 124, poz. 865).
13. Rozporządzenie Ministra Zdrowia z dn. 29 marca 2007 r. w sprawie jakości wody przeznaczonej do spożycia przez ludzi (Dz.U. Nr 61, poz. 417).
14. Rozporządzenie Ministra Spraw Wewnętrznych i Administracji z dnia 24 września 1998 r. w sprawie ustalania geotechnicznych warunków posadawiania obiektów budowlanych (Dz.U. Nr 126, poz. 839).
15. Rozporządzenie Rady Ministrów z dnia 24 września 2002 r. w sprawie rodzajów przedsięwzięć mogących znacząco oddziaływać na środowisko oraz szczegółowych kryteriów związanych z kwalifikowaniem przedsięwzięć do sporządzania raportu o oddziaływaniu na środowisko (Dz.U. Nr 179, poz. 1490).
16. Rozporządzenie Ministra Środowiska z dn. 11 lutego 2004 r. w sprawie klasyfikacji dla prezentowania stanu wód powierzchniowych i podziemnych, sposobu prowadzenia monitoringu oraz sposobu interpretacji wyników i prezentacji stanu tych wód (Dz.U. Nr 32, poz. 284, status nieobowiązujący).
17. Rozporządzenie Ministra Środowiska z dn. 23 grudnia 2002 r. w sprawie kryteriów wyznaczania wód wrażliwych na zanieczyszczenie związkami azotu ze źródeł rolniczych (Dz.U. Nr 241, poz. 2093).
18. Rozporządzenie Ministra Środowiska z dn. 23 grudnia 2002 r. w sprawie szczegółowych wymagań, jakim powinny odpowiadać programy działań mających na celu ograniczenie odpływu azotu ze źródeł rolniczych (Dz.U. 2003, Nr 4, poz. 44).
19. Rozporządzenie Ministra Środowiska z dn. 24 lipca 2006 r. w sprawie warunków jakie należy spełnić przy wprowadzaniu ścieków do wód lub do ziemi,

oraz w sprawie substancji szczególnie szkodliwych dla środowiska wodnego (Dz.U. Nr 137, poz. 984).

20. Rozporządzenie Ministra Środowiska z dnia 1 sierpnia 2002 r. w sprawie komunalnych osadów ściekowych (Dz.U. Nr 134, poz. 1140).
21. Rozporządzenie Ministra Środowiska z dnia 9 kwietnia 2003 r. w sprawie sporządzania planów gospodarki odpadami (Dz. U. Nr 66, poz. 620).
22. Rozporządzenie Ministra Środowiska z dn. 24 marca 2003 r. w sprawie szczegółowych wymagań dotyczących lokalizacji, budowy, eksploatacji i zamknięcia, jakim powinny odpowiadać poszczególne typy składowisk odpadów (Dz.U. Nr 61, poz. 549).
23. Rozporządzenie Ministra Środowiska z dnia 9 grudnia 2002 r. w sprawie zakresu, czasu, sposobu oraz warunków prowadzenia monitoringu składowisk odpadów (Dz.U. Nr 220, poz. 1858).
24. Rozporządzenie Ministra Środowiska z dn. 22 czerwca 2005 r. w sprawie rozporządzenia prawem do informacji geologicznej za wynagrodzeniem oraz udostępniania informacji geologicznej wykorzystywanej nieodpłatnie (Dz.U. Nr 116, poz. 982), ze zmianą z dnia 31.08.2006 r. (Dz.U. Nr 164, poz. 1159).
25. Rozporządzenie Ministra Środowiska w sprawie standardowych procedur zbierania i przetwarzania informacji przez państwową służbę hydrologiczno-meteorologiczną oraz państwową służbę hydrogeologiczną (Projekt).
26. Rozporządzenie Ministra Środowiska z dn. 12.04.2007 r. w sprawie warunków i zakresu dostępu do wojewódzkiej bazy informacji o korzystaniu ze środowiska (Dz.U. Nr 79, poz. 537).

Do nowych lub znowelizowanych przepisów prawa w dziedzinie gospodarki wodnej i ochrony środowiska wdrożono dyrektywy Wspólnoty Europejskiej. Do ważniejszych dyrektyw związanych z problemami gospodarowania i ochrony wód należą:

27. Dyrektywa 2000/60/WE Parlamentu Europejskiego i Rady z dnia 23 października 2000 r. ustanawiająca ramy wspólnotowego działania w dziedzinie polityki wodnej, zwana w skrócie „Ramowa Dyrektywa Wodna” (Dz. Urz. WE, L327, z 22.12.2000 r.).
28. Dyrektywa 80/68/EWG z dnia 17 grudnia 1979 r. w sprawie ochrony wód podziemnych przed zanieczyszczeniem spowodowanym przez niektóre substancje niebezpieczne (Dz. Urz. WE, L20, z 26.01.1980).
29. Dyrektywa 91/676/EWG z dnia 12 grudnia 1991 dotycząca ochrony wód przed zanieczyszczeniami powodowanymi przez azotany pochodzenia rolniczego (Dz. Urz. WE, L375, z 31.12.1991 r.).

30. Dyrektywa Rady 80/778/EWG z dnia 15 lipca 1980 r. dotycząca jakości wody do spożycia przez ludzi, zmieniona Dyrektywa Rady 98/83/WE z dnia 3 listopada 1998 r. (Dz. Urz. WE, L229, z 30.08.1980).
31. Dyrektywa Rady 85/337/EWG z dnia 27 czerwca 1985 r. w sprawie oceny wpływu wywieranego przez niektóre przedsięwzięcia publiczne i prywatne na środowisko (Dz. Urz. WE, L175, z 5.07.1985).
32. Dyrektywa Rady 86/278/EWG z dnia 12 czerwca 1986 r. w sprawie ochrony środowiska w szczególności gleby w przypadku wykorzystania osadów ściekowych w rolnictwie (Dz. Urz. WE, L181, z 4.07.1986).

Ramowa Dyrektywa Wodna (RDW) (27')* jest aktem prawnym, nadrzędnym i wiążącym państwa członkowskie do wdrożenia dyrektywy do krajowych aktów legislacyjnych. Określa ona na poziomie Wspólnoty Europejskiej podstawy działania w zakresie szeroko pojętej polityki wodnej. W uzasadnieniu wprowadzenia RDW, zawierającym 53 punkty, w punkcie 1 podano, że *„woda nie jest zwykłym produktem handlowym, ale dziedzicznym dobrem, które musi być chronione, bronię i odpowiednio traktowane”*. Ramowa Dyrektywa Wodna jest aktem prawa, tworzącym jednolite europejskie przepisy prawa, których nadrzędnym celem jest poprawa jakości wody, przy jednoczesnym unikaniu działań, które mogą przyczyniać się do długotrwałego pogorszenia jakości i ilości zasobów. Z uwagi na wzrastające zapotrzebowanie na wodę dobrej jakości oraz zagrożenia pogarszania się stanu wód Komisja Europejska uznaje za niezbędną długotrwałą, zintegrowaną politykę wodną.

Główne cele RDW określone zostały w art. 1 dyrektywy następująco: *„Celem dyrektywy jest stworzenie ram działań służące ochronie śródlądowych wód wewnętrznych, wód przejściowych, wód przybrzeżnych oraz wód podziemnych”*. Jako dalsze cele dyrektywa wymienia zapobieganie pogarszaniu się oraz ochronę i poprawę stanu ekosystemów wodnych oraz ekosystemów lądowych i błotnych zależnych od wód.

Realizując zobowiązania wynikające z Ramowej Dyrektywy Wodnej Unii Europejskiej Polska przekazała w 2005 roku Komisji Europejskiej *„Raport dla dorzecza Odry z realizacji art. 5 i 6, zał. II, III, IV RDW 2000/60/WE”*. Na obszarze regionu wodnego Środkowej Odry i obszarów dorzeczy międzynarodowych, zarządzanych przez Regionalny Zarząd Gospodarki Wodnej we Wrocławiu, wydzielono 24 jednolite części wód podziemnych (JCWPz), z których 3 są zagrożone nieosiągnięciem celów RDW, 3 są potencjalnie zagrożone, a 18 jest niezagrażonych.

W artykule 2 dyrektywa definiuje 41 pojęć, jak na przykład woda podziemna, dorzecze i zlewnia rzeki, celem zagwarantowania, aby pojęcia i definicje we Wspólnocie były jednolicie rozumiane i interpretowane. Dla zasad gospodarowania

wodą podstawowe znaczenie ma zdefiniowanie pojęć zlewni i dorzecza, które w art. 2 określone zostały następująco:

- „*dorzecze oznacza obszar lądu, z którego cały spływ powierzchniowy jest odprowadzany przez system strumieni, rzek i, gdzie stosowne, jezior do morza poprzez pojedyncze ujście cieków, estuarium lub deltę*”;
- „*zlewnia oznacza obszar lądu, z którego cały spływ powierzchniowy jest odprowadzany poprzez system strumieni, rzek i, gdzie stosowne, jezior do określonego punktu w biegu cieków (zwykle do jeziora lub zbiegu rzek)*”.

Istotne zasady zawarte są w art. 3, w którym Państwa Członkowskie UE zobowiązane zostały do gospodarowania i zarządzania zasobami wodnymi w obszarach dorzecza (zlewni), a nie jak to praktykowano w przeszłości – w granicach jednostek administracji państwowej. Określone w art. 3 zasady zarządzania zasobami wodnymi zostały w Polsce wprowadzone w życie rozporządzeniem Ministra Środowiska w sprawie przebiegu granic dorzeczy i regionów wodnych (Dz.U. 2006.126.878 [9]).

W odniesieniu do wód podziemnych Państwa Członkowskie zobowiązane zostały do „*wdrożenia działań niezbędnych do zapobiegania dopływowi lub ograniczenia dopływu zanieczyszczeń do wód podziemnych i zapobiegania pogarszaniu się stanu wszystkich części wód podziemnych. Państwa Członkowskie chronią, poprawiają i przywracają stan wszystkich części wód podziemnych, zapewniają równowagę między poborem a zasilaniem wód podziemny celem osiągnięcia dobrego stanu wód podziemnych najpóźniej w ciągu 15 lat od dnia wejścia w życie dyrektywy*” (tj. do 2015 roku, art.4).

W 11 załącznikach do dyrektywy podano szczegółowe normatywne definicje i wartości graniczne substancji w wodach powierzchniowych i podziemnych do jednolitej oceny stanu wód.

W Polsce postanowienia RDW wprowadzone zostały do następujących ustaw:

- Ustawa Prawo Ochrony Środowiska (3’),
- Ustawa Prawo wodne (2’),
- Ustawa o odpadach (8’)*.

Głównymi celami RDW są:

- ochrona i poprawa stanu obecnego ekosystemów wodnych, a także lądowych i podmokłych zależnych od ekosystemów wodnych (w odniesieniu do potrzeb wodnych),
- zrównoważone korzystanie z wody oparte na długoterminowej ochronie dostępnych zasobów wodnych,
- ograniczenie zanieczyszczenia wód podziemnych i zapobieganie ich dalszej degradacji,

- zmniejszenie skutków powodzi i suszy.

Cel podstawowy dyrektywy „osiągnięcie dobrego stanu wód dla wszystkich rodzajów wód” powinien być osiągnięty do 2015 roku. Warunkiem osiągnięcia tych celów jest integracja:

- celów środowiskowych, czyli połączenie celów jakościowych, ekologicznych i ilościowych,
- zasobów wodnych (wód powierzchniowych, podziemnych, terenów podmokłych, wody przybrzeżne) w skali zlewni,
- wszystkich rodzajów użytkowania wody celem zabezpieczenia potrzeb na wodę dla ludności, przemysłu, rolnictwa, energetyki, żeglugi i rekreacyjnego wykorzystania wód,
- dyscyplin, analiz i wiedzy eksperckiej (hydrologii, hydrogeologii, hydrauliki, ekologii, chemii, gleboznawstwa, inżynierii technologicznej i ekonomiki) dla zapewnienia działań efektywnych,
- aspektów ekologicznych i zarządzania, w tym planowania przestrzennego i gospodarowania wodą w skali zlewni i dorzecza,
- mechanizmów i instrumentów ekonomicznych i finansowych, włącznie z polityką cenową w zakresie korzystania z wód,
- użytkowników i społeczeństwa w podejmowaniu decyzji, włączenie użytkowników do opracowania planów zlewniowych,
- wszystkich poziomów zarządzania zasobami i stanem wód, tj. lokalnych, regionalnych i krajowych,
- gospodarowania wodami w dorzeczach międzynarodowych. RDW nakłada na państwa członkowskie obowiązek opracowania do 2006 roku monitoringu stanu wód oraz ich ujęć, w celu ustanowienia spójnego i kompleksowego przeglądu stanu wód na obszarach dorzeczy. Dyrektywa określa również normy emisji substancji do środowiska oraz zasady ich kontroli. Celem monitoringu i podjętych na jego podstawie działań jest ochrona wód i zapewnienie im „dobrego stanu”. Dobry stan wód podziemnych oznacza taki stan, w którym zarówno stan ilościowy jak i chemiczny klasyfikowany jest jako co najmniej dobry. Dobry stan ilościowy, wód podziemnych występuje gdy poziom wód podziemnych zapewnia, że przy długookresowym średniorocznym poborze wód nie są przekroczone dostępne (dyspozycyjne) zasoby wód podziemnych. Przez dostępne zasoby wód podziemnych dyrektywa określa *średnią z wielolecia wielkość zasilania określonej części wód podziemnych pomniejszoną o średnią z wielolecia wielkość przepływu wymaganego do osiągnięcia jakości ekologicznej wód powierzchniowych zasilanych przez wody podziemne, tak aby nie dopuścić do znacznego pogorszenia stanu ekologicznego wód, oraz do powstania szkód w związanych z nimi ekosystemach lądowych.*

„Dobry stan chemiczny wód podziemnych” oznacza stan odpowiadający warunkom określonym w załączniku V do RDW, w szczególności stężenia zanieczyszczeń nie przekraczają norm jakości określonych w prawodawstwie wspólnotowym i nie są na takim poziomie, który mógłby prowadzić do nieosiągnięcia przez powiązane z nimi wody powierzchniowe celów środowiskowych, do obniżenia jakości chemicznej lub ekologicznej, lub do spowodowania znacznych szkód w ekosystemach lądowych zależnych od części wód podziemnych. W celu ułatwienia wdrożenia do praktyki działań wynikających z RDW opracowane zostały liczne poradniki, dostępne w języku angielskim na stronach internetowych: <http://ec.europa.eu>. Tekst Ramowej Dyrektywy Wodnej dostępny jest na stronach internetowych Ministerstwa Środowiska: www.mos.gov.pl/dzw/prawo.shtml.

Prawo geologiczne i górnictwo (1')

Ustawa Prawo geologiczne i górnictwo określa zasady i warunki:

- 1) wykonywania prac geologicznych;
- 2) wydobywania kopalin ze złóż;
- 3) składowania odpadów w górotworze, w tym w podziemnych wyrobiskach górniczych, z wyjątkiem składowania odpadów w odkrywkowych wyrobiskach górniczych;
- 4) ochrony złóż kopalin, wód podziemnych i innych składników środowiska w związku z wykonywaniem prac geologicznych i wydobywaniem kopalin.

Ustawy nie stosuje się m.in. do:

- 1) wykonywania ujęć wód podziemnych do głębokości 30 m na potrzeby zwykłego korzystania z wód;
- 2) geologicznych badań naukowych i działalności dydaktycznej, które są prowadzone bez wykonania robót geologicznych;
- 3) ustalania geotechnicznych warunków posadowienia obiektów budowlanych bez wykonywania robót geologicznych.

W rozumieniu ustawy pracą geologiczną jest „projektowanie i wykonywanie badań w celu ustalenia budowy geologicznej kraju, a zwłaszcza poszukiwania i rozpoznawania złóż kopalin, wód podziemnych, określenia warunków geologiczno-inżynierskich, a także sporządzenia map i dokumentacji geologicznych oraz projektowania i wykonywania badań na potrzeby wykorzystania ciepła Ziemi lub „ujmowania wód podziemnych”.

Robotą geologiczną jest „wykonywanie w ramach prac geologicznych wszelkich czynności poniżej powierzchni ziemi, w tym wykonywanych przy użyciu materiałów wybuchowych, oraz likwidacja wyrobisk po tych czynnościach”.

Poszukiwaniem jest „wykonywanie prac geologicznych w celu odkrycia i wstępnego udokumentowania zasobów złóż kopalin lub wód podziemnych”.

Rozpoznaniem jest wykonywanie prac geologicznych na obszarze wstępnie udokumentowanego złoża kopaliny lub wód podziemnych.

Ujęciem wód podziemnych jest „otwór wiertniczy, grupa otworów wiertniczych, obudowane źródło naturalne lub inne wyrobisko konstrukcyjnie przygotowane do korzystania z wód podziemnych”.

Z ustawy Prawo geologiczne i górnicze i wydanych na jej podstawie aktów wykonawczych wynika, że prace geologiczne realizowane być mogą tylko przez osoby posiadające stwierdzone kwalifikacje (12'). Roboty geologiczne wykonywane być mogą tylko na podstawie zatwierdzonego projektu prac geologicznych (10'), a wyniki prac geologicznych przedstawia się w odpowiedniej dokumentacji geologicznej (1').

Pojęcie „zwykłe korzystanie z wód” definiowane jest w ustawie Prawo wodne (2'). W myśl art. 36 „zwykłe korzystanie z wód służy zaspokojeniu potrzeb własnego gospodarstwa domowego oraz gospodarstwa rolnego” z wyjątkiem nawadniania gruntów lub upraw wodą podziemną za pomocą deszczowni, korzystania z wody podziemnej, jeżeli urządzenia poboru wody umożliwiają pobór w ilości większej niż 5 m³/dobę, korzystania z wód na potrzeby działalności gospodarczej, wprowadzania do wód lub do ziemi oczyszczonych ścieków, jeżeli ich ilość przekracza 5 m³/dobę, przy czym wprowadzanie ścieków do wód podziemnych jest zabronione.

Roboty geotechniczne służące ustalaniu geotechnicznych warunków posadowienia obiektów budowlanych wykonuje się na podstawie ustawy Prawo budowlane (7') i rozporządzenia Ministra Spraw Wewnętrznych i Administracji (14'), a ich wykonanie nie podlega Prawu geologicznemu i górniczemu. Rozporządzenie MSWiA określa jednocześnie, że dla obiektów budowlanych, zaliczonych do trzeciej kategorii geotechnicznej oraz w złożonych warunkach gruntowych do drugiej kategorii, poza dokumentacją geotechniczną należy wykonać dokumentację geologiczno-inżynierską, opracowaną zgodnie z przepisami Prawa geologicznego i górniczego.

Wykonywanie prac geologicznych w związku z dokumentowaniem zasobów wód podziemnych, ujęciem wód podziemnych, monitorowaniem stanu i ochroną wód podziemnych podlega również przepisom Prawa wodnego i Prawa ochrony środowiska.

Prawo wodne (2')

Ustawa prawo wodne określa zasady i warunki gospodarowania wodami, w tym praw i obowiązków podmiotów korzystających z wód, oraz systemu prawno-administracyjnego zarządzania zasobami wodnymi.

Obowiązująca od 1 stycznia 2002 roku nowa ustawa Prawo wodne wprowadziła wiele istotnych zmian w zasadach i warunkach gospodarowania wodami. W zakresie odnoszącym się do wód podziemnych ustawa ustanowiła **Państwową służbę hydrogeologiczną**. Do zadań państwowej służby hydrogeologicznej należy:

- 1) wykonywanie pomiarów, obserwacji i badań hydrogeologicznych,
- 2) gromadzenie, przetwarzanie, archiwizowanie oraz udostępnianie zgromadzonych informacji dotyczących warunków hydrogeologicznych, wielkości zasobów, stanu fizyczno-chemicznego i ilościowego wód podziemnych,
- 3) prowadzenie i aktualizacja baz danych hydrogeologicznych, a w szczególności:
 - a) wykazu wielkości zasobów wód podziemnych,
 - b) bazy danych o otworach hydrogeologicznych,
 - c) bazy danych mapy hydrogeologicznej Polski,
- 4) wykonywanie bieżących analiz i ocen sytuacji hydrogeologicznej,
- 5) opracowywanie oraz przekazywanie prognoz zmian wielkości zasobów, stanu oraz zagrożeń wód podziemnych,
- 6) opracowywanie i przekazywanie organom administracji publicznej ostrzeżeń przed niebezpiecznymi zjawiskami zachodzącymi w strefach zasilania oraz poboru wód podziemnych.

Państwowa służba hydrogeologiczna posiada i utrzymuje sieć obserwacyjno-badawczą wód podziemnych celem wykonania badań i oceny stanu fizyczno-chemicznego i ilościowego wód. Na sieć stacjonarną składają się:

- stacje hydrogeologiczne,
- punkty obserwacyjne stanów wód podziemnych,
- punkty monitoringu jakości wód podziemnych,
- piezometry obserwacyjne,
- obudowane źródła.

Zadania państwowej służby hydrogeologicznej wykonuje Państwowy Instytut Geologiczny.

Wyjaśnienia wymaga zastosowanie przepisów prawa wodnego oraz prawa geologicznego i górniczego do wykonania:

- a) hydrogeologicznych otworów badawczych,
- b) studni do poboru wód podziemnych,
- c) piezometrów.

Wykonanie hydrogeologicznych otworów badawczych, służących szczegółowemu rozpoznaniu warunków hydrogeologicznych, zasobności i jakości wód, podlega wyłącznie prawu geologicznemu i górnictwu. Z prawa tego wynika, że otwory badawcze wykonuje się na podstawie zatwierdzonego projektu prac geologicznych [10’], a wyniki badań przedstawia się w dokumentacji hydrogeologicznej (11’).

Wykonanie studni podlega w zasadzie zarówno prawu geologicznemu i górnictwu, jak i prawu wodnemu. W świetle prawa wodnego studnie jako obiekty służące do ujmowania wód podziemnych zaliczane są do urządzeń wodnych, a zgodnie z art. 122 ust. 1 na wykonywanie urządzeń wodnych oraz odwodnienie obiektów lub wykopów budowlanych oraz zakładów górniczych wymagane jest pozwolenie wodno-prawne. Nie podlega przepisom prawa geologicznego i górnictwa ani prawa wodnego wykonanie studni o głębokości do 30 m na potrzeby zwykłego korzystania z wód. Pozwolenie wodno-prawne nie jest również wymagane w przypadku odwodnienia obiektów lub wykopów budowlanych, jeżeli zasięg depresji nie wykracza poza granice terenu, do którego użytkownik posiada tytuł prawny (np. prawo własności, prawo wieczystego użytkowania).

Na wykonanie piezometrów mają zastosowanie zarówno przepisy prawa geologicznego i górnictwa, jak i prawa wodnego. Podobnie jak hydrogeologiczne otwory badawcze, tak i piezometry służą rozpoznaniu kształtowania się stanów zwierciadła wody podziemnej. Ze względu na cele którym służą, wykonanie piezometrów zaliczyć należy do prac geologicznych. W konsekwencji wykonanie piezometrów możliwe jest jedynie na podstawie projektu prac geologicznych, a ich wyniki należy przedstawić w dokumentacji geologicznej.

Zgodnie z prawem wodnym przepisy ustawy dotyczące urządzeń wodnych stosuje się do urządzeń pomiarowych służących do pomiarów ilości oraz jakości wód, a także obserwacji poziomu zwierciadła wód podziemnych oraz do urządzeń pomiarowych państwowej służby hydrogeologicznej (art. 9 ust. 2a i b). Na mocy art. 122 ust. 1 pkt 3 na wykonanie urządzeń wodnych wymagane jest pozwolenie wodno-prawne.

Ustawa Prawo ochrony środowiska (3’)

Ustawa Prawo ochrony środowiska (3’) wyróżnia dwie kategorie przedsięwzięć, podlegające określonej postępowaniu w zakresie oceny oddziaływania na środowisko. Ustawa (3’) wyróżnia:

- 1) przedsięwzięcia mogące znacząco oddziaływać na środowisko, dla których wymagane jest sporządzenie raportu o oddziaływaniu na środowisko,
- 2) przedsięwzięcia, dla których sporządzenie raportu nie jest obligatoryjne.

W świetle art. 46 ust. 3 i 4 Prawa ochrony środowiska postępowanie w sprawie oceny oddziaływania na środowisko stanowi część postępowania dla uzyskania pozwolenia wodno-prawnego w zakresie **wykonywania urządzeń wodnych oraz poboru wód podziemnych**.

Przedsięwzięcia mogące znacząco oddziaływać na środowisko oraz szczegółowe kryteria związane z kwalifikowaniem przedsięwzięć w związku ze sporządzeniem raportu o oddziaływaniu na środowisko sprecyzowane zostały w rozporządzeniu Rady Ministrów z dnia 24 września 2002 r. (15'). Zgodnie z rozporządzeniem przedsięwzięcia polegające na poborze wód podziemnych, budowie systemów odwadniających lub sztucznych systemów zasilania wód podziemnych, o wydajności co najmniej 500 m³/h zaliczane są do przedsięwzięć mogących znacząco oddziaływać na środowisko, w związku z czym sporządzenie raportu o oddziaływaniu na środowisko jest obligatoryjne.

Do drugiej grupy przedsięwzięć, dla których **może** być wymagane sporządzenie raportu o oddziaływaniu na środowisko, należą przedsięwzięcia polegające na:

- poborze wód podziemnych lub budowie sztucznych systemów zasilania wód podziemnych, o wydajności co najmniej 10 m³/h,
- wykonywaniu wierceń w celu zaopatrzenia ludności w wodę do spożycia, o głębokości przekraczającej 100 m,
- gospodarowaniu wodą w rolnictwie, w tym melioracje, na obszarze nie mniejszym niż 20 ha z wyłączeniem rurociągów o średnicy mniejszej niż 400 mm, służące do przesyłania wody oraz stawów rybnych.

O obowiązku sporządzenia raportu dla przedsięwzięć wymienionych w drugiej grupie decyduje organ wydający decyzje w sprawie pozwolenia wodno-prawnego, zgodnie z art. 46a ust. 7 ustawy Prawo ochrony środowiska.

Z ochroną środowiska wód podziemnych związane są m.in. rozporządzenia (17, 18, 19, 20, 22, 23).

Ustawa o odpadach (8')

Ustawa określa zasady postępowania z odpadami w sposób zapewniający ochronę życia i zdrowia ludzi oraz ochronę środowiska zgodnie z zasadą zrównoważonego rozwoju, a w szczególności zasadą zapobiegania powstawaniu odpadów lub ograniczenia ilości odpadów i ich negatywnego oddziaływania na środowisko, a także odzysku lub unieszkodliwiania odpadów.

W załącznikach do ustawy określono kategorie odpadów oraz rodzaje odpadów niebezpiecznych. Gospodarka odpadami prowadzona jest zgodnie z krajowym, wojewódzkim, powiatowym i gminnym planem gospodarki odpadami. Plany gospodarki odpadami stanowią część odpowiedniego programu ochrony środowiska

i są tworzone w trybie i na zasadach określonych w przepisach o ochronie środowiska. Zasady sporządzania planów gospodarki odpadami określone zostały w rozporządzeniu Ministra Środowiska (21').

W planach gospodarki odpadami określa się m.in. system monitoringu środowiska wodnego związanego z instalacjami unieszkodliwiania odpadów, w tym ze składowiskami odpadów.

Projekty wojewódzkich, powiatowych i gminnych planów gospodarki odpadami w zakresie związanym z ochroną wód podlegają zaopiniowaniu przez właściwego dyrektora regionalnego zarządu gospodarki wodnej (art. 6 ustawy). Gminne, powiatowe i wojewódzkie plany gospodarki odpadami opiniowane są również przez rady gospodarki wodnej regionów wodnych, utworzonych na mocy art. 100 ustawy Prawo wodne (2').

Wymagania dotyczące składowisk odpadów określone zostały w rozporządzeniu Ministra Środowiska (22'), a w rozporządzeniu (23') określono zakres i warunki prowadzenia monitoringu składowisk odpadów.

Zgodnie z rozporządzeniem Ministra Środowiska (22') *składowiska odpadów niebezpiecznych oraz składowiska odpadów innych niż niebezpieczne i obojętne nie mogą być lokalizowane w strefach zasilania głównych i użytkowych zbiorników wód podziemnych (GZWP, UZWP).*

Składowanie odpadów na składowiskach podziemnych regulują przepisy ustawy Prawo geologiczne i górnicze (1').

LITERATURA

- [1] ABU-ZIED M.A., SCOTT V.H., Nonsteady flow for wells with decreasing discharge. *Journal of the Hydraulics Division Proc. of. ASCE*, V. 1963.
- [2] ARAWIN W.J., NUMEROW S.N., Teoria dwiżenija żidkostiej i gazow w niedieformirujemoj poristoj sriedie. DTTI, Moskwa 1953.
- [3] BAC S., KOŹMIŃSKI C., ROJEK M., *Agrometeorologia*. PWN, Warszawa, 1993.
- [4] BEAR J., *Dynamics of fluids in porous media*, American Elsevier Publ. Comp. Inc. Nowy York, 1972.
- [5] BEYER W., BANSCHER F., Zur Kolmation der Gewässerbetten bei der Uferfiltratsgewinnung. *Zeitschrift f. Angew. Geol. z. 21*, Berlin 1975.
- [6] BEYSCHLAG F., MICHAEL R., *Grundwasser von Breslau. Zeitschr. f. praktische Geologie 5*, 1907.
- [7] BOCZIEWIER F.M. i in., *Osnowy gidrogeologiczeskich rasczietow*. Moskwa 1969.
- [8] BROOKS R.W., COREY A.T., Properties of porous media affecting fluid flow. *Proc. ASCE, J. Irrigation Drainage Div. 2*, 1966.
- [9] BUSCH K.F., LUCKNER L., *Geohydraulik*. VEB Deutscher Verlag f. Grundstoffindustrie, Leipzig 1972.
- [10] CHALFEN M., Matematyczny model nieustalonego ruchu wód podziemnych z uwzględnieniem obiektów melioracyjnych. *Zesz. Nauk. AR Wroc. Melioracja 34, nr 192*, Wrocław 1990.
- [11] CHALFEN M., Opis programu FIZ-Filtracja i Zanieczyszczenia. XXXIII Semin. Zast. Matematyki, Katedra Matemat. AR Wrocław 2003.
- [12] CZAMARA A., KOWALSKI J., MOLSKI T., *Hydrogeologia inżynierska z podstawami gruntoznawstwa. Przewodnik do ćwiczeń*. AR Wrocław, 2005.
- [13] DĄBROWSKI S., PRZYBYŁEK J., *Metodyka próbných pompowań w dokumentowaniu zasobów wód podziemnych*. MŚ, Warszawa 2005.
- [14] DE VRIES J.J., *Groundwater flow system and stream nets in the Netherlands*. Rodopi N.V. Amsterdam 1974.
- [15] DE Wiest R.J.M., *Geohydrology*. J. Wiley, Nowy Jork 1965.

- [16] DĘBSKI K., Hydrologia kontynentalna. Hydrometria. WK, Warszawa 1955.
- [17] DĘBSKI K., Hydrologia, cz. II Potamologia, skrypt SGGW, Warszawa 1967.
- [18] DOWGIAŁŁO J. i in. (red.), Słownik hydrogeologiczny. PIG, Warszawa 2002.
- [19] DYCK S., CHARDABELIAS T., Wege zur Ermittlung der nutzbaren Grundwasserreserven. Berichte der Geolog. Gesellschaft NRD, t. 8. Berlin 1963.
- [20] EAGLESON P.S., Hydrologia dynamiczna. PWN, Warszawa 1978.
- [21] ERBICK P., SADURSKI A., Mapa hydrogeologiczna Polski 1 : 50 000 stan aktualny, perspektywy rozwoju, możliwości zastosowania . . .
- [22] FLISOWSKI J., IWANEJKO R., TRZOS O., WIECZYSTY A., BRZOZA-WÓJCIK M., Prognozowanie wpływu piętrzenia rzek na wody podziemne i obliczenie systemów odwadniających. Politechnika Krakowska, Kraków 1986.
- [23] FLISOWSKI J., WIECZYSTY A., Analogowe dyskretne modelowanie ujęć wody podziemnej. WG, Warszawa 1979.
- [24] FLISOWSKI J., WIECZYSTY A., Regulacja stosunków wodnych w sąsiedztwie stopni piętrzących na górnej Wiśle, Prace Inst. Gosp. Wodn. t. VII, z. 4, Warszawa 1973.
- [25] FORCHHEIMER P., Hydraulik. Leipzig, 1914.
- [26] GABRYSZEWSKI T., WIECZYSTY A., Ujęcia wód podziemnych. Arkady, Warszawa 1985.
- [27] GARDNER W.R., MAYHUGH M.S., Solutions and tests of the diffusion equation for the movement of water in Soil. Proc. Soil Sci. Soc. Am. t. 8, 1958.
- [28] GELDNER P., KALERIS V., Zum Austausch zwischen Grundwasser und Oberflächengewässern. Universität Karlsruhe, 1980.
- [29] GLUGLA G., Zur Ermittlung der Grundwasserneubildung unter Berücksichtigung der Beziehungen zwischen Wärme-u. Wasserhaushalt. Wasserwirtschaft - Wassertechnik 12, Berlin 1970.
- [30] HAARMANN K., Erster Bericht über Zustand der Feuchtgebiete internationaler Bedeutung in der Bundesrepublik Deutschland. Biol. Abh., 36. Wiesbaden 1978.
- [31] HAARMANN K., Feuchtgebiete internationaler, nationaler und regionaler Bedeutung für Wat - und Wasservögel im nördlichen Rheinland. Rheinische Landschaften, 11, Neuss 1977.
- [32] HALL R.H., The great nitrate scandal. The Ecologist 9(3), 1979.

-
- [33] HANTUSH M.S., Analysis of data from pumping tests in leaky aquifers. Transactions American Geoph. Union, 37, 1956.
- [34] HANTUSH M.S., Drawdown around a partially penetrating well. Jour. Hydraul. Div. Am. Soc. of Civil Eng. 4 i 5 1961.
- [35] HANTUSH M.S., Drawdown around wells of variable discharge. Journal of Geoph. Res. T. 20, 20, 1964.
- [36] HANTUSH M.S., Modification on the theory of leaky aquifers. Journal of Geoph. Res. 1960. 65.
- [37] HARR M.E., Groundwater and Seepage. Mc Graw - Hill Book Company, New York, San Francisco, Toronto, London 1962.
- [38] JACENKOW B., Modelowe badania ruchu wód gruntowych. Zesz. Nauk. Politechniki Krakowskiej 2, 1966.
- [39] JACOB C.E., Flow of ground-water, Engineering Hydraulics. Wiley, Nowy Jork 1950.
- [40] KEZDI A., Bodenmechanik, tom 1. – VEB Verlag für Bauwesen, Berlin 1964.
- [41] KICIŃSKI T., Odpływ wód gruntowych w zlewni Warty. Gosp. Wodna, 9, Warszawa 1960.
- [42] KICIŃSKI T., Udział odpływu gruntowego w całkowitym odpływie rzek na przykładach rzeki górskiej i nizinnej. Prace i Studia Komitetu Inżynierii i Gosp. Wodnej, T. VI, PWN, Warszawa 1963.
- [43] KICIŃSKI T., Udział wód gruntowych w odpływie całkowitym rzek. Gosp. Wodna, 5, Warszawa 1964.
- [44] KILIAN Z., SZCZEPANIAK T., Mineralogia, petrografia i geologia. PZWS, Warszawa 1957.
- [45] KINZELBACH W., Numerische Methoden zur Modellierung des Transports von Schadstoffen im Grundwasser – Oldenbourg Verlag, München 1987.
- [46] KLECZKOWSKI A. S. (red) et al., Mapa obszarów Głównych Zbiorników Wód Podziemnych (GZWP) w Polsce wymagających szczególnej ochrony 1:500 000, AGH Kraków 1990.
- [47] KLECZKOWSKI A., Zagadnienie ochrony wód. Zesz. Nauk. AGH, nr 293, Kraków 1971.
- [48] KLIMASZEWSKI M., Geomorfologia. PWN, Warszawa 1978.
- [49] KOLLIS W., Wpływ metody wyznaczenia współczynnika przepuszczalności na dokładność wyników . . . Archiwum Hydrotechniki, T. VIII, PWN, Warszawa 1961.
- [50] KOSTRZEWA S. SZYMAŃSKA H., Chemizm wód podziemnych w warunkach zróżnicowanego nawożenia. Mat. Symp. „Skład chemiczny wód

- glebowo-gruntowych i powierzchniowych w warunkach intensywnej produkcji rolniczej”. IMUZ i PTG, Falenty 1979.
- [51] KOWALSKI J., Analiza niektórych metod wyznaczania współczynnika przesączalności. Praca doktorska, maszynopis, Wrocław 1962.
- [52] KOWALSKI J., Analiza porównawcza wartości zasilania strefy saturacji obliczonych na podstawie pomiarów piezometrycznych, filtracji przez strefę aeracji oraz wg programu RASTER (NRD). Mat. Konf. Matem. Model. Ujęć Wody Podziemn. Janowice, Polit. Krakowska, 1982.
- [53] KOWALSKI J., Dokładność wyznaczania współczynnika przesączalności w aparatach filtracyjnych. Zesz. Nauk. WSR Wrocław, Melioracja IX, Wrocław 1964, s. 153-157.
- [54] KOWALSKI J., Dynamika stanów pierwszego poziomu wód podziemnych terenu m. Wrocławia. Zesz. Nauk. Akademii Rolniczej, Rozprawy 8, Wrocław 1977.
- [55] KOWALSKI J., Niektóre problemy określania współczynnika filtracji na podstawie próbných pompowań. Zesz. Nauk., Melioracja VII, WSR Wrocław, 1962, s. 53-72.
- [56] KOWALSKI J., Określenie współczynnika filtracji metodą napływu wody do otworu wiertniczego o małej średnicy. Gosp. Wodna, 9, 1962.
- [57] KOWALSKI J., Radiometryczne metody badania ruchu wód gruntowych. Zesz. Nauk. WSR Wrocław, Melioracja VIII, Wrocław 1963, s. 74-91.
- [58] KRĘŻEL J.: Wpływ przepony na przesączenie wody przez groble ziemne. Praca doktorska, Inst. Inż. Środ. AR Wrocław, 1966.
- [59] KSIĄŻKIEWICZ M., SAMSONOWICZ J., RÜHLE E., Zarys geologii Polski. WG, Warszawa 1965.
- [60] LIEBMANN G., Electrical analogues. British Journal of Applied Physics VII, 1953.
- [61] LIEBSCHER H.J., Grundwasserneubildung und Verdunstung unter verschiedenen Niederschlags -, Boden - und Bewuchsverhältnissen. Wasserwirtschaft 60, Stuttgart 1970.
- [62] LINDNER L.: Nowe spojrzenie na liczbę, wiek i zasięg zlodowaceń środkowopolskich w południowej części środkowowschodniej Polski. Przegląd Geolog., vol.53, nr 2. 2005.
- [63] LUDEWIG M., Die Gültigkeitsgrenzen des Darcyschen Gesetzes bei Sanden und Kiesen. Wasserwirtschaft - Wassertechnik 12, Berlin 1965.
- [64] LUEDECKE, Das Wasser des Odertales und die Wasserkalamität der Stadt Breslau. Leipzig 1907.
- [65] MACIOSZCZYK A. (red. nauk.), DOBRZYŃSKI A.: Hydrogeochemia strefy aktywnej wymiany wód. PWN, Warszawa 2002.

-
- [66] MACIOSZCZYK T., RODZIOCH A., FRĄCZEK E., Projektowanie stref ochronnych źródeł i ujęć wód podziemnych. MOSZNiL, Warszawa 1993.
- [67] MARCHACZ W., Hydrogeologia. WG, Warszawa 1960.
- [68] McDonald M.G., Harbaugh A. W.: A modular threedemensial finite-difference groundwater flow model. U. S. Geological Survey, Washington 1988.
- [69] MEISEL K., HUBSCHMANN A., Zum Rückgang von Nass - und Feuchtbiotopen im Emstal. Natur u. Landschaft, 50. Stuttgart 1975.
- [70] MIZERSKI W.: Tabela stratygraficzna rekomendowana przez Międzynarodową Komisję Stratygraficzną, Przegląd Geologiczny, vol. 53, nr 2, 2005.
- [71] NIEDER H., Stickstoffdüngung u. Bodenfruchtbarkeit im Zielkonflikt mit der Grundwassergüte. Vom Wasser t. 61, 1983.
- [72] PACZYŃSKI B. (red.), Atlas hydrogeologiczny Polski 1:500 000, cz. I Systemy zwykłych wód podziemnych, 1993, cz. II. Zasoby, jakość i ochrona zwykłych wód, 1995. PIG Warszawa.
- [73] PACZYŃSKI B. (red.) i in., Ustalenie dyspozycyjnych zasobów wód podziemnych. MOSZNiL, Warszawa 1996.
- [74] PAZDRO Z., Hydrogeologia ogólna. WG, Warszawa 1977.
- [75] PERYT M., PIWOCKI M. (red.), Budowa geologiczna Polski, tom I – Kenozoik, Paleogen i Neogen. Wyd. PIG, Warszawa 2004.
- [76] PFALZ R., Grundgewässerkunde. W. Knapp Verlag, Halle 1951.
- [77] PHILIP J.R., The theory of infiltration. Soil Sci. t. 83/6, 84/2, 3, 4, 85/5, 6. 1957, 1958.
- [78] PRACA ZBIOROWA, DVWK Schriften 58/1, 58/2, Ermittlung des nutzbaren Gundwasserdargebots. Verlag P. Parey, Hamburg - Berlin 1982.
- [79] PRACA ZBIOROWA, Informator geologa. WG, Warszawa 1965.
- [80] PRACA ZBIOROWA, Poradnik hydrogeologa. WG, Warszawa 1971.
- [81] PRACA ZBIOROWA, Przewodnik do ćwiczeń z geologii dynamicznej. WG, Warszawa 1966.
- [82] PRACA ZBIOROWA, Razwicie issledowanij po tieorii filtracji w SSSR. Moskwa 1969.
- [83] PRACA ZBIOROWA, Instrukcja opracowania mapy hydrogeologicznej Polski w skali 1:50 000, PIG Warszawa 1996.
- [84] PRANDTL L., Dynamika przepływów. PWN, Warszawa 1956.
- [85] PUNZET J., Wykorzystanie krzywej opadania przepływów dla wyznaczenia odpływu gruntowego w rzece. Wiadomości Służby Hydrol. i Meteorol., 2, W.K., Warszawa 1959.
- [86] REMBEZA L., Obliczenia i badania analogowe filtracji w budownictwie wodno-melioracyjnym. Skrypt AR. Poznań, 1980.

- [87] RENGER M., STREBEL O., GIESEL W., Beurteilung bodenkundlicher, kulturtechnischer und hydrologischer Fragen mit Hilfe von klimatischer Wasserbilanz und bodenphysikalischen Kennwerten. Zeitschr. f. Kulturtechnik u. Flurberein. 15 i 16. Berlin - Hamburg 1974/1975.
- [88] RODE A., Woda w glebie. PWRiL, Warszawa 1956.
- [89] SAAD F., SHUKRY A., BALIGH A., Double - slope method for pumping test analysis. Journal of the Irrigation and Drainage Division Proc. of ASCE. VI. 1965.
- [90] SCHEPERS J.S., FRANK K.D., WAATS D.G., Influence of irrigation and N fertilization on groundwater quality. Mat. Symp. IAHS, Hamburg 1993.
- [91] SICHARDT W., Das Fassungsvermögen von Rohrbrunnen und seine Bedeutung für die Grundwasserabsenkung, insbesondere für grössere Absenktiefen. Berlin (Springer V) 1928.
- [92] SIEMICHATOW A.N., Hydrogeologia. PWRiL, Warszawa 1960.
- [93] SKIBNIEWSKI L., Podział odpływu Wisły na powierzchniowy i gruntowy w okresie 1950-1954. Wiadomości Hydrol. i Meteorol. WK, Warszawa 1959.
- [94] STAŚKO S., GURWIN J., Modelowanie przepływu wód podziemnych. Acta Univ. Wratislaviensis, Hydrogeologia. Wyd. Uniw. Wrocławskiego, Wrocław 2004.
- [95] STRZODKA K., SCHNECKENBERG H., Bergbauliche Wasserwirtschaft. Bergakademie, Freiberg 1970.
- [96] SUKOPP H., TRAUTMANN W., Veränderungen der Flora und Fauna in der Bundesrepublik Deutschland. Schr. - R. f. Vegetationskunde, 10. Bonn - Bad Godesberg 1976.
- [97] SWARTZENDRUBER D., The applicability of Darcy's law. Soil Sc. Soc. Amer. Proc. 32, 1968.
- [98] SZCZEPANKIEWICZ S., Osady czwartorzędowe w dolinie środkowej i górnej Odry. Mat. Sesji Nauk. „Zagadnienia Hydrologiczne, Hydrogeologiczne i Ochrony Wód rz. Odry”. PAN Oddz. we Wrocławiu 1978.
- [99] SZCZEPANKIEWICZ S., Dolina Odry między Wrocławiem i Brzegiem Dolnym. Czas. Geogr. T. 30, z. 3. Wrocław 1959.
- [100] SZCZEPAŃSKA J., KMIĘCIK E., Ocena stanu chemicznego wód podziemnych w oparciu o wyniki badań monitoringowych. UWN-D AGH, Kraków 2005.
- [101] SZCZEPAŃSKI A. (red.), DĄBROWSKI S., GÓRSKI J., KAPUŚCIŃSKI J., PRZYBYŁEK J.: Metodyka określania zasobów eksploatacyjnych ujęć zwykłych wód podziemnych. Poradnik metodyczny. Ministerstwo Środowiska. Wyd. Medyczne, Warszawa 2004.

-
- [102] SZESTAKOW W.M., Teoreticzeskije osnovy ocenki podpora wodoponiżenija i drenaža. Moskwa 1965.
- [103] SZPINDOR A., PIOTROWSKI J.: Gospodarka Wodna. PWN, Warszawa 1986.
- [104] SZULCZEWSKI W., Modelowanie migracji zanieczyszczeń w nienasyconych gruntach i glebach. Zesz. Nauk. AR Wroc., Rozprawy CCI nr 466, Wrocław 2003.
- [105] THEIS C.V., The relation between the lowering of the piezometric surface and the rate and duration of discharge of a well using groundwater storage. Transactions American Geoph. Union, 16, 1935.
- [106] TODD D.K., Ground Water Hydrology, J. Wiley, Nowy Jork 1964.
- [107] TROSKOLAŃSKI A.T., Hydromechanika, WNT, Warszawa 1962.
- [108] TUSZKO A., Gospodarka wodna. Arkady, Warszawa 1962.
- [109] WIECZYSTY A., Hydrogeologia inżynierska. PWN, Warszawa 1982.
- [110] WIERYGIN N.N., Metody opriedielenija filtracyjnych swojstw gornych porod. Moskwa 1962.
- [111] WILUN Z., Zarys geotechniki. WKiŁ, Warszawa 1982.
- [112] WOSIEWICZ B., Analiza zagadnień filtracji ustalonej z nieliniowymi równaniami konstytutywnymi. Roczniki AR w Poznaniu, Rozprawy nauk. nr 162, 1986.
- [113] WUNDT W., Gewässerkunde, Berlin - Göttingen - Heidelberg 1953.
- [114] ZHENG C.: MT3D, A modular three-dimensional transport model for simulation of advection, dispersion and chemical reactions of contaminants in groundwater systems. Raport to the U.S. Environmental Protection Agency, Environmental Research Laboratory, Ada, Oklahoma 1990.
- [115] ZHENG C.: MT3D⁹⁹ – A Modular Three-Dimensional Model for Simulation of Advection, Dispersion and Chemical Reactions of Contaminants in Groundwater Systems. User's Guide, S.S. Papadopoulos & Associates, Inc., Bethesda, Maryland 1998.
- [116] Rocznik hydrogeologiczny Państwowej Służby Hydrogeologicznej 2005. PiG Warszawa 2006.
- [117] Strategia ochrony obszarów wodno-błotnych. Min. Środowiska, Warszawa 2006.

Strony internetowe

1. Ministerstwo Środowiska: www.mos.gov.pl
2. Państwowy Instytut Geologiczny: www.pgi.gov.pl
3. Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej: www.imgw.pl
4. Główny Urząd Statystyczny: www.stat.gov.pl
5. Centrum Informacji Europejskiej: www.cie.gov.pl
6. Komisja Europejska: <http://ec.europa.eu>
7. Internetowy System Informacji Prawnej:
<http://isip.sejm.gov.pl/prawo/index.html>
8. Zakład Hydrogeologii Podstawowej Uniwersytetu Wrocławskiego:
<http://zhp.ing.uni.wroc.pl>
9. Zakład Hydrogeologii Stosowanej U.Wr.: <http://zhs.ing.uni.wroc.pl>
10. Instytut Hydrogeologii i Geologii Inżynierskiej Uniwersytetu Warszawskiego:
www.geo.uw.edu.pl/IHIGI
11. European Environmental Bureau: www.eeb.org
12. International Commission on Irrigation and Drainage: www.icid.org
13. Global International Waters Assessment GIWA: www.giwa.net
14. British Geological Survey: www.bgs.ac.uk
15. US Geological Survey: www.geology.usgs.gov
16. Deutsche Vereinigung für Wasserwirtschaft, Abwasser und Abfall e.v. (DWA):
www.atv.de
17. Technische Universität Dresden, Institut für Grundwasserwirtschaft:
www.tu-dresden.de/fghhgw/igw.html

SPIS TREŚCI

Przedmowa do wydania II	5
Przedmowa do wydania III.....	7
ROZDZIAŁ 1	
PODSTAWY GEOLOGII	9
1.1. Wiadomości ogólne	9
1.1.1. Kształt i budowa Ziemi	10
1.1.2. Przekrój przez Ziemię	10
1.2. Geologia dynamiczna	12
1.2.1. Procesy endogeniczne	12
1.2.2. Procesy egzogeniczne.....	17
1.2.2.1. Wietrzenie	17
1.2.2.2. Erozja	19
1.2.2.3. Procesy agradujące – transport i akumulacja	23
1.3. Geologia historyczna i stratygrafia.....	29
1.3.1. Wiek Ziemi.....	38
1.4. Budowa geologiczna Polski.....	38
1.5. Plejstocen i holocen (neogen/czwartorzęd)	46
1.5.1. Zlodowacenia plejstoceniowe.....	46
1.5.1.1. Pradoliny	48
1.5.1.2. Osady plejstocenu	49
1.5.2. Holocen	50
ROZDZIAŁ 2	
HYDROGEOLOGIA OGÓLNA.....	51
2.1. Hydrogeologiczne właściwości skał.....	52
2.1.1. Porowatość	52
2.1.1.1. Wyznaczanie współczynnika porowatości.....	55
2.1.2. Skład granulometryczny	57
2.1.3. Przepuszczalność i pojemność wodna skał	61
2.1.4. Charakterystyka hydrogeologiczna skał.....	66
2.2. Obieg wody w przyrodzie.....	68
2.2.1. Bilans wodny.....	69
2.3. Pochodzenie wód podziemnych	72
2.3.1. Wody kondensacyjne	72
2.3.2. Wody juvenilne	73
2.3.3. Wody reliktove	73
2.4. Podział i klasyfikacja wód podziemnych	74

2.4.1. Strefa aeracji i saturacji	74
2.4.1.1. Woda higroskopijna i błonkowa	75
2.4.1.2. Woda kapilarna	75
2.4.2. Wody w strefie saturacji	81
2.4.2.1. Wody zaskórne	82
2.4.2.2. Wody gruntowe	82
2.4.2.3. Wody wgłębne	83
2.4.2.4. Wody głębinowe	86
2.4.3. Wody szczelinowe i krasowe	86
2.5. Wpływ tektoniki na występowanie wód podziemnych	88
2.6. Źródła	90
2.6.1. Rodzaje źródeł	91
2.6.2. Wylewy, wycieki, wysięki	93
2.6.3. Wydajność źródeł	93
2.6.3.1. Reżim własny źródła	95
2.7. Zasilanie wód podziemnych	96
2.7.1. Wysokość zasilania infiltracyjnego strefy saturacji	101
2.7.1.1. Metody lizymetryczne	102
2.8. Fizyczne, organoleptyczne, chemiczne i bakteriologiczne właściwości wód podziemnych	106
2.8.1. Właściwości fizyczne i organoleptyczne	106
2.8.2. Właściwości chemiczne wód podziemnych	110
2.8.3. Zakres badań fizycznych i chemicznych właściwości wód podziemnych	117
2.8.4. Wymagania stawiane wodom do picia i do celów rolniczych	123
2.8.4.1. Woda do celów rolniczych	125
2.8.5. Antropogeniczne zanieczyszczenia i zagrożenia wód podziemnych	125
2.8.5.1. Zanieczyszczanie wód podziemnych przez rolnictwo ..	126
2.8.5.2. Zanieczyszczenia wód podziemnych przez odpady komunalne i przemysłowe	129
2.8.5.3. Wpływ eksploatacji wód podziemnych na ich jakość ..	130
2.9. Wahania i pomiary zwierciadła wód podziemnych	134
2.9.1. Wahania stanów wód podziemnych	134
2.9.2. Pomiary zwierciadła wody podziemnej	141
2.9.2.1. Pomiar gwizdkiem studziennym	142
2.9.2.2. Pomiar świetlikiem studziennym	143
2.9.2.3. Prowadzenie obserwacji i dziennika	143
2.9.3. Graficzne odwzorowanie zwierciadła wody podziemnej	144

2.9.3.1. Hydroizohipsy i hydroizobaty.....	144
2.9.3.2. Wyznaczenie kierunku przepływu i spadku zwierciadła wody podziemnej.....	146

ROZDZIAŁ 3

DYNAMIKA WÓD PODZIEMNYCH..... 149

3.1. Ogólna klasyfikacja ruchu cieczy w ośrodku porowatym.....	149
3.2. Prawa filtracji.....	150
3.2.1. Liniowe prawo filtracji – prawo Darcy’ego.....	156
3.2.1.1. Spadek hydrauliczny w ośrodku nasyconym.....	156
3.2.1.2. Prawo Darcy’ego.....	157
3.2.2. Zakres ważności prawa Darcy’ego.....	161
3.2.2.1. Przedział ruchu przedliniowego.....	161
3.2.2.2. Ruch burzliwy.....	165
3.3. Równanie ciągłości przepływu.....	173
3.4. Filtracja płaska w planie – horyzontalna.....	176
3.4.1. Potencjał Giryńskiego.....	178
3.4.2. Linearyzacja równania różniczkowego filtracji.....	181
3.4.3. Filtracja w ośrodku nienasyconym.....	183
3.4.4. Warunki brzegowe i początkowe.....	188
3.5. Rozwiązanie równania różniczkowego filtracji ustalonej.....	191
3.5.1. Ustalony dopływ do rowu.....	191
3.5.2. Ustalony dopływ do studni.....	200
3.5.2.1. Studnia pojedyncza – zupełna.....	200
3.5.2.2. Dopływ do studni zlokalizowanej w strumieniu wód podziemnych.....	206
3.6. Rozwiązania równania filtracji nieustalonej.....	211
3.6.1. Dopływ do rowu ze stałym odpływem q_o przy nieograniczonej warstwie wodonośnej.....	212
3.6.2. Nieustalony dopływ do rowu o stałym napełnieniu H_o przy nieograniczonej warstwie wodonośnej.....	216
3.6.3. Nieustalony dopływ do studni pojedynczej i zespołu studni.....	218
3.6.3.1. Zasięg depresji studni w warunkach nieustalonych.....	225
3.7. Metody wyznaczania parametrów hydrogeologicznych.....	226
3.7.1. Wzory empiryczne.....	226
3.7.1.1. Współczynnik filtracji.....	226
3.7.1.2. Współczynnik pojemności wodnej.....	229
3.7.1.3. Współczynnik odsączalności μ	230
3.7.2. Metody laboratoryjne.....	231
3.7.3. Metody polowe oznaczania współczynnika filtracji.....	236

3.7.3.1. Oznaczenie współczynnika filtracji na podstawie pompowania studni w warunkach ustalonych.....	236
3.7.3.2. Oznaczenie współczynnika filtracji i zasobności na podstawie pompowań przy nieustalonym dopływie do studni.....	242
3.7.3.3. Pomiary prędkości przepływu wody podziemnej	251
3.7.3.4. Pomiary objętości przepływu.....	254
3.7.3.5. Wyznaczenie współczynnika filtracji na podstawie zalewania studni wierconej	257
3.7.3.6. Wyznaczenie współczynnika filtracji na podstawie zalewania szurfów i szybków.....	258
3.7.3.7. Metoda szczywania.....	261
3.7.4. Ocena metod wyznaczania współczynnika filtracji gruntu	262
3.8. Filtracja w strukturach uwarstwionych.....	263
3.9. Siatka hydrodynamiczna.....	268
3.9.1. Potencjał prędkości	269
3.9.2. Linie prądu	270
3.9.3. Wyznaczanie parametrów przepływu filtracyjnego za pomocą siatki hydrodynamicznej przepływu.....	275
3.9.3.1. Wyznaczenie natężenia przepływu dla ruchu osiowo-symetrycznego.....	279
3.9.4. Metody konstruowania siatek hydrodynamicznych przepływu	281
3.10. Modelowanie przepływu wód podziemnych i migracji zanieczyszczeń.....	282
3.10.1 Cel modelowania.....	282
3.10.2. Metody modelowania przepływu wody w ośrodkach porowatych	283
3.10.2.1. Modele gruntowe	283
3.10.2.2 Modele analogowe	288
3.10.2.3. Podstawy modelowania matematycznego przepływu w ośrodkach porowatych.....	291
3.10.3. Modele transportu zanieczyszczeń w strumieniu wód podziemnych	295
3.10.4. Programy obliczeniowe modeli matematycznych przepływu wód podziemnych i transportu zanieczyszczeń	299
ROZDZIAŁ 4	
ZASOBY WÓD PODZIEMNYCH	303
4.1. Wprowadzenie	303

4.2. Podział zasobów	304
4.3. Wyznaczenie zasobów wód podziemnych	309
4.2.1. Wyznaczanie zasobów dynamicznych	309
4.4. Określenie zasobów eksploatacyjnych	320
4.4.1. Ocena zasobów eksploatacyjnych na podstawie teoretycznych obliczeń wydajności studni	321
4.4.2. Określenie zasobów eksploatacyjnych na podstawie pompowań próbnych	323
ROZDZIAŁ 5	
WYSTĘPOWANIE WÓD PODZIEMNYCH NA OBSZARZE POLSKI.....	
325	
5.1. Regiony wodne w Polsce.....	327
5.2. Regiony hydrogeologiczne w Polsce.....	327
5.3. Wody podziemne w utworach holocenu i plejstocenu	333
5.4. Wody podziemne w utworach starszego podłoża.....	335
5.5. Wody podziemne regionu Górnej i Środkowej Odry	338
5.6. Wody podziemne w dolinach rzecznych	340
5.6.1. Charakterystyka wód podziemnych w utworach aluwialnych ...	340
5.6.2. Stosunek wód rzecznych do wód podziemnych.....	342
5.6.3. Piętrzenie wód podziemnych.....	345
5.7. Ochrona wód podziemnych	349
5.7.1. Tereny podmokłe i bagna	350
5.7.2. Ochrona środowiska i krajobrazu bagien oraz terenów podmokłych.....	353
5.8. Monitoring wód podziemnych.....	356
ROZDZIAŁ 6	
DOKUMENTACJA HYDROGEOLOGICZNA	
363	
ROZDZIAŁ 7	
MAPY GEOLOGICZNE.....	
367	
ROZDZIAŁ 8	
PODSTAWOWE AKTY PRAWA DOTYCZĄCE DOKUMENTOWANIA I GOSPODAROWANIA ZASOBAMI WÓD PODZIEMNYCH.....	
371	
LITERATURA.....	
383	
Strony internetowe	
390	

HYDROGEOLOGIA Z PODSTAWAMI GEOLOGII

Jerzy Kowalski

**Wydanie III
poprawione i uzupełnione**

Podręcznik akademicki

ISBN 978-83-60574-14-0



WYDAWNICTWO UNIwersYTETU PRZYRODNICZEGO WE WROCLAWIU

**Redaktor naczelny – prof. dr hab. Andrzej Kotecki
ul. Sopocka 23, 50-344 Wrocław, tel. (071) 328-12-77
e-mail: wyd@ozi.ar.wroc.pl**
