

MAREK ZAŁUSKI

Pierwszy poziom wód podziemnych w bilansie wodnym zlewni Liwca

THE FIRST GROUND-WATER LEVEL IN THE WATER BALANCE OF THE LIWIEC RIVER BASIN

STRESZCZENIE: Celem niniejszej pracy o charakterze metodycznym jest określenie udziału strefy podziemnej w ogólnym potamologicznym bilansie wodnym na przykładzie zlewni Liwca. Na podstawie 10-letniego bilansu normalnego, posługując się rachunkiem korelacyjnym, ustalono zależność funkcyjną pomiędzy stanami wód gruntowych (W) a stanami retencji (R). Zależność ta ma postać krzywej potęgowej $W = 0,486 R^{1,418} + 405,134$. Zastosowano ją do schematu bilansowego Wundta, obliczając według tej zależności stany retencji strefy saturacji. W wyniku otrzymano inne niż w oryginalnej wersji metody, stany retencji stref saturacji i aeracji. Zestawiony w ten sposób bilans wodny nazwano zmodyfikowanym bilansem Wundta. Prawidłowość proponowanej modyfikacji sprawdzono zestawiając surowy bilans wodny lat 1968—1969. W okresie tym, obok PIHM-owskich studzien obserwacyjnych zwierniadła wody gruntowej, dokonywano pomiarów zapasów wody w strefie aeracji i saturacji. Następnie, na podstawie równań funkcji potęgowych wyprowadzonych z 10-letniego bilansu, obliczono zmiany tych zapasów w sposób teoretyczny.

Porównanie wyników wykazało dużą zgodność obliczeń z pomiarami.

WSTĘP

Zagadnienie bilansu wodnego, mimo jego niewątpliwego znaczenia dla racjonalnej gospodarki wodnej, należy do problemów raczej zaniedbanych przez hydrogeologów. Istnieje co prawda wiele hydrogeologicznych opracowań regionalnych, w których autorzy mniej lub więcej miejsc poświęcają sprawie bilansu wodnego, jednak prace, których zasadniczym celem było określenie udziału wód podziemnych w ogólnym bilansie wodnym, należą do rzadkości. Zagadnienie bilansu wodnego zawsze

bliższe było natomiast hydrologom, którzy jednak największy nacisk kładą na wody powierzchniowe, mniej zaś interesują się strefą podziemną. Stąd też autor zajął się pierwszym poziomem wód podziemnych, problematyka którego stanowi swego rodzaju pomost pomiędzy obydwoma wymienionymi specjalnościami.

Celem opracowania jest określenie udziału pierwszego poziomu wód podziemnych w ogólnym cyklu krążenia wody w przyrodzie. Należy szczególnie podkreślić, że rozpatrywano najwyższy poziom wód podziemnych, który poprzez bezpośredni, hydrauliczny związek z ciekami oraz strefą aeracji pozostaje w ścisłej więzi z wodami powierzchniowymi i zjawiskami atmosferycznymi. Poziomy wgłębne, przeważnie będące pod ciśnieniem, są w tym opracowaniu potraktowane jedynie jako tło zmian pierwszego poziomu wód podziemnych.

Głównym celem autora było porównanie sposobów określenia parametrów bilansu wodnego odnoszącego się do strefy środowiska hydrogeologicznego. Zatem niniejsze opracowanie ma charakter metodyczny, a badany obszar służył za poligon, na którym wypróbowano niektóre znane metody bilansowe, jak również sprawdzano istotność i trafność przemyśleń autora.

Pracę rozpoczęto od wyboru odpowiedniej zlewni, przy czym brano pod uwagę następujące parametry:

- a) wielkość — zlewnia winna być średniej wielkości, a więc mieć powierzchnię od tysiąca do kilku tysięcy km²;
- b) budowa geologiczna — zlewnia nie powinna odbiegać znacznie swą budową geologiczną od ogólnego charakteru Niżu Polskiego;
- c) zagęszczenie stacji pomiarowych PIHM — na terenie zlewni powinna znajdować się jak największa ilość punktów mierzących poziom wód gruntowych, opadów atmosferycznych, a także co najmniej jedna stacja synoptyczna i jeden dobry wodowskaz;
- d) okres prowadzonych na stacjach pomiarów — powinna istnieć możliwość wybrania co najmniej 10-letniego okresu, w którym wymienione w punkcie „c” stacje pracowałyby bez przerwy;
- e) gospodarka ludzka — obieg wody w przyrodzie powinien być możliwie naturalny, jak najmniej zakłócony przez człowieka.

Okazało się, że wymienionym warunkom najlepiej odpowiadała zlewnia rzeki Litwiec po wodowskaz w Łochowie i tę też zlewnię wzięto jako przykład do obliczeń i rozważań bilansowych.

Samo opracowanie można podzielić na trzy etapy. Pierwszym etapem jest analiza normalnego 10-letniego bilansu wodnego. Obliczono go w oparciu o dane archiwalne dotyczące standardowych pomiarów prowa-

dzonych przez PIHM. W drugim etapie, na podstawie wyników tego bilansu wyprowadzono wnioski odnośnie do dotychczas stosowanych metod przeliczania stanów wody gruntowej na stany retencji. Zinterpretowano i poddano analizie powszechnie stosowane przeliczniki, a następnie zaproponowano właściwy według autora sposób określania retencji gruntowej. Zaproponowaną metodę sprawdzono w trzecim, ostatnim etapie pracy, zestawiając bilans 2-letniego okresu, w którym równolegle do obserwacji PIHM-u prowadzono własne, nie wykonywane przez PIHM, pomiary retencji gruntowej, mierząc wilgotność i porowatość strefy aeracji i saturacji. Porównanie wyników otrzymanych z obliczeń i z bezpośrednich pomiarów wykazało ich zbieżność.

Autor pragnie serdecznie podziękować Prof. dr hab. Z. Pazdro za wszechstronną opiekę i pomoc w czasie wykonywania niniejszej pracy. Doc. dr hab. C. Somorowskiemu, Dr J. Nowak, Mgr A. Smoleńskiemu oraz całemu zespołowi pracowników Instytutu Hydrogeologii i Geologii Inżynierskiej UW autor dziękuje za cenne uwagi i dyskusje.

CHARAKTERYSTYKA OBSZARU

Zarys hydrografii i morfologii

Rzeka Liwiec jest największym z lewobrzeżnych dopływów Bugu, a jej dorzecze zajmuje obszar 2735 km². Wodowskaz zamykający zlewnię znajduje się 20 km od ujścia w górę rzeki, na 115 km jej biegu, w miejscowości Łochów; zamyka on zlewnię o powierzchni 2440 km², a więc o około 300 km² mniej niż obejmuje całe dorzecze.

Zlewnia Liwca jest typową zlewnią rzeki wyżynnej (Stachy 1966). Spadek rzeki liczony od jej źródeł po Łochów wynosi 0,6‰. Źródła Liwca znajdują się w SE części dorzecza, w pobliżu miejscowości Prochenki (fig. 1), na wysokości około 160 m n.p.m. Tam, z rozległych łąk poprzecinanych rowami odwadniającymi bierze on początek. Nie są to zatem wyraźne źródła, lecz strefa źródłiskowa. Podobnie wyglądają źródła dopływów Liwca. Zjawisko to jest charakterystyczne dla wielu rzek nizinnych, tam gdzie budowa geologiczna i morfologia terenu nie sprzyjają powstawaniu źródeł. Również na omawianym terenie występują one niezmiernie rzadko.

Hydrografia (fig. 2) południowej części zlewni Liwca różni się znacznie od hydrografii części południowej. Rzeki południowego rejonu, zwłaszcza w swoich górnych biegach, płyną przez tereny wyraźnie podmokłe i torfiaste, pocięte rowami melioracyjnymi, często łączącymi stawy rybne. Cieki tworzą wyraźną sieć rzeczną, którą można podzielić na dorzecza wielu rzędów. Na sieć hydrograficzną rejonu północnego składają się natomiast pojedyncze cieki, przeważanie uchodzące bezpośrednio do Liwca, a podmokłości są rzadkością.

Wyznaczenie granic zlewni powierzchniowej w zasadzie nie sprawia większych trudności, jednakże w niektórych rejonach granice te nie są przez morfologię terenu jednoznacznie wyznaczone. Pewne wątpliwości nasuwa obszar pomiędzy Sewerynowem i Łochowem (por. fig. 1). Teren w tym miejscu jednostajnie opada w kie-

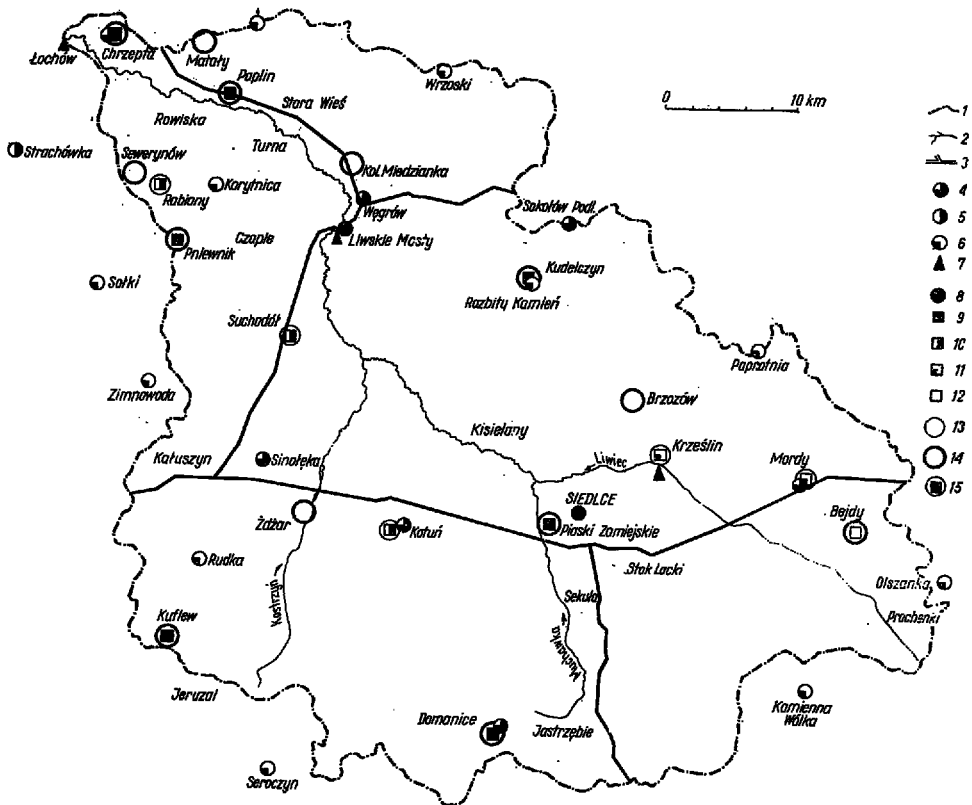


Fig. 1

Szkic lokalizacyjny

1 granice zlewni, 2 ważniejsze cieki, 3 główne szosy, 4 deszczomierze PIHM uwzględniane przy obliczaniu bilansu 10-letniego i 2-letniego, 5 deszczomierze PIHM uwzględniane przy obliczaniu tylko 10-letniego bilansu, 6 deszczomierze PIHM uwzględniane przy obliczaniu bilansu tylko 2-letniego, 7 wodowakazy PIHM, 8 stacja synoptyczna PIHM, 9 stacje PIHM pomiaru poziomu wód podziemnych w piaskach (studnia kopana), 10 stacje PIHM pomiaru poziomu wód podziemnych w utworach gliniastych (studnia kopana), 11 stacje PIHM pomiaru poziomu wód podziemnych pod lokalnym ciśnieniem (studnia kopana), 12 piezometr PIHM pracujący od 1865 roku, 13 punkty pomiarów wilgotności, 14 punkty pomiarów wilgotności i pobrania prób do analizy granulometrycznej, 15 przykładowe oznaczenie odpowiadające dwóm symbolom

Location sketch-map

1 basin boundary, 2 main creeks, 3 main roads, 4 PIHM raingauges comprised while computing 10-year and 2-year balances, 5 PIHM raingauges comprised while computing 10-year balance only, 6 PIHM raingauges comprised while computing 2-year balance only, 7 PIHM runoff gauge stations, 8 PIHM synoptic station, 9 PIHM stations for measurement of groundwater table in sands (dug out well), 10 PIHM stations for measurement of groundwater table in tills (dug out well), 11 PIHM stations for measurement of groundwater table under the local pressure (dug out well), 12 PIHM piezometer in operation since 1865, 13 spots with moisture measurements, 14 spots with moisture measurements and granulometric analysis, 15 exemplary mark for two symbols in one spot

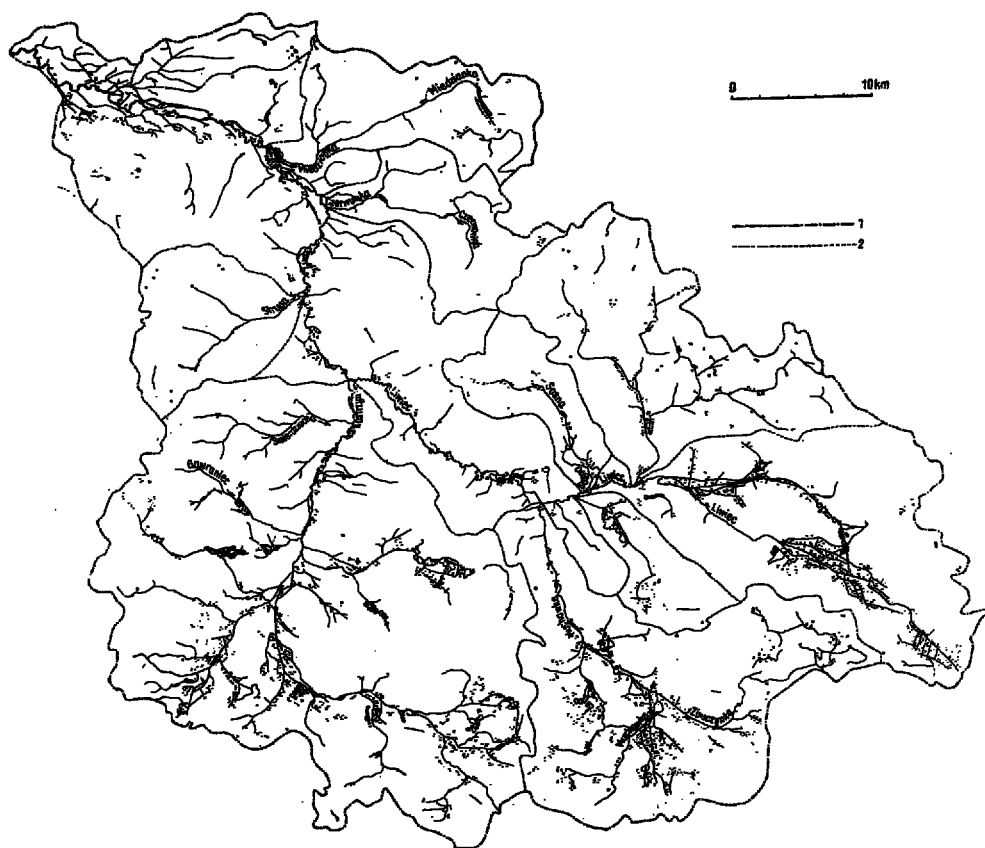


Fig. 2

Szkic hydrograficzny

1 granice zlewni Lławca, 2 granice zlewni niższych rzędów

Hydrographic sketch-map

1 Liwec basin boundary, 2 lower-range basins boundary

runku północnym nie tworząc wyraźnej krawędzi dzielącej odpływ wód powierzchniowych w kierunku zachodnim do Osownicy i wschodnim do Lławca. Przesłanki geologiczne również nie ułatwiają zadania, jest to bowiem rejon rozległych stożków napływowych.

Granice zlewni w okolicy miejscowości Jeruzal mimo zróżnicowanej morfologii nie są także zupełnie jasne. W tym nieco zabagnionym terenie bifurkacje niewielkich cieków i rówów są niemal regułą. Geneza tego zabagnienia leży, być może, w zakłóceniu przez cofający się łądolód utworzonej już wcześniej sieci rzecznej (Chelińska & Zaborski 1923).

Dorzecze Lławca nie zostało przykryte przez łądolód ostatniego zlodowacenia. Obecna powierzchnia jest powierzchnią postglacjalną zlodowacenia środkowopolskiego, podlegającą w okresie późniejszym głównie procesom denudacyjnym.

Obszar zlewni Lławca pod względem morfologicznym nie jest całkowicie

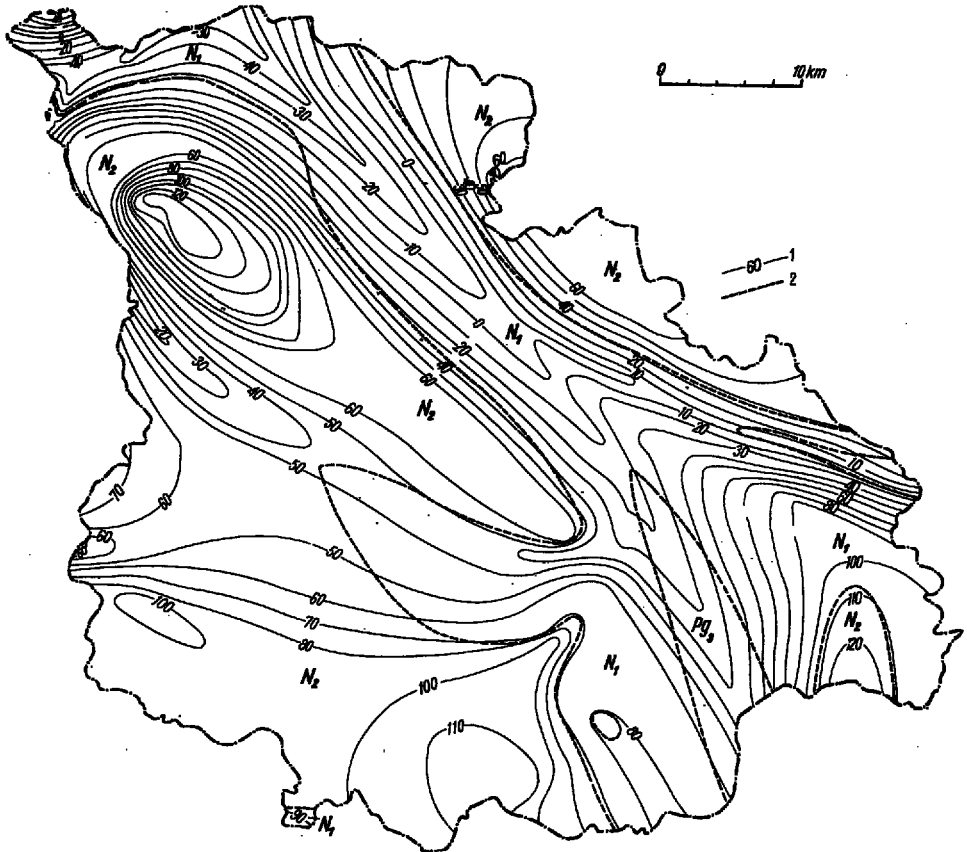


Fig. 3

Szkic powierzchni podczwartorzędowej

P_9 , oligocen — piaski glaukonitowe i mułki, N_1 miocen — piaski i mułki, N_2 pliocen — ility, mułki oraz piaski

1 izolinie spągu czwartorzędu, 2 granice stratygraficzne

Sketch of the under-Quaternary surface

P_9 , Oligocene — glauconitic sands and silts, N_1 Miocene — sands and silts, N_2 Pliocene — clays, silts and sands

1 contour lines of the Quaternary bottom, 2 stratigraphic boundaries

jednolity. Ma on charakter krajobrazu nizin środkowopolskich w najbardziej północnej części zlewni, a krajobrazu wyżynnego w partii centralnej i południowej tworzącej Wysoczyznę Siedlecką. Średnia wysokość terenu wynosi 164 m n.p.m., spadek zlewni 1,6‰ (Stephan 1963). Najniższy punkt zlewni znajduje się w Łochowie na wysokości 96 m n.p.m., najwyższy — 217,5 m — w okolicy Rozbitego Kamienia.

Najwyższe wzniesienia Wysoczyzny Siedleckiej z reguły utworzone są przez wzgórza strefy czołowomorenowej (Nowak 1969c).

Cała wysoczyzna, pomijając jej najbardziej wschodnią część, jest wyraźnie przecięta doliną Liwca i jego największego dopływu Kostrzynia. Stoki dolin mimo

głębokiego wcięcia w powierzchnię wysoczyzny są łagodne, a jedynie w nielicznych miejscach tworzą strome zbocza (m. Kisielany). Pozostałe, niewielkie ciekły, nie wywarły już tak znacznego wpływu na zmodyfikowanie powierzchni wysoczyznowej.

Zarys budowy geologicznej

Analiza budowy geologicznej zlewni Liwca, oparta zarówno na materiałach publikowanych jak i archiwalnych (por. Załuski 1970), wskazuje, że w obiegu wody w pierwszym jej podziemnym poziomie istotne znaczenie mają głównie utwory czwartorzędowe. Analiza ta opiera się głównie na wynikach prac K. Straszewskiej (1968) i J. Nowak (1963, 1968, 1969a, b, c). Uzupełniły ją dane z niektórych nowszych wierceń oraz własne obserwacje terenowe.

Zlewnia Liwca jest całkowicie pokryta utworami czwartorzędowymi leżącymi na osadach trzeciorzędowych o silnie urozmaiconej powierzchni stropowej (fig. 3). Ogólne obniżenie powierzchni podczwartorzędowej zlewni Liwca następuje w kierunku SE-NW, a biorąc pod uwagę północno-wschodnie, południowe i zachodnie wyniesienia, powierzchnia ta zachowuje zarys niecki, której osią, nieco przesuniętą na SW, jest dolina Liwca.

Tak urzeźbioną, stropową powierzchnię trzeciorzędu tworzą utwory: pliocenu, miocenu i fragmentarycznie oligocenu. Można zauważyć, że na wyniesieniach występują osady plioceńskie, głównie pstry ropy z wkładkami mułków i drobnoziarnistych piasków. Występujące w obniżeniach osady miocenne wykształcone są w postaci drobnych piasków i jasnoszarych mułków, a niekiedy nawet żwirków kwarcowych. W NE części zlewni, w obu rozgałęzieniach głównego obniżenia stropu trzeciorzędu, w ich centralnych partiach, występują osady oligocenu — piaski i mułki zielone z wkładkami równoziarnistych żwirków kwarcowych. Miąższość utworów czwartorzędowych zlewni Liwca waha się od 30 m w okolicach Korytnicy i Czapl, do około 190 m w pobliżu Rozbitego Kamienia. Ogólnie biorąc, osady czwartorzędowe NE części zlewni mają większą miąższość niż w części pd.-zachodniej. W tym pierwszym rejonie osiągają one przeważnie miąższość 130—150 m, podczas gdy w drugim z reguły mają 70—90 m, a 100 m przekraczają zupełnie sporadycznie.

Hydrogeologia

Wprowadzenie

Jak stwierdzono w rozdziale poprzednim, ukształtowanie powierzchni podłoża czwartorzędowego przypomina w ogólnych zarysach nieckę otwartą w kierunku północno-zachodnim. Kształt ten umożliwia zapewne połączenie głębokich wód w utworach czwartorzędowych rejonu Liwca z analogicznymi wodami obszaru położonego na NW od niego. Przeważającą część dna tej nieckowatej struktury tworzą nieprzepuszczalne utwory pliocenu, jednakże już osady miocenu występujące przy powierzchni podczwartorzędowej, w jej największych obniżeniach, często nie spełnia-

ją warunku wodoszczelności. Wynika z tego, że nie można traktować stropu utworów podścielających czwartorzęd jako powierzchni izolującej wody w utworach czwartorzędowych od wód w głębszych strukturach geologicznych. Najprawdopodobniej, we wzmiankowanych rejonach rolę tę przejął poziomy glin zwałowych najstarszego zlodowacenia, który przeważnie ułożony jest na dnie obniżen powierzchni podczwartorzędowej. W dalszych rozważaniach wody w utworach czwartorzędowych będą zatem traktowane jako poziomy wodonośne w zasadzie izolowane od wód głębszych jednostek hydrogeologicznych. Analiza materiałów hydrogeologicznych oraz rozważania nad budową geologiczną zlewni Liwca doprowadziły do wyróżnienia czterech poziomów wodonośnych w utworach plejstocenijskich oraz jednego w utworach holocenijskich, przy czym ten ostatni jest zazwyczaj bezpośrednio połączony z najwyższym poziomem w osadach plejstocenijskich.

Poziomy wodne w utworach plejstocenijskich

Pierwszy od góry poziom wodonośny znajduje się w utworach fluwioglacjalnych bądź w piaskach glacialnych pozostawionych przez ustępujący lądolód zlodowacenia środkowopolskiego, stadiału mazowiecko-podlaskiego, oraz w aluwialnych rzecznych współczesnych zlodowaceni polnocnopolskiemu. Drugi poziom wodonośny należy zapewne przyporządkować osadom interglacjalnym stadiału Pilicy. Trzeci poziom, związany z utworami interglacjalnymi mazowieckiego, jest — z uwagi na wykształcenie osadów tego interglacjalnego często w dwóch i więcej cyklach sedymentacyjnych — dwu- lub trójdzielny. Najgłębszy poziom wodonośny występuje w osadach interglacjalnym kromerskiego.

Powyższe sformułowania nie oznaczają, że wszystkie cztery poziomy wodonośne występują na obszarze całej zlewni Liwca. Wiadomo, że niektóre wiercenia przebijają do spągu osady czwartorzędowej nie natrafiając na żadną warstwę wodonośną (otwór w Starej Wsi oraz jeden z otworów wiertniczych w Węgrowie). Lokalnie mogą też występować więcej niż cztery poziomy wodonośne, co zostało stwierdzone np. niektórymi otworami w rejonie Łochowa.

Zwierciadło wody pierwszego poziomu wodonośnego jest swobodne i występuje przeważnie nie niżej niż 5 m od powierzchni terenu. Z reguły niżej niego stabilizuje się statyczne zwierciadło drugiego poziomu wodonośnego na obszarze wysoczyznowym. Trzeci poziom wodonośny stabilizuje swoje zwierciadło powyżej linii ciśnienia drugiego, a czasami i pierwszego poziomu wodonośnego. Najniżej natomiast układa się statyczne zwierciadło wody czwartego poziomu wodonośnego. Taka sytuacja panuje w rejonie wysoczyznowym, natomiast w obrębie dolin rzecznych północnej części obszaru oraz denudacyjnych poziomów IIIb i IV zaznacza się wyraźna

tendencja do zrównywania rzędnych statycznych zwierciadeł wodnych wszystkich poziomów wodonośnych.

Ciśnienia piezometryczne panujące w obrębie danego poziomu wodonośnego są bardzo zróżnicowane, i tak ciśnienia poziomu drugiego wynoszą od 9 do 41 m, trzeciego od 29 do 76 m, a najgłębszego — czwartego od 57 do 81 m. W niektórych studniach ujmujących trzeci poziom wodonośny ciśnienia te doprowadzają nawet do samowypływu wody.

Wydajności osiągane w studniach ujmujących ten sam poziom wodonośny dość znacznie różnią się między sobą, co zresztą jest częstą regułą w obrębie horyzontów wodnych w osadach czwartorzędowych. Zmienność wydajności osiąganych z poszczególnych poziomów pokazuje poniższe zestawienie, które dotyczy studzien wierconych, pomija zaś kopane studnie gospodarskie, ujmujące z reguły wodę z poziomu pierwszego, oraz studnie czerpiące wodę z utworów aluwialnych młodszych od stadiału mazowiecko-podlaskiego.

Poziom	q [m ³ /h/1s]
I	0,6—1,9
II	0,2—13,5
III	0,2—33,0
IV	4,6

Z zestawienia tego wynika, iż pod względem wydajności zaznacza się wyraźna supremacja poziomu trzeciego. Ze studzien usytuowanych w aluwiach otrzymuje się bardzo duże ilości wody, a zróżnicowanie wydajności jest zdecydowanie mniejsze, niż w rejonie wysoczyznowym. Wydajność jednostkowa waha się od 4 do 10 m³/h/1s.

Zasilanie pierwszego poziomu wodonośnego odbywa się poprzez infiltrację opadów atmosferycznych. Wydaje się, że alimentacja poziomu drugiego jest również typu infiltracyjnego, w tym przypadku wód z poziomu pierwszego do poziomu drugiego. Infiltracja taka jest możliwa, ponieważ glina zwałowa pozostawiona przez stadiał mazowiecko-podlaski ma często charakter piaszczysty, a jej partie stropowe są silnie odwapnione. Na tego typu zasilanie poziomu drugiego wskazywałyby także ciśnienia wody. Zwierciadło statyczne poziomu drugiego zawsze jest niższe, lub co najwyżej równe swobodnemu zwierciadłu wody pierwszego poziomu wodonośnego.

Nadzwyczaj trudno określić rodzaj zasilania trzeciego poziomu. Zasilanie infiltracyjne z poziomu drugiego należy tutaj wykluczyć z uwagi na wyższe zwierciadło statyczne poziomu trzeciego. Wydaje się, że woda tego poziomu może pochodzić z dalekiego krążenia, z obszarów alimentacyjnych położonych na południe od granicy zasięgu zlodowacenia środkowopolskiego.

Z uwagi na małą ilość ujęć wodnych korzystających z poziomu czwartego, trudno jest cokolwiek powiedzieć o sposobie jego zasilania. Znaczny spadek ciśnienia pomiędzy czwartym i trzecim poziomem mógłby jednak wskazywać na zasilanie infiltracyjne z poziomu trzeciego.

Poziomy wodne w utworach holocenijskich

Wody tego poziomu przeważnie gromadzą się wzdłuż dolin rzecznych w ich holocenijskich tarasach akumulacyjnych, rzadziej natomiast w utworach pochodzenia eolicznego (wydmach) tworzących wzniesienia morfologiczne. Zasilanie tego poziomu odbywa się przez bezpośrednią

infiltrację opadów atmosferycznych. Wody w utworach holocenijskich mają więc zwierciadło swobodne, leżące niezbyt głęboko (nie głębiej jak 3 m), a przeważnie, zależnie od pory roku, w granicach 1 do 2 m. Gdzieś wody tego poziomu mają charakter wód naporowych, jak np. w okolicach Krześlina, gdzie piaszczyste aluwia holocenijskie przykryte są utworami mułkowatymi.

Wody w aluwiach holocenijskich mają ścisły związek hydrauliczny z wodami rzecznyymi. Studnie gospodarskie eksploatujące wody z aluwii holocenijskich cechują się niewielkimi w cyklu rocznym wahaniami wody gruntowej. Jakość wody pod względem fizyko-chemicznym pozostawia wiele do życzenia. Współczynniki filtracji, liczone tzw. wzorem USBSC (Białas & Kleczkowski 1970) na podstawie danych z analiz granulometrycznych, są stosunkowo wysokie (w studni w Żdzarach wynosi on 0,0033, w Sewerynowie również 0,0033, a w Brzozowie 0,0039 cm/s). Niewiele można powiedzieć o wydajnościach osiąganych z poziomu holocenijskiego. W toku zbierania materiałów nie natrafiono na żadną studnię wierconą, czerpiącą wodę z utworów holocenijskich. Istnieje natomiast wiele kopanych studzien gospodarskich, których wydajność zdaje się być znaczna.

Wody w aluwiach holocenijskich z reguły łączą się z wodami w starszych aluwiach. Wynika to z faktu powtarzalności reliefu terenu poprzez cały okres czwartorzędowy. Tego rodzaju połączenie poziomów wodonośnych w aluwiach różnego wieku udokumentowane jest wierceniami zlokalizowanymi w dolinie lewego dopływu Liwca — Muchawki. Odwiercono tam szereg otworów studziennych, w których po przewierceniu wierzchnich warstw torfów i piasków holocenijskich wiercenie prowadzono w starych utworach aluwialnych. Swobodne zwierciadło wody cały czas stabilizowało się w pobliżu powierzchni terenu, a wydajności jednostkowe sięgały 10 m³/h/1s.

Obszary zbiorcze

Wydaje się, że wszystkie wody podziemne zlewni Liwca mają związek, pośredni lub bezpośredni, z wodami Bugu, który jest głównym elementem drenującym wody podziemne zlewni Liwca.

Analiza poziomów piezometrycznych poszczególnych poziomów wodonośnych wykazuje, że z nielicznymi wyjątkami rzędne ich są zbliżone do rzędnych najbliższego większego ciekę, z reguły przewyższając je o nie więcej niż kilka metrów. Różnica pomiędzy najwyższą i najniższą zanotowaną rzędną statycznego zwierciadła wody w głębszych poziomach wodonośnych wynosi 73 m. Natomiast różnica wysokości obszaru źródłiskowego rzeki Liwiec i jego wodowskazu w Łochowie jest tylko o parę metrów mniejsza i wynosi 64 m. Kierunek spadku rzędnych piezometrycznych jest zgodny z ogólnym spadkiem terenu. Notowania przepływów rzeki Liwiec przez jego trzy profile wodowskazowe wykazują stały, bez względu na stan wody w ciekę, wzrost wielkości przepływu z biegiem rzeki.

Powyższe przesłanki wskazują, że biorąc pod uwagę cały bieg rzeki dolina Liwca jest elementem zbierającym, a więc zarazem łączącym wszystkie poziomy wodonośne. Należy podkreślić, że rolę tę spełniać ma cała głęboka, wypełniona aluwiami dolina rzeki, a nie tylko jej koryto. To ostatnie zasilane jest przez wody ze spływu po powierzchni oraz wody

odpływu gruntowego, pochodzące z pierwszego poziomu wodonośnego i drugiego, jako że utwory interglacystadiału Pilicy, z którym łączy się występowanie drugiego poziomu wodonośnego, często występują w skar-pach doliny Liwca. Wydaje się więc, że drugi poziom wodonośny jest na równi z pierwszym drenowany przez rzekę Liwiec.

Warunki hydrogeologiczne zlewni, a jej bilans wodny

Wydawałoby się, że łączenie się podziemnych horyzontów wodonośnych w dolinie głównego cieku zlewni jest elementem zdecydowanie utrudniającym obliczenie bilansu wodnego pierwszego poziomu wód gruntowych. Również podziemny, niemożliwy do skontrolowania, dopływ wody spoza obszaru zlewni (przypuszczalna alimentacja trzeciego poziomu wodonośnego) powinien wpłynąć niekorzystnie na dokładność obliczeń bilansowych.

Oczywiście, jeżeli głębokie poziomy wodonośne zasilająby pierwszy poziom wodonośny, lub gdyby wody w korycie rzeki były alimentowane przez wody pochodzące spoza zlewni, wtedy bezwarunkowo należałoby uchwycić wielkość tego czynnika. Jeżeli jednak, a wydaje się, że ma to miejsce w przypadku zlewni Liwca, wody odpływu gruntowego rzeką pochodzą z pierwszych dwóch poziomów wodnych zasilanych bezpośrednio lub pośrednio przez wody opadowe¹, to pozostałe poziomy wodonośne stanowią będą jedynie tło, na którym zachodzić będzie wymiana wody pomiędzy atmosferą a ziemią.

BILANS NORMALNY

Okres bilansowania

Rozpatrując bilans wodny zlewni rzecznej według podstawowego schematu bilansowego, jakim jest równanie Pencka-Oppokowa²:

$$Z + P = H + S + R \quad (1)$$

$$\text{lub } P = H + S + \Delta R \quad (2)$$

pozostaje otwarte zagadnienie okresu bilansowego. Właściwy jego wybór ma duże znaczenie w ostatecznej dokładności obliczeń. Jak wiadomo, bilanse normalne w swym ostatecznym równaniu pomijają zmiany retencji.

¹ W całej zlewni Bugu, po Zegrze wskaźnik odpływu wynosi 136 mm, a współczynnik odpływu 0,24; w zlewni Liwca odpowiednie wartości wynoszą 116 mm i 0,22. Trudno więc przypuszczać, że rzeka, którą w porównaniu z sąsiednimi płynie i tak mniej wody, jest dodatkowo jeszcze zasilana podziemnie wodami spoza zlewni.

² Znaczenia symboli użytych w tym równaniu oraz we wszystkich następujących dotyczących obliczeń bilansowych podane są w tabeli 1.

Tabela (Table) 1.

Spis oznaczeń używanych w pracy
Marks used in the paper

a	Według Rosłońskiego zasobność wozobioru podziemnego According to Rosłoński, competency to storage of underground waters
B	Suma bilansowa w bilansie Dębskiego (mm) Balance total in Dębski's method (mm)
C	Według Rosłońskiego zasobność słupa wody w podłożu According to Rosłoński, volume of water mass in the substrate
c	Stała Wundta Wundt's constant
D	Zasób wody gruntowej poniżej poziomu porównawczego (mm) Storage of the groundwater below the comparable level (mm)
d ₂₀	Srednica ziarn (mm), poniżej której znajduje się 20% wagowych ziarn mniejszych Grain diameter (mm), below which there are 20% (weight) of smaller grains
F	Wskaźnik retencji powierzchniowej (mm) Surface retention rate (mm)
H	Wskaźnik odpływu (mm) Runoff rate (mm)
H _x	Wskaźnik odpływu w październiku (mm) Runoff rate in October (mm)
k	Współczynnik wodoprzepuszczalności (cm/s, m/d) Transmissibility coefficient (cm/s, m/d)
L	Zasoby wody w strefie aeracji (mm) Water storage in aeration zone (mm)
O	Teoretyczny wskaźnik opadu (mm) Theoretical precipitation rate (mm)
O _x	Teoretyczny wskaźnik opadu w październiku (mm) Theoretical precipitation rate in October (mm)
P	Pierwotny wskaźnik opadu (mm) Primary precipitation rate (mm)
pn	Wskaźnik miesięcznego niedoboru opadu (mm) Month precipitation shortage rate (mm)
ps	Miesięczny opad stały na stacji w Siedlcach (mm) Month snow precipitation at Siedlce station (mm)
R	Wskaźnik retencji (mm) Retention rate (mm)
R'	Retencja całkowita wyliczona z równania Rosłońskiego (mm) Total retention computed after Rosłoński's formula (mm)
r	Współczynnik korelacji Correlation coefficient
R _a	Mierzona retencja strefy aeracji (mm) Measured retention of aeration zone (mm)
R _g	Mierzona retencja gruntowa (mm) Measured groundwater retention (mm)
R _g ¹	Mierzona retencja gruntowa metrowej warstwy gruntu (mm) Measured groundwater retention in the first meter of ground (mm)
R _s	Mierzona retencja strefy saturacji (mm) Measured retention of saturation zone (mm)
R(w)	Retencja jako funkcja potęgowa stanu wody gruntowej (mm) Retention as a power function of the groundwater table (mm)
S	Wskaźnik strat (mm) Losses rate (mm)
Str	Straty w 2-letnim bilansie wyliczone na podstawie pomiarów wilgotności (mm) Losses in 2-years balance computed after measurements of moisture (mm)

W	Rzędna średniego w zlewni zwierciadła wody gruntowej ponad poziomem odniesienia (cm lub mm) Average level of groundwater table in basin, compared to the lowest level (cm or mm)
V	Wskaźnik parowania terenowego (mm) Evapotranspiration rate (mm)
V _x	Wskaźnik parowania terenowego w październiku (mm) Evapotranspiration rate in October (mm)
Z	Wskaźnik retencji początkowej (mm) Initial retention rate (mm)
α	Współczynnik odpływowej retencji gruntowej Ground storages runoff coefficient
μ	Współczynnik odsączalności Specific yield
Δ	Stojąca przed symbolem oznacza różnicę wartości parametru wyliczoną w danym okresie Before the mark means the difference between values of parameter computed during a given period

Błąd ten można całkowicie wyeliminować, przyjmując do obliczeń okres, w którym rzeczywiście $\Delta R = 0$. W terenach, gdzie retencja powierzchniowa nie odgrywa istotnej roli, całe zmiany retencji przypisuje się strefie podziemnej. Z wystarczającą przy tym zagadnieniu dokładnością, pomijając zmiany ilości wody w strefie aeracji, można przyjąć, że $\Delta R = 0$, gdy zwierciadło wody gruntowej na początku i końcu okresu bilansowego znajdować się będzie na tym samym poziomie.

Ostatecznie, do obliczeń bilansowych wybrano 10-letni okres 1952—1961, w którym średnie w całej zlewni zwierciadło wody gruntowej, na początku i końcu tego okresu, znajdowało się na jednakowym poziomie.

Wszelkie rozważania bilansowe, a więc również dotyczące bilansów rozwiniętych, muszą być poprzedzone obliczeniem bilansu według Pencka-Oppokowa. Zatem muszą też być określone jego składniki.

Opad

W obliczeniach oparto się na pomiarach opadów atmosferycznych prowadzonych na 10 stacjach opadowych PIHM, usytuowanych w obrębie lub najbliższym sąsiedztwie zlewni Liwca. W stacjach tych zachowana była ciągłość pomiarów w wybranym 10-leciu. Rozmieszczenie ich na terenie zlewni jest równomierne, z nieznaną tendencją do zagęszczenia w jej części północnej (fig. 1).

Przy zbieraniu materiałów podstawowych korzystano z Roczników Opadów Atmosferycznych lub materiałów archiwalnych PIHM. Miesięczne wskaźniki opadu (tab. 2) w całej zlewni obliczono metodą wielokątów równego zadeszczenia, która przy niezbyt dużych deniwelacjach terenu zapewniała dostateczną dokładność wyniku.

Tabela (Table) 2

Pierwotne wskaźniki opadów atmosferycznych (mm)

Primary precipitation rates (mm)

	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	Rok Year	Zima Winter	Lato Summer
1952	24	17	28	50	15	16	55	100	21	63	130	86	605	150	455
1953	101	22	49	36	5	11	33	72	49	57	37	5	477	224	253
1954	29	14	23	16	23	50	63	56	85	30	34	18	441	155	286
1955	23	65	33	19	23	28	41	56	145	43	28	26	530	191	339
1956	36	83	25	44	27	27	27	129	93	91	38	83	703	242	461
1957	15	47	25	47	23	13	33	40	99	106	72	12	532	170	362
1958	21	24	29	46	57	45	59	61	73	67	34	49	565	222	343
1959	28	29	23	9	17	38	25	81	77	49	15	14	405	144	261
1960	10	62	34	25	16	30	22	76	188	73	48	57	643	177	466
1961	29	35	32	15	24	27	65	48	84	54	19	10	442	162	280
M	32	40	30	31	23	29	42	72	91	63	45	36	534	185	349

Opad atmosferyczny jest jedyną częścią przychodową bilansu wodnego; podlegającego systematycznym i ciągłym pomiarom. Wiadomo, że pomiar ten obciążony jest licznymi błędami (por. m. in. Hutorowicz 1956, 1968; Radomski 1964a, b), którzy przypisują część błędu tzw. osadom atmosferycznym. Drugim ważnym czynnikiem powodującym błędy jest sposób pomiaru opadu, czemu od dawna poświęcano wiele uwagi (por. m. in. Bac 1950, Sadowski 1966, Konstantinov 1968a).

Osobną sprawą jest pomiar opadów stałych. Liczni badacze są w zasadzie zgodni w opinii, że pomiar wysokości opadu stałego dokonywany w ombrometrach jest zdecydowanie zaniżony. Zaniżenie to w terenach górzystych sięgać może 200%, zaś na obszarach nizinnych do 75% (Kaulin 1959, Bac 1961, Semenov & Ochmenko 1961, Radomski 1964). Najlepszą metodą pomiaru ilości wody zawartej w opadach stałych jest mierzenie grubości i gęstości pokrywy śnieżnej.

Z przytoczonych wyżej opinii wynika więc, że istniejący niewątpliwie błąd, którym obciążony jest pomiar opadów, w pierwszym rzędzie należy przypisać pomiarom opadów stałych, i w tym też kierunku będą szły dalsze rozważania autora. Poddano zatem analizie i sprawdzeniu obliczone już wskaźniki opadów.

Wyjściowym punktem było obliczenie metodą Konstantinova wielkości parowania terenowego za cały 10-letni okres. Otrzymana, średnia roczna wartość przewyższała o 43 mm wielkość średniego 10-letniego deficytu odpływu. Z drugiej strony, 2-letni bilans kontrolowany zlewni Liwca, wykonany w oparciu o pierwotne wskaźniki opadu, wykazał parowanie w okresie zimowym zbliżone do wartości zerowej lub nawet ujemne. Tymczasem nie podlega dyskusji, że parowanie przyjmuje w okresie zimowym niewielkie ale zawsze dodatnie wartości (Konstantinov 1956, 1968a, b; Dębski 1959; Zavalova 1960; Jaworski 1966; Somorowski 1967a). Ostatni z wymienionych badaczy (Somorowski 1967a) uważa nawet, że w przypadku kontrolowanego pomiaru wilgotności strefy aeracji bilansu wodnego zaniżenie parowania musi być spowodowane błędem w pomiarze opadu stałego.

Na podstawie powyższych przesłanek poddano korekcie wyliczone poprzednio opady półroczna zimowego, powiększając je o wartość różnicy pomiędzy parowaniem terenowym, według Konstantinova, a deficytem odpływu. W tym przypadku za materiał wyjściowy posłużyły pomiary

Tabela (Table) 3

Opady stałe na stacji w Siedlcach (mm)
Snowy precipitation at Siedlce station (mm)

	Opad stały na stacji w Siedlcach - Snowy precipitation in Siedlce								Wskaźniki niedoboru opadn - Rates of precipitation shortage							
	XI	XII	I	II	III	IV	X	Rok - Year	XI	XII	I	II	III	IV	X	Rok - Year
1952	3,5	6,7	13,1	49,4	14,4			87,1	2	3	6	21	6			38
1953	61,5	15,3	16,6	20,9	1,8			116,1	27	6	7	9	1			50
1954	28,4	9,8	11,1	16,6	8,3	21,5		95,7	13	4	5	7	4	9		42
1955	6,4	22,1	28,6	19,0	20,7	12,4		109,2	3	10	12	8	9	5		47
1956	27,6	25,9	17,2	40,4	25,9	4,1		151,2	12	16	7	18	11	2		66
1957	11,5	29,3	9,4	22,5	7,2	3,3		83,5	5	13	4	10	3	1		36
1958	4,9	17,1	27,3	19,6	51,6	21,6		142,3	2	7	12	9	23	9		62
1959	1,0	15,4	17,5	4,7	1,9	7,2	4,4	52,1		7	8	2	1	3	2	23
1960	1,2	52,3	24,1	7,0	5,1	0,5		90,2	1	23	10	3	2			39
1961	0,5	2,5	29,3	5,7	13,1	11,0		62,1		1	13	2	6	5		27
M	15	21	19	21	15	8	0	99	7	9	8	9	7	3	0	43

opadu stałego dokonane na stacji opadowej w Siedlcach. Stacja ta okazała się stacją typową w zlewni Liwca, a wyznaczono ją metodą Lambora (1962). Całkowity 10-letni opad stały wyniósł tam 989 mm, podczas gdy wskaźnik niedoboru opadu w tym samym okresie równał się 430 mm. Zatem tę ostatnią wielkość postanowiono rozdzielić i dodać do każdego miesięcznego wskaźnika opadu w tych miesiącach, w których na stacji w Siedlcach zanotowano opad stały. Rozdziału dokonano według zależności: $pn = \frac{430}{989} ps$

Tabela (Table) 4

Teoretyczne wskaźniki opadów atmosferycznych (mm)
Theoretical precipitation rates (mm)

	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	Rok - Year	Zima - Winter	Lato - Summer
1952	26	20	34	71	21	16	55	100	21	63	130	86	643	188	455
1953	128	28	56	45	6	11	33	72	49	57	37	5	527	274	253
1954	42	18	28	23	27	59	63	56	85	30	34	18	483	197	286
1955	26	75	45	27	32	33	41	56	145	43	28	26	577	238	339
1956	48	99	32	62	38	29	27	129	93	91	38	83	769	308	461
1957	20	60	29	57	26	14	33	40	99	106	72	12	568	206	362
1958	23	31	41	55	80	54	59	61	73	67	34	49	627	284	343
1959	28	36	31	11	18	41	25	81	77	49	15	16	428	165	263
1960	11	85	44	28	18	30	22	76	188	75	48	57	682	216	466
1961	29	36	45	17	30	32	65	48	84	54	19	10	469	189	280
M	38	49	39	40	30	32	42	72	91	63	45	36	577	228	349

Zaokrąglone do całkowitych milimetrów miesięczne wskaźniki niedoboru opadu podane są w tabeli 3. W niniejszym ujęciu wyrażony w procentach stosunek 10-letniego wskaźnika niedoboru opadu do wskaźnika opadu stałego w tym samym okresie, wynoszący 43,5%, obrazuje zanizenie mierzonego opadu stałego i mieści się całkowicie w przedziale wartości podawanych w literaturze (Kaulin 1959, Bac 1961, Semenov & Ochmenko 1961, Radomski 1964). Teoretyczne wskaźniki opadu w całym dziesięcioleciu powstały przez dodanie, w miesiącach z opadem stałym, do pierwotnej wartości wskaźnika opadu, odpowiadającej mu z tabeli 3, wartości niedoboru opadu. W celu uniknięcia pomyłek z wartościami pierwotnymi, oznaczonymi literą P, teoretyczne wskaźniki opadów atmosferycznych oznaczane będą literą O.

Odplyw

Całkowity odpływ z badanej zlewni uchwycony jest profilem wodowskazowym w Łochowie. Na Liwcu, oprócz wymienionego wodowskazu w Łochowie, znajdują się w górze rzeki dwa inne wodowskazy: w Krześlinie i w Liwskich Mostach. Zamykają one zlewnie o powierzchniach 231 i 1965 km².

Niektóre dane charakteryzujące przepływ Liwca na wysokości wszystkich trzech wodowskazów zebrano w tabeli 5.

Przy określaniu wymienionych wyżej parametrów, jak również miesięcznych, rocznych oraz tych samych 10-letnich wskaźników odpły-

Tabela (Table) 5

Wybrane dane o odpływie Liwca w przekrojach wodowskazów w Krześlinie, Liwskich Mostach i Łochowie

Selected dates of runoff of the Liwiec river on the gauge stations at Krześlin, Liwskie Mosty and Łochów

		Łochów	Liwskie Mosty	Krześlin
Średni 10-letni przepływ - Mean runoff in 10-years	m ³ /s	9,0	7,4	0,89
Średni 10-letni wskaźnik odpływu - Mean runoff rate in 10-years	mm	116	119	121
Spływ jednostkowy - Unit outflow	l/s/km ²	3,67	3,77	3,85
Maksymalny przepływ w 10-leciu - Maximal runoff in 10-years	m ³ /s	259	149	19,6
Minimalny przepływ w 10-leciu - Minimal runoff in 10-years	m ³ /s	1,4	1,08	0,07
Maksymalny ze średnich miesięcznych przepływów - Maximal from the month means of runoffs	m ³ /s	79,6	56,4	6,9
Minimalny ze średnich miesięcznych przepływów - Minimal from the month means of runoffs	m ³ /s	1,82	1,5	0,09
Maksymalny ze średnich rocznych wskaźników odpływu - Maximal from the year means of runoff rates	mm	211/58 r.	219/58 r.	213/53 r.
II maksymalny ze średnich rocznych wskaźników odpływu - II maximal from the year means of runoff rates	mm	170/53 r.	165/53 r.	198/58 r.
Minimalny ze średnich rocznych wskaźników odpływu - Minimal from the year means of runoff rates	mm	64/59 r.	50/52 r.	59/61 r.
II minimalny ze średnich rocznych wskaźników odpływu - II minimal from the year means of runoff rates	mm	64/52 r.	70/54 r.	65/59 r.
Wzrost wodowskazu - Height of the runoff gauge station	m	96,087	118,222	143,082

Tabela (Table) 6

Wskaźniki odpływu Liwca w Łochowie (mm)
Runoff rates of the Liwiec river at Łochów (mm)

	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	Ek - Year	Zima - Winter	Lato - Summer
1952	4	5	4	5	7	10	5	4	2	2	4	14	64	35	29
1953	55	10	10	49	23	6	4	4	2	2	3	4	170	151	19
1954	4	4	3	3	18	11	5	4	3	3	3	4	65	43	22
1955	4	8	9	7	18	10	5	4	12	4	3	5	89	56	33
1956	5	11	13	3	13	37	6	5	9	7	12	27	148	82	66
1957	11	28	22	35	18	6	6	4	4	6	8	10	158	120	38
1958	10	10	14	41	15	84	10	5	6	4	4	8	211	174	37
1959	7	9	7	6	10	6	4	3	3	3	2	4	64	45	19
1960	4	5	6	7	14	6	5	3	14	12	7	11	94	42	52
1961	10	17	10	12	11	10	5	4	3	5	4	5	96	70	26
M	11	10	10	17	15	19	5	4	6	5	5	9	116	82	34

wu, w przekroju Łochowa korzystano z Roczników Hydrograficznych oraz materiałów archiwalnych PIHM. Wyliczone wskaźniki odpływu dla przekroju Łochowa podano w tabeli 6.

Analizując przepływy w poszczególnych przekrojach można stwierdzić, że w Liwcu nie występują anomalie przepływu, a spływy jednostkowe tylko nieznacznie różnią się między sobą. Jest regułą, że fale powodziowe występują we wszystkich trzech profilach. Można przyjąć, że opóźnienie fali powodziowej pomiędzy Krześlinem i Łochowem wynosi od 1 do 4 dni. Daje się również zauważyć pewne złagodzenie fali powodziowej występujące z biegiem rzeki. Zjawisko to występuje wyraźniej pomiędzy Liwskimi Mostami i Łochowem, niż między Krześlinem i Liwskimi Mostami.

Parowanie terenowe

Parowanie terenowe jest jedynym, bezpośrednio nie mierzonym, składnikiem normalnego bilansu wodnego według schematu Pencka-Op-pokowa, gdzie jest ono utożsamiane z wielkością strat bilansowych.

Termin „parowanie terenowe” jest pojęciem umownym, które nie odpowiada ściśle parowaniu w sensie fizycznym. Wprowadzono go, by oznaczyć ilości wody, która — na skutek różnorodnych procesów: fizycznych, chemicznych i biologicznych — przechodzi do atmosfery.

Przy zestawianiu bilansów surowych, parowania terenowego nie należy utożsamiać z deficytem odpływu, na którego wielkość wpływa również zmiana retencji na początku i końcu okresu bilansowania. Różnicę tę można wyeliminować w bilansach normalnych dobierając okres bilansowy tak, by stany retencji na początku i końcu tego okresu były sobie

równe. Tak więc w bilansach normalnych z reguły pojęciom: strat bilansowych, parowania terenowego i deficytu odpływu przypisuje się jednakowe wartości.

Jak wyżej wspomniano, w Polsce nie są prowadzone pomiary parowania terenowego, istnieje zatem konieczność przyjęcia innej, pośredniej metody jego obliczania. Znanych jest wiele wzorów uzależniających parowanie terenowe od elementów meteorologicznych. Przykładowo, spośród wielu różnych, można wymienić najbardziej znane wzory: Turca, Kellera czy Kollisa. Znane są również wzory Lutosławskiego i Kajetanowicza szacujące parowanie na podstawie czynników nie klimatycznych. Wszystkie one ujmują jednak parowanie terenowe w przedziały roczne lub nawet wieloletnie.

Ostatnie dwudziestolecie przyniosło na całym świecie szeroko zakrojone badania nad bilansem cieplnym. Wydawało się bowiem, że określenie radiacji stanie się wyjściowym punktem do ścisłego, ilościowego ujęcia parowania terenowego. Tymczasem okazało się, że szerokie zastosowanie w tym celu metody bilansu cieplnego niesie ze sobą kolosalne trudności techniczne, w postaci kosztownej i trudnej w obsłudze aparatury pomiarowej. Bliższe badania wykazały również niedokładność określania tą metodą parowania w godzinach nocnych. Tak więc, metoda bilansu cieplnego, jakkolwiek w swoich założeniach bardzo logiczna, jak dotąd nie znalazła powszechnego zastosowania, zarówno w Polsce jak i zagranicą.

Znana jest, stale udoskonalana, metoda bilansowa Thornthwaite'a i Mathera (1957) zastosowana również w Polsce (Wojciechowski 1968). W metodzie tej istnieje możliwość obliczenia parowania w przedziałach miesięcznych, jednakże wyliczone w ten sposób parowanie okresu zimowego obarczone jest znacznym błędem, bowiem przyrównano je do zera w okresach, kiedy temperatura powietrza przyjmuje wartości ujemne.

Ten skrócony, a więc na pewno niepełny, przegląd metod obliczania parowania terenowego doprowadza w końcu do metody Konstantinowa (1968).

W swoich teoretycznych podstawach metoda ta wykorzystuje wzory na parowanie oparte na założeniu turbulencyjnej dyfuzji. Konstantinow wielokrotnie sprawdził swoją metodę za pomocą bilansów: cieplnego i wodnego, otrzymując wysoką zgodność wyników. Przykładowo dla Ukrainy w ostatecznym rachunku (po poprawieniu opadów) stwierdzono, że parowanie obliczone z nomogramu Konstantinowa było zawyżone w stosunku do parowania obliczonego z bilansu wodnego tylko o około 5%. O wartości metody świadczyć może również bogactwo i różnorodność materiału podstawowego zebranego w różnych warunkach klimatycznych i regionalnych. Przydatność metody w polskich warunkach klimatycznych została w pewien sposób sprawdzona przez Cetnarowicz (1970), która obliczała tą metodą parowanie grunto-we na całym obszarze Polski.

W okresach dłuższych, obliczanie parowania poprzez sumowanie wartości dobowych, jak zaleca Konstantinow, jest zajęciem bardzo uciążliwym. Można tego uniknąć obliczając średnie miesięczne wartości wyjściowe, tj. temperaturę oraz prężność pary wodnej, a obliczoną z nich wartość parowania terenowego mnożąc przez ilość dni w miesiącu. Jednakże, szczególnie w miesiącach od marca do sierpnia, wyniki uzyskane tymi dwoma sposobami różnią się między sobą (Kiciński 1965, Tchu-rzewska 1966). Sprowadzenie miesięcznych wartości parowania wyliczonych metodą uproszczoną do właściwych, otrzymanych z sumowania dobowych wartości parowania, można wykonać stosując poprawki zaproponowane przez Dębskiego (1967).

Obliczając metodą Konstantinowa miesięczne wskaźniki parowania terenowego zlewni Liwca, najpierw wyliczono zatem średnie miesięczne prężności pary wodnej i temperatury, do których następnie zastosowano poprawki, z 15 dnia każdego miesiąca. Z tych efektywnych wartości obu parametrów obliczono średnie dobowe

Tabela (Table) 7

Wskaźniki parowania terenowego według Konstantinova, z poprawką Dębskiego
(mm)

Evapotranspiration rates after Konstantinov's method, with Dębski's correction
(mm)

	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	Rok - Year	Zima - Winter	Lato - Summer
1952	14	13	13	10	13	54	60	77	80	88	25	14	461	117	344
1953	8	11	9	9	26	43	65	89	90	67	41	24	482	106	376
1954	12	9	11	4	24	36	71	89	78	71	58	18	481	96	385
1955	13	13	15	10	17	34	58	77	91	82	45	15	470	102	368
1956	11	11	10	3	11	39	63	85	78	57	32	15	415	85	330
1957	9	8	10	17	25	46	60	84	89	62	29	21	460	115	345
1958	10	6	8	12	14	34	80	78	86	68	31	20	447	84	363
1959	11	10	11	11	31	46	65	81	96	77	29	20	488	120	368
1960	8	7	8	8	23	42	69	53	78	66	26	16	404	96	308
1961	11	13	8	17	32	52	68	88	76	64	38	35	502	133	369
M	11	10	10	10	22	42	66	80	84	70	36	20	461	105	356

wartości miesięczne parowania terenowego, a mnożąc je przez ilość dni w miesiącu otrzymano wartości miesięczne. Po uwzględnieniu miesięcznych poprawek Dębskiego, zestawiono miesięczne wartości parowania terenowego na stacji w Siedlcach (tab. 7). Uznano je następnie za wskaźniki miarodajne dla całej zlewni Liwca, ponieważ stacja w Siedlcach jest jedyną stacją synoptyczną położoną na terenie zlewni. Wyliczone wskaźniki w dalszych rozważaniach oznacza się literą V, w odróżnieniu

Tabela (Table) 8

Wskaźniki parowania terenowego według Konstantinova (z poprawką Dębskiego)
wyrównane do wartości deficytu odpływu w latach 1952—1961 (mm)

Evapotranspiration rates after Konstantinov's method (with Dębski's correction)
leveled to the value of runoff deficiency in years 1952—1961 (mm)

	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	Rok - Year	Zima - Winter	Lato - Summer
1952	12	12	11	9	12	49	55	70	73	80	22	13	418	105	313
1953	7	10	8	9	24	39	59	81	81	61	37	22	438	97	341
1954	11	8	10	4	22	32	65	81	70	64	52	17	436	87	349
1955	11	12	14	9	15	31	52	70	83	75	41	14	427	92	335
1956	10	9	9	3	10	35	57	78	71	52	29	14	377	77	300
1957	8	7	9	15	22	42	55	76	81	57	26	19	417	103	314
1958	9	6	8	11	12	31	73	70	78	62	28	18	406	77	333
1959	10	9	10	10	28	42	59	73	87	70	27	18	443	109	334
1960	7	6	7	8	21	38	62	48	71	60	23	15	366	87	279
1961	10	12	7	15	29	47	61	80	70	58	35	32	456	120	336
M	10	9	9	9	19	39	60	73	76	64	32	18	418	95	323

niu od innych wskaźników parowania oznaczanych literą S (tab. 8). Te ostatnie obliczono przyrównując 10-letnie parowanie do 10-letniej wartości deficytu odpływu, a następnie rozdzielając tę wielkość na poszczególne miesiące proporcjonalnie do wskaźników otrzymanych metodą Konstantinova.

Stany wód gruntowych

Pierwszy poziom wód podziemnych nie występuje na obszarze całej zlewni. Obszary z utworami przepuszczalnymi i słabo przepuszczalnymi, a więc takie, w których istnieć może poziom wodonośny, zajmują 57,5% powierzchni całej zlewni. Na pozostałe 42,5% składają się tereny pokryte utworami gliniastymi (33%) i torfami (9,5%), gdzie również istnieją strefy aeracji i saturacji, i w których zapewne również zachodzą zmiany retencji wodnej, jednak na razie niemożliwe do uchwycenia.

Na obszarze gliniastym studnie w pełnym tego słowa znaczeniu nie istnieją. Konstrukcje zwane studniami gospodarskimi są tutaj niczym innym jak tylko ocembrowanymi zbiornikami na wodę. Są one zasilane w okresach mokrych przypuszczalnie przez szczeliny pomiędzy gruntem a cembrowinami oraz, być może, stale przez nieliczne, czasem znikomej miąższości, interkalacje piaszczyste w glinie. Zatem poziom wody w takim zbiorniku, zależny od intensywności eksploatacji oraz pośredniego zasilania, nie może być wskaźnikiem zmian retencji strefy saturacji utworów otaczających ten zbiornik.

Warto również zauważyć, że inna jest geneza ubytków retencji strefy saturacji w utworach przepuszczalnych, inna zaś w półprzepuszczalnych. W pierwszych z nich zmniejszanie zasobów powodowane jest podciąganiem kapilarnym, parowaniem do strefy aeracji i dalej do atmosfery, odpływem do cieków powierzchniowych oraz odpływem do głębszych warstw wodonośnych. W drugim natomiast ubytki retencji wynikać będą głównie z parowania, ponieważ wszelki inny ruch wody w tym środowisku jest niewspółmiernie wolniejszy od ruchu wody w utworach przepuszczalnych. Powodują to współczynniki wodoprzepuszczalności utworów półprzepuszczalnych, które są stokrotnie niższe od podobnych współczynników utworów zaledwie średnio przepuszczalnych (Pazdro 1964). Można zatem przyjąć, że w rozważaniach dotyczących bilansu wodnego pierwszego poziomu wód podziemnych, zasilanego infiltracyjnie przez opady, obszary pokryte glinami odgrywają podrzędną i nieistotną rolę.

W celu określenia średniego w całej zlewni poziomu wody gruntowej, korzystano jedynie z pomiarów prowadzonych przez PIHM w studniach usytuowanych w utworach co najmniej półprzepuszczalnych, czerpiących wodę z pierwszego od góry poziomu o nienapiętym zwierciadle wody. Na 9 stacji pomiarowych PIHM pracujących w latach 1952—1961 studzien takich było 7 (fig. 1).

Przy wyborze sposobu uśrednienia na całą zlewnię pomiarów uzyskanych w siedmiu jej punktach brano pod uwagę trzy metody: wielokątów, średniej arytmetycznej i średniej ważonej względem litologii. Pierwsza metoda zastosowana była przez Rosłońskiego (1947) w dorzeczu Jasiółdy. Dorzecze to charakteryzowało stosunkowo małe zróżnicowanie pokrywy utworów czwartorzędowych, niezbyt duże deniwelacje oraz znaczna gęstość punktów pomiarowych (1 pkt/100 km²). Metoda średniej arytmetycznej stosowana była przez Wundta (1953) przy zestawianiu bilansu wodnego rzeki Haweli, Wesery i innych. Również tutaj, podobnie jak w poprzedniej metodzie, autor jej dysponował jedną stacją pomiarową na 100 km². W zlewni Liwca o dość zróżnicowanym litologicznie płaszczu utworów czwartorzędowych, małej gęstości i nierównomiernym rozmieszczeniu studni pomiarowych żadna z tych metod nie nadawała się do zastosowania.

Tabela (Table) 9

Przynależność studzien obserwacyjnych do jednostek litostratygraficznych
Setting of control wells in the lithostratigraphic units

Nazwa punktu pomiarowego	Charakter utworów przytoczonych określonych grup	% pow. całej zlewni	suma % w grupie	% pow. całej zlewni na 1 studnię w grupie	Nr grupy
Paplin Pianki Zam. Chrasęta	x_H	12,5			I
	x_H				
	x_H	1,6	21,5	7,2	
	x_B				
	x_B^{1-2}	0,5			
	e	5,5			
Kudłosyn	w	0,8			II
	sa^3	0,8			
	zgn^2	12,6	12,9	12,9	
Domanice Kurlew	zgn^3	0,3			III
	gn^2	13,7			
	gn^2		16,1	6,0	
	gn^3	0,1			
	kn^2	0,1			
Pniwnik	kn^2	2,2			IV
	se	7,0	7,0	7,0	
	sa^2				
Kotna	sa^2	32,4			V
	ba^2	0,5	42,5	42,5	
Krzeńcin	x_H	0,1			
	$t_H + t_B$	9,5			

Symbole zgodne z oznaczeniami na mapie geologicznej J. Nowak (1969a, b).

Symbols the same as in geological map by Nowak (1969a, b)

Posłużono się zatem metodą średniej ważonej, gdzie wagą były wielkości obszarów zajmowanych przez wyróżnione na podstawie litologii cztery grupy utworów. Metoda ta, chociaż bardziej pracochłonna, gwarantowała rzetelniejsze wyniki. W tym celu, używając planimetru określono procent powierzchni, jaki zajmują na mapie geologicznej zakrytej (Nowak 1969a, b) poszczególne wydzielienia litostratygraficzne. Uprzednio, na podstawie profilu geologicznego otrzymanego z sond wierconych, mapy geologicznej oraz z geomorfologii terenu, określono w jakich utworach

znajdują się studnie pomiarowe. Okazało się, że siedem studzien pomiarowych zlokalizowanych jest w utworach odpowiadających tylko czterem wydzieleniom na mapie geologicznej (Nowak 1969a, b). Tym czterem wydzieleniom należało zatem odpowiednio przyporządkować pozostałe (por. tab. 9).

Do grupy I oprócz holocenijskich piasków i żwirów rzecznych, w których usytuowane są trzy studnie pomiarowe, zakwalifikowano również starsze piaszczyste utwory rzeczne, osady eoliczne, oraz piaski stożków napływowych. Te ostatnie z genetycznego punktu widzenia należałoby zakwalifikować do grupy II, jednak pod względem hydrogeologicznym osady te bardziej odpowiadają utworom rzeczny niż wodnolodowcowym. Grupa II to utwory fluwioglacjalne. Na grupę III składają się utwory glacialne, wykształcone we frakcji piaszczystej lub żwirowej, często silnie zaglinione. Utwory IV grupy — eluvia piaszczyste glin zwałowych — można traktować jako stojące na pograniczu pierwszych trzech grup z V grupą utworów półprzepuszczalnych (gliny i torfy).

Po wyliczeniu powierzchni przypadającej na jedną studnię w grupie (kolumna piąta w tab. 9) okazało się, że różnice pomiędzy wielkościami obszarów przypadających na pojedynczą studnię są nieznaczne. Sytuacja taka umożliwiła zrezygnowanie z obliczania średniego poziomu zwierciadła wody gruntowej metodą średniej ważonej na korzyść zwykłej średniej arytmetycznej, która w tym przypadku spełnia rolę średniej ważonej.

Podstawą wszelkich obliczeń wahań zwierciadła wody gruntowej były odnośnie dane publikowane w rocznikach hydrograficznych lub znaj-

Tabela (Table) 10

Srednie w zlewni stany wody gruntowej w końcu miesiąca (względem stanu najniższego, w cm)

The average groundwater level in basin by the end of month (compared to the lowest level, in cm)

	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	Maks.	Min.	$\Delta =$ Maks.- Min.
1952	46 ₁	38 ₂	43 ₃	54 ₄	58 ₅	86 ₆	85 ₇	82 ₈	62 ₉	50 ₁₀	59 ₁₁	110 ₁₂	110	38	72
1953	149 ₁₃	153 ₁₄	165 ₁₅	208 ₁₆	175 ₁₇	148 ₁₈	119 ₁₉	102 ₂₀	88 ₂₁	57 ₂₂	44 ₂₃	41 ₂₄	208	41	167
1954	37 ₂₅	29 ₂₆	15 ₂₇	0 ₂₈	35 ₂₉	53 ₃₀	57 ₃₁	65 ₃₂	62 ₃₃	37 ₃₄	27 ₃₅	19 ₃₆	65	0	65
1955	18 ₃₇	40 ₃₈	58 ₃₉	70 ₄₀	98 ₄₁	115 ₄₂	118 ₄₃	113 ₄₄	103 ₄₅	78 ₄₆	61 ₄₇	54 ₄₈	118	18	100
1956	59 ₄₉	89 ₅₀	115 ₅₁	105 ₅₂	121 ₅₃	156 ₅₄	130 ₅₅	141 ₅₆	158 ₅₇	132 ₅₈	149 ₅₉	166 ₆₀	166	59	107
1957	140 ₆₁	161 ₆₂	159 ₆₃	187 ₆₄	176 ₆₅	138 ₆₆	133 ₆₇	104 ₆₈	103 ₆₉	103 ₇₀	114 ₇₁	112 ₇₂	187	103	84
1958	102 ₇₃	105 ₇₄	114 ₇₅	168 ₇₆	170 ₇₇	201 ₇₈	168 ₇₉	132 ₈₀	116 ₈₁	102 ₈₂	86 ₈₃	92 ₈₄	201	86	115
1959	92 ₈₅	104 ₈₆	112 ₈₇	109 ₈₈	118 ₈₉	124 ₉₀	111 ₉₁	97 ₉₂	85 ₉₃	68 ₉₄	53 ₉₅	43 ₉₆	124	43	81
1960	36 ₉₇	36 ₉₈	44 ₉₉	54 ₁₀₀	74 ₁₀₁	69 ₁₀₂	60 ₁₀₃	51 ₁₀₄	73 ₁₀₅	90 ₁₀₆	87 ₁₀₇	98 ₁₀₈	98	36	62
1961	110 ₁₀₉	121 ₁₁₀	107 ₁₁₁	130 ₁₁₂	128 ₁₁₃	130 ₁₁₄	118 ₁₁₅	94 ₁₁₆	80 ₁₁₇	79 ₁₁₈	65 ₁₁₉	49 ₁₂₀	130	49	81
M mm ^{XX}	50	92	148	301	369	636	315	197	146	12	-39	00	1407	473	934

* W prawy dolny róg klatki wpisano numer spostrzeżenia.
Number of observation given in right bottom corner.

** Powyżej stanu z października.
Above the level in October.

dujące się w archiwum PIHM. Korzystając z nich, policzono średnie w całej zlewni stany wody gruntowej, poniżej powierzchni terenu, przypadające na koniec każdego miesiąca. Następnie, stan najniższy przyjęto jako porównawczy, względem którego obliczono wysokości zwierciadła wody gruntowej na koniec każdego miesiąca (tab. 10 oraz fig. 4).

Bilans wodny obliczony metodą Wundta

Metoda ta stosowana jest do grupy bilansów zwanych normalnymi. Równanie bilansowe jest formułą wyśredkowaną z długiego okresu obserwacji i prawdziwe jest dla roku średniego. Zlewnia Liwca była bilansowana już tą metodą przez Gajownik (1962). Dysponując jednak jeszcze skromniejszymi środkami nie wykonała ona sond geologicznych wokół stacji PIHM, notujących poziom zwierciadła wód gruntowych, i w obliczeniach średnich w całej zlewni wahań tego zwierciadła brała pod uwagę pomiary ze wszystkich studzien bez względu na ich warunki hydrogeologiczne. Sposoby obliczania wskaźników opadu atmosferycznego i odpływu ciekami również znacznie odbiegają od metod stosowanych w niniejszej pracy. W sumie, mimo zastosowania tej samej metody, poniższy bilans znacznie różni się od bilansu wykonanego przez Gajownik.

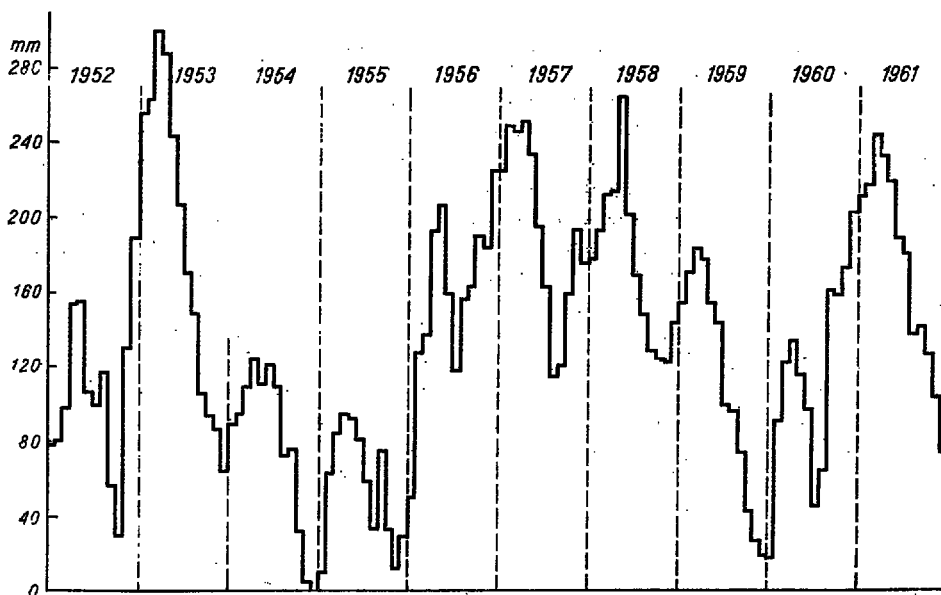


Fig. 4

Srednie stany wody gruntowej w zlewni pod koniec okresów miesięcznych
The average groundwater levels in basin by the end of month periods

Metoda Wundta opiera się na wspomnianym już równaniu Pencka-Oppokowa:

$$O = H + V + \Delta R \quad (3)$$

Jak wiadomo, zakłada ono, że w roku normalnym ΔR zeruje się, przyjmuje natomiast wartości dodatnie lub ujemne w poszczególnych miesiącach normalnych. Te miesięczne różnice w retencji powodowane są ilościowymi zmianami wód podziemnych w strefie saturacji ($c \cdot W$) i aeracji (L) oraz wód zmagazynowanych na powierzchni terenu (F). W skład tych ostatnich Wundt (1953) zalicza również retencję śniegową, którą pomija w dalszych obliczeniach, chyba tylko z uwagi na brak zdjęć pokrywy śniegowej, a w związku z tym trudności w uchwyceniu jej zmian. Na obszarach o niewielkiej ilości jezior można również pominać zmiany retencji powierzchniowej.

Zatem równanie 3 w przedziałach miesięcznych przyjmuje postać:

$$O - H - V = c \cdot W + L \quad (4)$$

Sumując, od początku roku hydrologicznego równania miesięczne otrzymuje się stany obu retencji na koniec każdego miesiąca. Wyraża to formuła:

$$\Sigma(O - H - V) = c \cdot W + L \quad (5)$$

Z dwóch składników prawej strony równania łatwiejsze do określenia są ilości wody w strefie saturacji. Zasoby strefy aeracji wyznaczane są następnie z różnicy względem lewej strony równania 5.

Wundt zakłada, że wskaźnikiem zmian retencji strefy saturacji są wahania poziomu wody gruntowej względem obranego poziomu odniesienia. Zmianę wielkości tych wahań na zmiany retencji strefy saturacji przeprowadza się mnożąc je przez lokalną stałą c . Stała ta ma się odnosić tylko do tej części wód gruntowych, które rzeczywiście wchodzą do cyrkulacji poprzez przyływ i odpływ. Autor metody nadmienia następnie, że maksymalne wartości c nie mogą być większe od porowatości, a iloczyn $c \cdot W$ nazywa wskaźnikiem odnawialności wód gruntowych.

Wydaje się jednak, że mimo iż Wundt uzależnia w pewien sposób stałą c od porowatości, a zatem i od współczynnika odsączalności, to jednak wartość ta koresponduje tylko z tym ostatnim, a nie jest jemu równa. Wundt (1953) wyraźnie pisze, że również partie przepuszczalne (np. warstwy silnie nachylone) mogą mieć niskie c , ponieważ nasycone opadami szybko odsączają się.

Tak więc wszelkie laboratoryjne określanie wartości c może być obarczone pokazywanym błędem, jako że wartość ta jest wykładnikiem całokształtu stosunków hydrogeologicznych i geomorfologicznych danej zlewni. Wundt (1953) nie określa jednoznacznie, w jaki sposób wyznaczyć tę stałą, podaje jednak pewne zalecenia, które w oparciu o znajomość budowy geologicznej oraz warunki klimatyczne pomagają ją wyznaczyć. Należy wstępnie przyjąć kilka wartości c i obliczyć dla nich wskaźniki odnawialności wód gruntowych ($c \cdot W$) w przedziałach miesięcznych, a następnie z równania 5 odpowiadające im wartości L . Według Wundta należy przyjąć taką wartość c , dzięki której otrzyma się stosunkowo wczesne maksimum L , a niezbyt wczesne jego minimum przy maksimum $\Sigma(O - V - H)$ znajdującym się między nimi. Natomiast niewskazane jest, by minimum L przypadало na maksimum opadu.

Obliczając metodą Wundta bilans wodny zlewni Liwca przyjęto wskaźniki: opadu atmosferycznego według (tab. 4), odpływu (tab. 6), parowania terenowego (tab. 7), a stany zwierciadła wody gruntowej, względem przyjętego za porównawczy stanu z końca października (tab. 10). W celu wytypowania właściwej wartości stałej c sporządzono tabelę 11, w której zestawiono wartości zasobów strefy aeracji w zależności od c zmieniającego się co 0,02, w przedziale od 0,22 do 0,06. Wskazaniom

Tabela (Table) 11

Pomocnicze obliczenia do bilansu metodą Wundta (mm)
 Auxiliary computation for balance after Wundt's method (mm)

	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	
0	38	49	39	40	30	32	42	72	x 91	63	45	36	
$\Sigma / O-V-H/$	16	45	64	x 77	70	41	12	0	1	-11	-7	0	
h	5	92	148	301	369	x 436	315	197	146	12	-39	0	
c . h	c=0,22	1	20	33	55	61	65	59	43	32	3	-9	0
	c=0,20	1	18	30	50	54	57	53	39	29	2	-8	0
	c=0,18	1	17	27	44	46	48	44	35	26	2	-7	0
	c=0,16	1	15	24	38	39	40	36	30	23	2	-6	0
	c=0,14	1	13	21	32	32	34	31	24	20	2	-5	0
	c=0,12	1	11	18	26	26	28	25	20	18	2	-4	0
	c=0,10	1	9	15	21	21	22	20	16	15	1	-3	0
	c=0,08	0	7	12	16	16	17	16	13	12	1	-2	0
	c=0,06	0	5	9	13	13	14	13	10	9	1	-1	0
	c=0,04	0	3	6	9	9	10	9	7	6	1	0	0
L = $\Sigma / O-V-H/$ - ch	c=0,22	15	25	x 31	11	-11	-55	0	-27	-25	-1	0	
	c=0,20	15	27	x 34	13	-4	-46	0	-21	-20	0	0	
	c=0,18	15	25	x 32	13	4	-37	0	-15	-15	0	0	
	c=0,16	15	20	x 29	11	-20	0	-28	-28	-22	-1	0	
	c=0,14	15	19	x 28	10	-18	0	-26	-26	-19	-1	0	
	c=0,12	15	16	x 25	9	-11	0	-24	-24	-17	-1	0	
	c=0,10	15	14	x 23	8	-4	0	-20	-20	-14	-1	0	
	c=0,08	15	11	x 20	7	0	0	-16	-16	-11	-1	0	
	c=0,06	15	9	x 17	6	0	0	-12	-12	-8	-1	0	
	c=0,04	15	7	x 15	5	0	0	-9	-9	-6	-1	0	

x Wartość maksymalna (Maximum value).
 o Wartość minimalna (Minimum value).

Wundta najlepiej odpowiada wartość $c = 0,10$, która minimum zasobów wody w strefie earacji przesuwają z miesiąca maja na czerwiec. Jest to i tak stosunkowo wcześnie, jak na warunki klimatyczne panujące w tym rejonie, gdzie największego przesunięcia strefy aeracji należałoby się spodziewać dopiero w lipcu. Jednakże przyjmowanie w zlewni Liwca c mniejszego od $0,06$, co w końcu dałoby dalsze opóźnienie minimum L , jest z uwagi na warunki geologiczne obszaru pozbawione sensu. Zatem bilans zlewni Liwca metodą Wundta lat 1952—1961, zestawiony w tabeli 12 (fig. 5a, b), został obliczony przy przyjęciu $c = 0,10$.

Warto nadmienić, że nie zawsze zalecenia Wundta są pomocne przy wyborze c . Trafiają się rzeki i okresy obliczeniowe, dla których zaleceń tych nie można zastosować. Dzieje się to wtedy, kiedy bez względu na wielkość c nie zachodzi żadna

Tabela (Table) 12

Bilans wodny zlewni Liwca metodą Wundta (mm)
 Water balance of the Liwiec river basin after Wundt's method (mm)

	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	Rok - Year
0	38	49	39	40	30	32	42	72	91	63	45	36	577
H	11	10	10	17	15	19	5	4	6	5	5	9	116
V	11	10	10	10	22	42	66	80	84	70	36	20	461
O-V-H	16	29	19	13	-7	-29	-29	-12	+	-12	4	7	0
$\Sigma / O-V-H/$	16	45	64	77	70	41	12	0	1	-11	-7	0	$\Delta = 77+11 = 88$
h	5	92	148	301	369	436	315	197	146	12	-39	0	$\Delta = 475$
c . h = c, 10 . h	1	9	15	30	37	44	32	20	15	1	-4	0	$\Delta = 48$
I	15	36	49	47	32	-3	-20	-20	-14	-12	-3	0	$\Delta = 69$

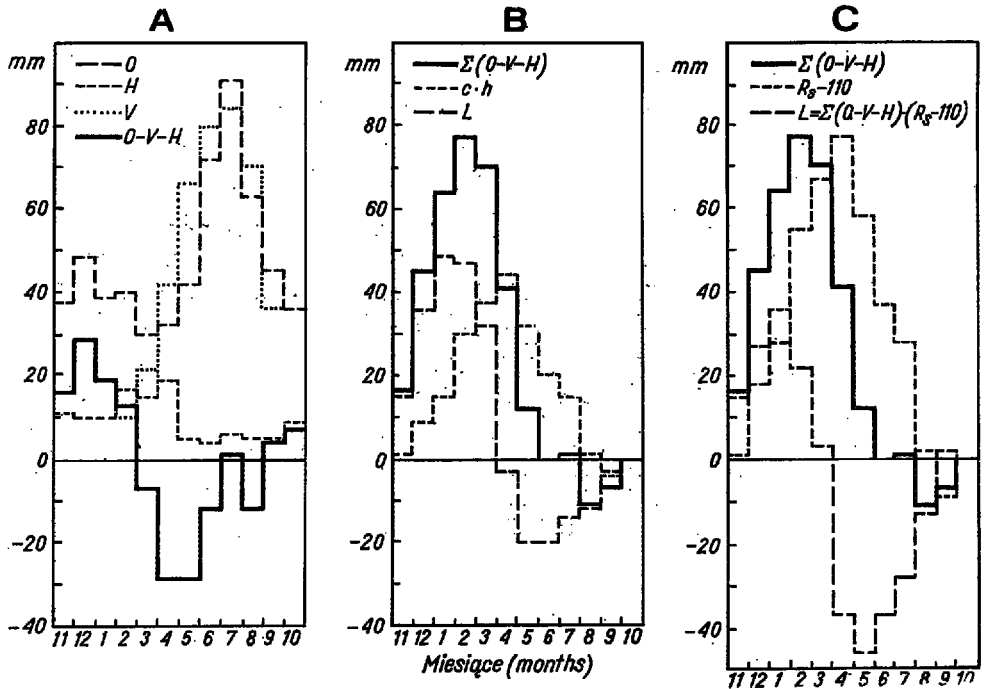


Fig. 5

Bilans wodny według Wundta dla: strefy naziemnej (A), strefy podziemnej — wersja oryginalna (B), strefy podziemnej — wersja zmodyfikowana (C)

Water balance after Wundt's method for: above surface zone (A), undersurface zone — original version (B), undersurface zone — modified version (C)

zmiana w położeniu wartości ekstremalnych L . W takich przypadkach pozostaje niestety tylko subiektywna ocena wielkości c przez opracowującego bilans, oraz uprzednio wspomniane, a nie najważniejsze przy rozwiązywaniu tego problemu, badania laboratoryjne. Rozważania autora niniejszej pracy nad metodą Wundta doprowadziły go do wniosku, że wartość c może przyjmować w różnych okresach różne wielkości. Przyjęte c jest więc wartością wypośredkowaną dla danego wielolecia. Założenie jego stałości rodzi następne założenie, że w strefie wahań zwierciadła wody gruntowej wilgotność gruntu ponad tym zwierciadłem jest stała. Nie ma przy tym znaczenia jej wielkość, ponieważ nie wchodzi ona w żadnej postaci do obliczeń bilansowych. Zmiany wartości L dotyczą tylko zasobów wilgoci w gruncie, który zawsze znajdował się ponad zwierciadłem wody, a więc w strefie, którą można by nazwać strefą wiecznej aeracji.

Ze sformułowań tych wynika, że głównym, obok subiektywności sposobu wyznaczania stałej c , brakiem metody Wundta jest nieuwzględnianie wielkości oraz zmian wilgotności w strefie „okresowej aeracji”. Być może, właśnie to jest przyczyną, że c w metodzie Wundta przyjmuje tak niewielkie wartości (Rogała 1962, Załuski 1963).

Bilans wodny obliczony metodą studzien wybranych

Autorem tej metody jest Dębski (1960); polega ona na przyjęciu stanów wody gruntowej w wybranych punktach pomiarowych za podstawę obliczeń retencji gruntowej. Zakłada się, że wyższe stany wody w obrębie gruntu odpowiadają większym ilościom wody zretencjonowanej w zlewni i na odwrót. Nie we wszystkich studniach obserwacyjnych warunek ten jest spełniony, dlatego należy wytypować studnie reprezentatywne. Za takie uznaje się studnie, w których zmiany poziomu zwierciadła wody w miesiącu październiku, w przeważającej większości lat rozpatrywanego wielolecia, zgadzają się znakiem ze zmianami stanu retencji całkowitej.

Zmiany wysokości zwierciadła wody gruntowej w zlewni w październiku (ΔW_x) otrzymuje się jako średnią ze zmian we wszystkich reprezentatywnych studniach, natomiast zmiany retencji całkowitej z równania:

$$\Delta R_x = O_x - H_x - V_x \quad (6)$$

Z metod obliczania trzech składników prawej strony równania 6 tylko metoda obliczania parowania terenowego (V_x) bywa kontrowersyjna. W klasycznej postaci metody studzien wybranych przyjmuje się wielkość parowania terenowego w październiku równą 1/12 rocznego parowania. Późniejsze badania pozwoliły na precyzyjniejsze określanie tej składowej np. za pomocą metody Konstantinowa (1968), co też zaleca Dębski w swoich późniejszych pracach.

Otrzymuje się zatem tyle par liczb ΔW_x i ΔR_x , ile lat wzięto do obliczeń. Zakładając następnie związek stanów wody gruntowej i stanów retencji gruntowej w postaci równania liniowego:

$$R_x = a \cdot W + D \quad (7)$$

oblicza się współczynnik odpływowej retencji gruntowej a , metodą najmniejszych kwadratów na podstawie układu równań:

$$\Delta R_x = a \cdot \Delta W_x \quad (8)$$

Obliczenie współczynnika odpływowej retencji gruntowej umożliwia obliczenie retencji gruntowej w żądanych okresach czasu, a w związku z tym obliczenie bilansów wodnych okresów wieloletnich, rocznych, półrocznych i miesięcznych. Okresy roczne, półroczne i miesięczne półrocza letniego zamyka się wprost w równaniu:

$$Z + P = H + S + R \quad (9)$$

Wielkość strat bilansowych oblicza się z równania:

$$S = B - H - R \quad (10)$$

w którym wyraz B , powstały z sumy $Z + P$, nazwano sumą bilansową. W miesięcznych bilansach okresu zimowego do równania 9 dochodzi jeszcze jeden, oprócz strat, nieznaną składnik, którym jest retencja śniegowa. Związek pomiędzy retencją całkowitą a retencją gruntową ma w miesiącach zimowych również tę samą formułę, która jest jednak zakłócona przez zmiany retencji powierzchniowej, głównie śniegowej, co uniemożliwia obliczenie strat bezpośrednio z równania 10.

Dębski zaleca zatem najpierw obliczyć straty całego półrocza zimowego, a następnie rozdzielić je na miesiące proporcjonalnie do sum niedosytów wilgotności. Wyliczona różnica pomiędzy retencją całkowitą a gruntową wyznacza wartość retencji powierzchniowej.

Metoda studzien wybranych została zastosowana do zestawienia bilansu wodnego zlewni Liwca w dwóch odmianach: w oparciu o teoretyczne, wyrównane względem parowania terenowego wskaźniki opadów i na podstawie pierwotnych wskaźników opadu. Ponieważ opady poprawiono jedynie w półroczu zimowym, to półrocze letnie i miesięczne tego półrocza bilanse wodne są w obu odmianach takie same.

Prace obliczeniowe rozpoczęto od wyznaczenia zmian retencji całkowitej w październiku każdego roku 10-lecia (tab. 18). Za podstawę obliczeń przyjęto wskaźniki opadu (tab. 4), odpływu (tab. 6) i parowania terenowego (tab. 7). Następnie wyznaczono studnie reprezentatywne. Stwierdzono, że spośród siedmiu studzien obserwacyjnych PIHM nie ma żadnej, w której zmiany zwierciadła wody w każdym październiku 10-lecia zgadzały się w znaku ze zmianami retencji całkowitej. Istniały natomiast cztery studnie, w których ilość przypadków zgodności wynosiła 9. Te cztery studnie przyjęto za reprezentatywne w zlewni Liwca w metodzie studzien wybranych. Są to studnie w Chrzepcie, Paplinie, Kudelczynie i Piaskach Zamiejskich (fig. 1). Na podstawie pomiarów w nich wykonanych obliczono, w sposób wyżej opisany, współczynnik odpływowej retencji gruntowej α jako równy 0,1503.

Następnie, zgodnie z równaniem 9, zestawiono bilanse roczne i półroczne oraz bilanse w przedziałach miesięcznych, z których do pracy załączono tylko zestawienia dotyczące bilansów półrocznych (tab. 13 i 14). Tabela 13 odpowiada bilansowi obli-

Tabela (Table) 13

Półroczne bilanse wodne według metody Dębskiego (na podstawie opadów teoretycznych, w mm)

Half-year water balances after Dębski's method (on the base of theoretical precipitation, in mm)

Rok - Year	Pół-roczne - half year	Z	O	B	II	S	R
1952	a/ b/	74 154	188 423	262 589	35 29	95 403	134 197
1953	a/ b/	127 169	274 239	421 422	151 19	111 366	169 37
1954	a/ b/	37 119	197 286	234 405	43 22	72 349	119 34
1955	a/ b/	34 150	238 339	272 489	26 33	66 398	150 38
1956	a/ b/	58 192	308 461	366 633	82 66	92 387	192 200
1957	a/ b/	200 168	205 362	406 320	120 38	118 360	168 132
1958	a/ b/	132 239	284 343	416 542	174 37	5 426	239 119
1959	a/ b/	119 166	165 265	284 429	45 19	73 372	166 38
1960	a/ b/	38 115	216 466	254 381	42 22	97 385	115 144
1961	a/ b/	184 162	189 280	333 442	70 26	101 370	162 46
M	a/ b/	3 67	228 349	231 426	82 34	82 382	67 00

a — zima (winter), b — lato (summer)

Tabela (Table) 14

Półroczne bilanse wodne według metody Dębskiego (na podstawie opadów pierwotnych, w mm)

Half-year water balances after Dębski's method (on the base of primary precipitation, in mm)

Rok - Year	Pół- roczne- half year	?	F	B	H	N	K
1952	a/ b/	74 154	150 455	224 589	35 29	55 405	134 157
1953	a/ b/	157 169	224 253	381 422	151 19	61 366	169 37
1954	a/ b/	37 119	155 286	192 405	43 22	30 349	119 34
1955	a/ b/	34 150	191 359	225 489	56 33	19 398	150 58
1956	a/ b/	58 192	242 461	300 653	82 66	26 387	192 200
1957	a/ b/	200 168	170 362	370 530	120 38	82 360	168 132
1958	a/ b/	132 239	222 343	354 582	174 37	59 426	239 119
1959	a/ b/	119 166	144 261	263 427	45 19	52 370	166 38
1960	a/ b/	38 115	177 466	215 581	42 52	58 385	115 144
1961	a/ b/	144 162	162 280	306 442	70 26	74 370	162 46
Σ	a/ b/	3 65	184 350	197 415	82 34	40 381	65 00

a — zima (winter), b — lato (summer)

czonemu na podstawie teoretycznych wskaźników opadów, zaś tabela 14 w oparciu o wskaźniki opadów pierwotnych.

Dodatkowo zestawiono miesięczne straty wyliczone według bilansu metodą Dębskiego na podstawie teoretycznych wskaźników opadów (tab. 15) i na podstawie pierwotnych wskaźników opadu (tab. 16). Porównanie obu zestawień z podobnymi obliczonymi metodą Konstantinowa (tab. 7) wykazuje więcej niż dwukrotne zaniżenie strat okresu zimowego obliczonego na podstawie pierwotnych wskaźników opadów (tab. 16).

Straty okresu zimowego obliczone na bazie teoretycznych wskaźników opadów są również zaniżone, lecz w niewspółmiernie mniejszym stopniu (stanowią one 17,7% strat całorocznych). Potwierdza to raz jeszcze, tym razem w oparciu o bilans uwzględniający wody gruntowe, że opady — szczególnie okresu zimowego — mierzone w klasycznych obrometrach są znacznie zaniżone.

W celach porównawczych oszacowano w niniejszej pracy wartość stałej a przyrównując ją do współczynnika odsączalności, obliczonego wzorem Biecińskiego na podstawie granulometrii prób pobranych w terenie. Pobrano je przy niskim stanie wody gruntowej jesienią 1967 r., z sond wiertniczych zlokalizowanych w bezpośredniej odległości od każdej z siedmiu studzien pomiarowych PIHM. Analizie sitowej poddano próby z przedziałów głębokości odpowiadających wahaniom zwierciadła wody podziemnej w danej studni. Ilość analiz z każdego profilu uwarunkowana była

Tabela (Table) 15

Miesięczne straty z bilansu metodą Dębskiego (wyliczone z opadów teoretycznych, w mm)

Month losses from the balance after Dębski's method (computed from theoretical precipitation, in mm)

	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	Rok - Year	Zima - Winter	Leto - Summer
1952	12	8	9	5	12	47	54	110	63	74	90	12	496	93	403
1953	8	12	9	9	28	45	62	81	70	82	48	23	477	109	368
1954	17	7	6	5	15	21	55	64	98	61	47	24	421	72	349
1955	11	9	7	7	12	20	21	58	142	82	56	39	454	66	398
1956	13	11	13	5	18	32	49	127	69	112	7	23	479	92	387
1957	12	7	8	10	26	55	37	68	109	95	44	7	473	118	360
1958	1	0	0	0	0	2	77	97	89	91	56	16	429	3	425
1959	4	5	6	4	20	34	51	106	90	71	34	20	445	73	372
1960	8	18	5	8	20	38	29	97	121	54	58	26	482	97	385
1961	8	9	7	8	19	50	78	81	102	42	32	35	471	101	370
M	9	9	7	6	17	34	51	89	95	76	47	23	464	82	382

jego zmiennością granulometryczną. Średnio wykonano 3 analizy na jedną studnię.

Na podstawie danych otrzymanych z przesiewów, stosując tak zwany wzór USBSC

$$k = 0,36 d_{10}^{0,5} \quad (11)$$

zalecany przez Białasa i Kleczkowskiego (1970) dla piasków czwartorzędowych, otrzy-

Tabela (Table) 16

Miesięczne straty z bilansu metodą Dębskiego (wyliczone z opadów pierwotnych, w mm)

Month losses from the balance after Dębski's method (computed from primary precipitaton, in mm)

	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	Rok - Year	Zima - Winter	Leto - Summer
1952	7	5	5	3	7	28	54	110	63	74	90	12	458	55	403
1953	4	6	5	5	15	24	62	83	70	82	48	23	427	99	368
1954	7	3	3	2	6	9	55	64	98	61	47	24	379	30	349
1955	3	2	2	2	4	6	21	58	142	82	56	39	417	19	398
1956	4	3	4	1	5	9	49	127	69	112	7	23	413	26	387
1957	9	5	5	7	18	38	37	68	109	95	44	7	442	82	360
1958	-7	-12	-15	-10	-11	-4	77	97	89	91	56	16	366	-59	425
1959	3	4	4	3	14	24	51	106	90	71	34	20	424	52	372
1960	5	11	3	5	12	22	29	97	121	54	58	26	443	58	385
1961	6	6	5	6	14	37	78	81	102	42	32	35	444	74	370
M	4	4	3	2	9	19	51	89	95	76	47	23	421	40	382

mano współczynniki wodoprzepuszczalności. Podstawiając je do wzoru Biecińskiego

$$\mu = 0,117 \sqrt[3]{k} \quad (12)$$

obliczono współczynniki odsączalności osobno dla każdego przesiewu. Po uśrednieniu go w całym profilu wyciągnięto średnią arytmetyczną ze wszystkich siedmiu studzien otrzymując wynik $\mu = 0,14$. Posługując się wynikami analiz słowowych z jeszcze ośmiu punktów pomiarowych, w których w latach 1968 i 1969 (fig. 1) były prowadzone badania wilgotnościowe, a więc dysponując w sumie 15 punktami, otrzymano średni wynik $\mu = 0,15$.

Otrzymane wyniki zatem nieznacznie różnią się od współczynnika odpływowej retencji gruntowej α wyliczonego na podstawie 10-letniego bilansu wodnego. Stąd można by wnioskować, że wieloletnia wartość współczynnika odpływowej retencji gruntowej w ujęciu Dębskiego jest odpowiednikiem współczynnika odsączalności szacowanym przez hydrogeologów.

Bilans wodny obliczony metodą Rosłońskiego

Ta metoda kontrolowanego bilansu wodnego została zaproponowana w 1947 roku przez Rosłońskiego, który w latach 1929—1937, w dorzecczu Jasiółdy na Polesiu, przeprowadzał szczegółowe studia nad bilansem wodnym.

Pierwszy etap tej metody, przy obecnym stanie wiedzy, jest już mniej ciekawy. Służył on do obliczenia rocznej sumy strat przy pomocy wskaźnika parowania Szymkiewicza, który nie dając bezwzględnej wysokości strat podaje jedynie wartości wskaźnikowe. Obecnie, taka droga do obliczania wysokości parowania wydaje się mało przydatna. Istnieje wiele innych metod precyzyjniej określających parowanie gruntowe, chociażby zastosowana w niniejszej pracy metoda Konstantinowa.

Drugi etap pracy dotyczy ostatecznego określenia wielkości stanów retencji w stosunku do wysokości słupa wody w gruncie. Rosłoński stoi na stanowisku, że wydajność jednostkowa słupa wody w gruncie jest mała przy niskich stanach i rośnie wraz z podnoszeniem się poziomu wody gruntowej.

Dane liczbowe potrzebne do określenia zależności retencji od poziomu wody gruntowej ujęte są w tabeli 17, której kolejne wiersze odpowiadają stanom wybranym do obliczeń parametrów na dzień 30 listopada każdego roku, przyjętego za koniec roku hydrologicznego. W wierszu 1 zestawiono średnie stany wody gruntowej w zlewni ponad przyjętym jako zerowy stanem z 30. XI. 1954, w wierszu 2 — roczne zmiany stanu zwierciadła wody gruntowej, w 3 — roczne zmiany retencji całkowitej, a jej sumy w wieloleciu wpisano do wiersza 4. Sumy te sprowadzono do wartości tylko dodatnich (wiersz 5) przyjmując za poziom porównawczy jej wartość najniższą. Dane z wierszy 7 i 8 są logarytmami dziesiętnymi wartości z wierszy 1 i 5. Po naniesieniu ich w prostokątny układ współrzędnych (fig. 6a) wyrównuje się je graficznie, rysując linię prostą przechodzącą w pobliżu większości punktów. Punkty znacznie odbiegające od większości pomija się.

Równanie tej prostej Rosłoński zapisuje:

$$\lg R' = a (\lg W - \lg c) \quad (13)$$

gdzie a jest spadkiem prostej, a c miejscem przecięcia prostej z osią odciętych. Warto zauważyć, iż wartość iloczynu $a \cdot \lg c$ wyznacza punkt przecięcia prostej z osią

Tabela (Table) 17

Bilans wodny metodą Rosłońskiego (mm)
Water balance after Rosłoński's method (mm)

		1951	1952	1953	1954	1955	1956	1957	1958	1959	1960
1	W nad - above O z 30.XI.54	280	1310	190	0	410	1220	840	740	180	920
2	ΔW 30.XI.		1030	-1120	-190	410	810	-380	-100	-560	740
3	$\pm \Delta R$		177	-166	-80	41	174	-47	-24	-135	193
4	$\Sigma \pm \Delta R'$		177	11	-69	-28	146	99	75	-60	133
5	R		246	80	0	41	215	168	144	9	202
6	lg W	2,4472	2,1173	2,2788		2,6128	3,0864	2,9245	2,8692	2,2553	2,9638
7	lg R		2,3909	1,9031		1,6128	2,3324	2,2253	2,1584	0,9542	2,3054
8	R'	22	316	11	0	41	285	146	118	10	169
9	$\Delta R'$		294	-305	-11	41	244	-139	-28	-108	159
10	Q - H		632	320	402	509	587	414	424	350	612
11	V'	1,85	328	625	413	468	543	553	452	458	452
12	Y	1,19	455	486	482	468	413	461	448	485	407
13	Pr sposobienia observation		1	2	3	4	5	6	7	8	9

$$R' = 0,001250 \cdot W^{1,7306} \quad c = 47,37$$

rzędnych i wtedy równanie przyjmuje postać podobną do ogólnego równania prostej, a więc typu $y = ax + b$. Przekształcając 13 otrzymuje się:

$$\lg R' = \lg \left(\frac{W}{C} \right)^a \quad (14)$$

$$R' = \left(\frac{W}{C} \right)^a \quad (15)$$

i dalej, ostateczną zależność funkcyjną pomiędzy stanem wody gruntowej i retencją w postaci:

$$R' = \left(\frac{1}{C} \right)^a \cdot W^a \quad (16)$$

Odczytując z wykresu (fig. 6a) wartości c oraz a , otrzymano w zlewni Liwca następujące zależności:

$$R' = 0,001250 \cdot W^{1,7306} \quad (17)$$

przy C równym 47,37.

Wartościom stałym C oraz a Rosłoński przypisuje następujące znaczenia: stała C charakteryzuje we wzorze zasobność słupa wody w podłożu, zaś wykładnik potęgowy a — zasobność wodozbioru podziemnego.

Z formuły 17 obliczono wyrównane wartości corocznego stanu retencji R' (wiersz 8) oraz wyniki z nich roczne zmiany poprawionej retencji — $\pm \Delta R'$ (wiersz 9). W wierszu 10 wpisano wartości deficytu odpływu z poszczególnych lat, a odejmując od nich poprawione zmiany retencji, otrzymano wielkości parowania zestawione w wierszu 11. W celu porównania ich z wartościami panowania terenowego, obliczonego według Konstantinowa, te ostatnie wpisano w wiersz 12. Ostatni wiersz (13) zawiera numery punktów z wykresów (fig. 6a, b).

Porównując parowanie wyliczone z bilansu Rosłońskiego i metodą Konstantinowa widzimy, że w rozpatrywanym 9-leciu zmienność tego pierwszego jest znacz-

nie większa, bo sięga 185%, podczas gdy zmienność rocznych wartości według metody Konstantinowa wynosi zaledwie 119%. Zauważyć można znaczne różnice pomiędzy obu wynikami odnoszącymi się do tych samych lat. Maksymalna z nich wyniosła

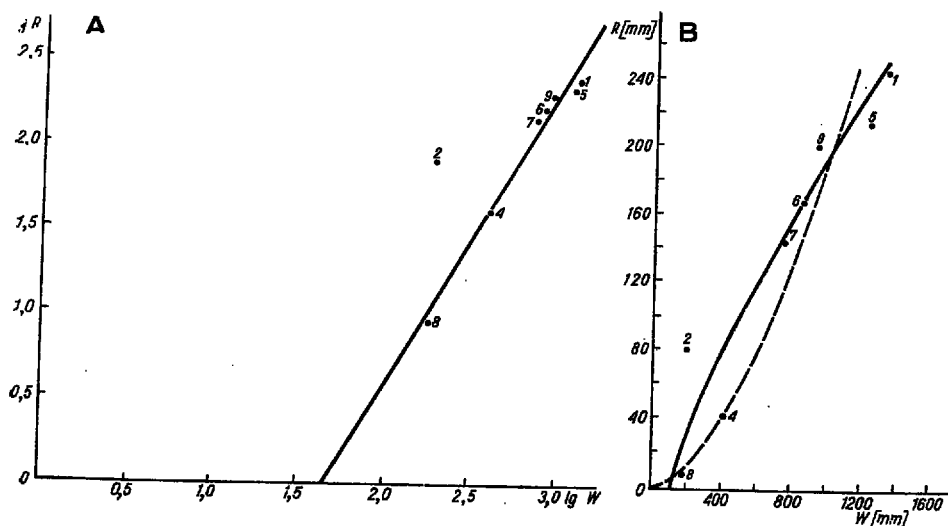


Fig. 6

Związek retencji i stanu wody gruntowej według Rosłońskiego

A układ logarytmiczny, B układ zwykły

Relationship between retention and groundwater level after Rosłoński's method

A logarithmic system, B normal system

35%. Jeszcze większe okazują się różnice w stanach retencji pierwotnych (wiersz 5) i wyrównanych (wiersz 9). Różnice te są całkowicie zrozumiałe, bo wynikają z samego założenia wyrównywania, gdzie autor każe pomijać punkty znacznie odbiegające od pozostałych.

Można zatem stwierdzić, że metoda bilansowania Rosłońskiego nie jest najszcześliwsza dla zlewni Liwca. Przyczyna leży we wstępnym określeniu przez Rosłońskiego typu zależności pomiędzy stanami retencji i wody gruntowej, nie odpowiadającej stosunkom panującym w omawianej zlewni. Należy zastanowić się, co oznacza stwierdzenie, że stan retencji całkowitej pozostaje w zależności funkcji potęgowej od stanu wody gruntowej, przy wykładniku potęgi większym od jedności. Oznacza to, że przy niskich stanach wody gruntowej, nawet znaczne zmiany w jej stanach odpowiadają bardzo nieznacznym zmianom retencji. Traktując to zagadnienie odwrotnie (bo faktycznie zmiany stanu wody gruntowej zależne są od całkowitej retencji), przy niskich stanach obu rozpatrywanych parametrów, nikłe zmiany retencji całkowitej wywołują znaczne zmiany stanów wody gruntowej. Przy stanach wysokich potrzeba znacznie wię-

kszej, niż przy stanach niskich, zmiany retencji, by wywołać taką samą co do wartości zmianę poziomu wód gruntowych.

W normalnych warunkach, w zlewni, której pierwszy poziom wodonośny nie jest zasilany lateralnie, zależność taka wydaje się mało prawdopodobna. Przy niskich stanach wody gruntowej, w fazie jej opadania, nawet znaczne ubytki całkowitej retencji będą powodowane przez parowanie głównie ze strefy aeracji. Na skutek tego, strefa ta ulegać będzie intensywnemu przesuszaniu, zwierciadło wody zaś będzie opadało powoli, stopniowo zasilając poprzez parowanie strefę aeracji. W fazie przyrostów retencji całkowitej, pierwsze opady, które spowodują jej przyrost, będą zużyte na uzupełnienie strefy aeracji do jej maksymalnej wilgotności. Dopiero po nasyceniu tej strefy woda będzie mogła przesączać się do strefy saturacji powodując wzrost stanu wody gruntowej.

Tak więc w obu przypadkach, zarówno wzrostów jak i ubytków retencji całkowitej i stanów wody gruntowej, znaczne zmiany retencji całkowitej, przy jej niskich stanach, powodować będą minimalne zmiany stanów wody gruntowej, a nie odwrotnie, jak by wynikało z przytoczonej wyżej zależności funkcyjnej Rosłońskiego.

Potwierdzeniem tego są badania Somorowskiego (1964), który na podstawie licznych danych stwierdza, że odciekalność rośnie wraz z obniżaniem się zwierciadła wody gruntowej. Wynika z tego, że przy niskich stanach wody gruntowej potrzeba więcej wody (większych przyrostów lub ubytków retencji) na zmianę poziomu wody gruntowej o tę samą wartość, niż przy stanach wysokich.

Wydaje się, że poprzednio podana zależność w zlewni Liwca, uzyskana metodą Rosłońskiego, wynika z niewłaściwie dobranej typu funkcji. Formuła ustalona przez Rosłońskiego nie ma charakteru uniwersalnego, ponieważ z góry narzuca, że wykreślona krzywa musi przechodzić przez początek układu. Najlepiej obrazuje to wykres (fig. 6b), gdzie w osie współrzędnych prostokątnych o normalnej skali wpisano te same punkty, na podstawie których uprzednio, na wykresie w podziałce logarytmicznej (fig. 6a), wykreślono prostą. Najlepsze graficzne wyrównanie tych punktów daje odręcznie wyrysowana krzywa poprowadzona linią ciągłą, podczas gdy przeniesienie prostej z fig. 6a daje na wykresie (fig. 6b) krzywą poprowadzoną linią przerywaną. Wydaje się, że nie przybliży ona danych w najlepszy sposób.

Jednakże krzywa tego typu na pewno dobrze przybliży zależność stanów wody gruntowej i retencji całkowitej w zlewni Jasiołdy, dla której została wyprowadzona. Wydaje się, że w tym przypadku jest to wynikiem specyfiki dorzecza, jego budowy geologicznej, być może sposobu zasilania pierwszego poziomu wód podziemnych, lub jak sugeruje Mailliet kształtu dna podziemnego zbiornika.

Rosłoński podaje jeszcze dwa przykłady obliczeń swoją metodą: bilans zlewni Wyżewki oraz bagna Czemerne. W pierwszym przypadku, na wykresie w podziałce logarytmicznej, równie dobrze, a może i lepiej, można by przeprowadzić inną linię prostą dającą w konsekwencji w układzie normalnym krzywą wypukłą w stronę osi retencji, a nie stanów wody, jak ją przedstawia Rosłoński. W przypadku bagna Czemerne istnieją przesłanki, że zbiornik podziemny ma poziome płaskie dno, a w związku z tym, jak wynika z prawa Mailleta retencja może być proporcjonalna do wysokości wody w gruncie. Tak też przedstawiają się wyniki obliczeń, gdzie wykładnik potęgi jest bliski jedności (1,056), a więc również w normalnym układzie współrzędnych krzywa jest zbliżona do linii prostej.

Retencja w strefie saturacji

Jak wynika z poprzednich rozważań, we wszystkich metodach bilansowych kluczowym zagadnieniem staje się znalezienie właściwej zależności pomiędzy retencją całkowitą a retencją gruntową. W metodzie studzien wybranych szukana zależność określana była na podstawie wielkości zmian obu parametrów w październiku każdego roku wielolecia. Roskoński obliczał ją na podstawie przedziałów rocznych. Określenie miesięcznych wartości parowania metodą Konstantinova umożliwiło znalezienie tej zależności na podstawie przedziałów miesięcznych.

Zgodnie z formułą $\Delta R = O - V - H$ obliczono miesięczne zmiany retencji całkowitej (tab. 18). Sumując je kolejno od listopada 1951 r. do października 1961 r. otrzymano stany całkowitej retencji względem stanu porównawczego z dnia 1. XI. 1951 roku. Przyjmując następnie stan najniższy w 10-leciu jako zerowy, wyrażono wskaźniki retencji całkowitej w wartościach tylko dodatnich (tab. 19, fig. 7). Podobną operację wykonano wychodząc z formuły $\Delta R = P - S - H$, a więc dosługując się pierwotnymi wartościami opadów.

Porównując wykresy na fig. 4 i 7 zauważa się wzajemne podobieństwo w ich ogólnych zarysach, jednakże wykres stanów wody gruntowej jest, jak się wydaje, nieco przesunięty względem obu wykresów retencji całkowitej. Biorąc pod uwagę fakt, że konstrukcja wykresów umożliwia rozpatrywanie przedziałów czasowych nie krótszych niż miesięczne, szacuje się to opóźnienie na 1 do 3 miesięcy. Postanowiono zatem podobieństwo to ująć w formie matematycznej i przeprowadzić szereg obliczeń statystycznych. Wykonano je w Centrum Obliczeniowym PAN na maszynie elektronicznej Odra 1204.

Ustalając korelację stanów wody gruntowej ze stanami retencji całkowitej we wszystkich 120 miesiącach otrzymano wyższe współczynniki korelacji względem retencji obliczonej na podstawie opadów teoretycznych. Najwyższy współczynnik korelacji prostoliniowej ($r = +0,804$), otrzymano w przypadku 1-miesięcznego opóźnienia. Diagram korelacyjny tego przypadku przedstawia figura 8.

Tabela (Table) 18

Zmiany retencji (w mm) obliczone z formuły $\Delta R = O - V - H$
Changes of retention (in mm) computed from formula $\Delta R = O - V - H$

	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	Rok - Year	Zima - Winter	Lato - Summer
1952	8	2	17	56	1	-48	-8	19	-61	-27	101	58	118	36	82
1953	67	7	37	-13	-43	-38	-36	-21	-43	-12	-7	-23	-125	17	-142
1954	26	5	14	16	-15	12	-13	-37	4	-44	-27	-4	-63	58	-184
1955	9	54	21	10	-3	-11	-22	-25	42	-43	-20	6	18	80	-62
1956	32	77	9	56	14	-47	-42	39	6	27	-6	41	206	141	65
1957	0	24	-3	5	-17	-38	-33	-48	6	38	35	-19	-50	-29	-21
1958	3	15	19	2	51	-64	-31	-22	-19	-5	-1	21	-31	26	-57
1959	10	17	13	-6	-23	-11	-44	-3	-22	-31	-16	-8	-124	00	-124
1960	-1	73	30	13	-19	-18	-52	20	96	-3	15	30	184	78	106
1961	8	6	27	-12	-13	-30	-8	-44	5	-15	-23	-30	-129	-14	-115

Tabela (Table) 18

Retencja obliczona z formuły $R = \sum(O-V-H)$, względem stanu najniższego (w mm)
 Retention computed from formula $R = \sum(O-V-H)$, compared to the lowest level
 (in mm)

	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
1952	78 ₁	80 ₂	97 ₃	153 ₄	154 ₅	106 ₆	98 ₇	117 ₈	56 ₉	29 ₁₀	130 ₁₁	188 ₁₂
1953	255 ₁₃	262 ₁₄	299 ₁₅	286 ₁₆	243 ₁₇	205 ₁₈	169 ₁₉	148 ₂₀	105 ₂₁	95 ₂₂	86 ₂₃	63 ₂₄
1954	89 ₂₅	94 ₂₆	108 ₂₇	124 ₂₈	109 ₂₉	121 ₃₀	108 ₃₁	78 ₃₂	75 ₃₃	31 ₃₄	4 ₃₅	0 ₃₆
1955	9 ₃₇	63 ₃₈	84 ₃₉	94 ₄₀	91 ₄₁	80 ₄₂	58 ₄₃	33 ₄₄	75 ₄₅	32 ₄₆	12 ₄₇	18 ₄₈
1956	50 ₄₉	127 ₅₀	136 ₅₁	192 ₅₂	206 ₅₃	159 ₅₄	117 ₅₅	156 ₅₆	162 ₅₇	189 ₅₈	183 ₅₉	224 ₆₀
1957	224 ₆₁	248 ₆₂	245 ₆₃	250 ₆₄	233 ₆₅	195 ₆₆	162 ₆₇	114 ₆₈	120 ₆₉	158 ₇₀	193 ₇₁	174 ₇₂
1958	177 ₇₃	192 ₇₄	211 ₇₅	213 ₇₆	164 ₇₇	200 ₇₈	169 ₇₉	147 ₈₀	128 ₈₁	123 ₈₂	122 ₈₃	143 ₈₄
1959	153 ₈₅	170 ₈₆	183 ₈₇	177 ₈₈	154 ₈₉	144 ₉₀	99 ₉₁	96 ₉₂	74 ₉₃	43 ₉₄	27 ₉₅	19 ₉₆
1960	18 ₉₇	91 ₉₈	121 ₉₉	134 ₁₀₀	115 ₁₀₁	97 ₁₀₂	45 ₁₀₃	65 ₁₀₄	161 ₁₀₅	158 ₁₀₆	173 ₁₀₇	203 ₁₀₈
1961	211 ₁₀₉	217 ₁₁₀	244 ₁₁₁	232 ₁₁₂	219 ₁₁₃	189 ₁₁₄	181 ₁₁₅	137 ₁₁₆	142 ₁₁₇	127 ₁₁₈	104 ₁₁₉	74 ₁₂₀
k	126	154	173	186	179	150	121	109	110	98	103	111

* W prawy dolny róg klatki wpisano numer spostrzeżenia.
 Number of observation given in right bottom corner.

Tabela (Table) 20

Regresja według zależności $W = a_1R + a_0$
 Regression after the formula $W = a_1R + a_0$

	Opóźnienie w miesiącach - Delay in months	$R = \sum(O - V - H)$						$R = \sum(O - V - H)$
		r	/A/	/B/	a_1	a_0	Fig	
Cały okres - whole period	0	(0,7687)	281,84	0,18	5,023	276,37	(0,6891)	
	1	(0,8044)	261,53	0,18	5,246	247,94	8	
	2	0,7473	291,62	0,18	4,895	305,75	0,7079	
	3	0,6322	339,35	0,18	4,072	413,84	0,6149	
Faza ubywania - Phase of retention decrease	0	0,8267	270,79	0,29	5,689	216,10	0,7206	
	1	(0,9118)	187,04	0,29	5,938	95,25	9	
	2	(0,9012)	178,10	0,29	5,493	59,07	0,8133	
	3	0,8520	202,02	0,29	4,657	92,89	0,7534	
Faza wzrostu - Phase of retention increase	0	(0,8971)	133,02	0,38	3,617	403,09	10	
	1	(0,8844)	164,05	0,38	4,163	437,54	0,8850	
	2	0,7384	213,94	0,38	3,138	701,64	0,7883	

(A) Standardowy błąd oceny (Standard error of estimation)

(B) Istotność z prawdopodobieństwem 95% (Significance with 95% probability)

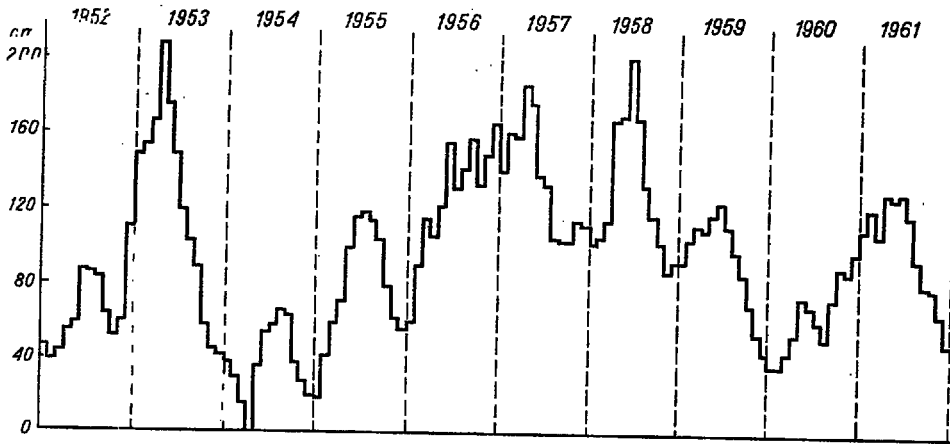


Fig. 7

Retencja obliczona z formuły $R = \Sigma(O-V-H)$, względem stanu najniższego
 Retention computed from the formula $R = \Sigma(O-V-H)$, compared to the lowest level

Tabela 20 zawiera ciekawsze parametry statystyczne, pomocne przy charakteryzowaniu zależności zwierciadła wody gruntowej od retencji całkowitej.

Wiadomo, że współczynniki korelacji, z uwagi na zmiany zasobów wodnych w strefie aeracji, nigdy nie mogą osiągnąć jedności. Wiadomo również, że strefa aeracji jest czynnikiem opóźniającym reakcję zwierciadła wody na zmiany retencji, czynnikiem opóźniającym, ale nie warstwą izolującą. Początkowo więc korelacja będzie rosła, aż do osiągnięcia właściwego opóźnienia, a następnie będzie malała, na

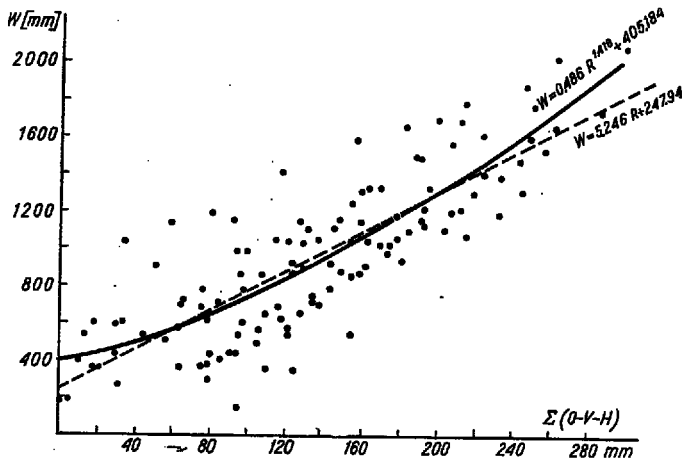


Fig. 8

Diagram korelacyjny $\Sigma(O-V-H)$ i W z 1-miesięcznym opóźnieniem
 Correlation diagram $\Sigma(O-V-H)$ and W with a month delay

skutek błędu popełnianego, w przeciwną stronę. Zatem równanie linii regresji, odpowiadające najwyższemu współczynnikowi korelacji, będzie równaniem związku retencji strefy saturacji ze stanami wody gruntowej. W omawianym przypadku związek ten ujmuje formuła:

$$W = 5,246 R + 247,94 \quad (18)$$

Należy zauważyć, że wartość 5,246 jest odwrotnością współczynnika retencji odpływowej gruntowej w pojęciu Dębskiego. Zatem współczynnik ten, obliczony powyższą metodą, jest nieco większy od obliczonego w metodzie studzien wybranych, gdyż wynosi 0,191.

W następnym stopniu, pragnąc dokładniej ująć analizowaną zależność, rozpatrywano ją osobno w fazach ubytków lub przyrostów retencji. Na wykresie (fig. 7) wytypowano sześć okresów, nie krótszych niż półroczne, w których retencja, z małymi wyjątkami, systematycznie maleje, oraz cztery okresy cechujące się wzrostem retencji. W ten sposób otrzymano zbiory składające się z 45 par liczb w przypadku fazy ubytków retencji i z 28 par liczb dla fazy wzrostów retencji. Podobne, jak w przypadku całego okresu, parametry statystyczne przedstawiono w tabeli 20.

Z tabeli tej wynika, że w fazie ubytków retencji najwyższą korelację ze stanami wód gruntowych uzyskano przy 1-miesięcznym, a niewiele mniejszą przy 2-miesięcznym opóźnieniu reakcji wód gruntowych. Równanie linii regresji prostoliniowej w przypadku 1-miesięcznego opóźnienia ma następującą postać:

$$W = 5,939 R + 95,25 \quad (19)$$

Natomiast w fazie przyrostów retencji najlepiej korelują z nią stany wód gruntowych bez opóźnienia, a nieco gorzej z 1-miesięcznym opóźnieniem. Równanie linii regresji prostoliniowej przedstawia się jak poniżej:

$$W = 3,617 R + 403,09 \quad (20)$$

Odpowiednie współczynniki odpływowej retencji gruntowej w pojęciu Dębskiego wynoszą zatem: 0,168 w fazie ubytków retencji i 0,278 w fazie jej przyrostów.

Na diagramy korelacyjne fazy ubytków i przyrostów retencji (fig. 9 i 10) wniesiono również poszczególne linie opadania lub przyrostów. Pomijając pojedyncze załamania poszczególnych linii ubytków lub przyrostów retencji, widoczne jest ich wyraźne zakrzywienie tworzące wypukłość w stronę osi retencji całkowitej. W tym przypadku woda gruntowa w stosunku do retencji całkowitej zachowuje się odwrotnie, niż to przedstawia Rosłoński. Kontrowersyjność tego zagadnienia sprawiła, że autor mimo otrzymania wysokich współczynników korelacji prostoliniowej nie zadowolili się nimi, ale badał charakter zjawiska poprzez obliczanie regresji krzywoliniowej.

Pojawiło się zatem zagadnienie wyboru typu funkcji, zgodnie z którą obliczać należy tę regresję. Doświadczenia z bilansem Rosłońskiego wykazały, że jednym z warunków, którym musi odpowiadać taka funkcja, jest istnienie w niej wyrazu wolnego, który korygowałby ewentualne błędy wynikłe z dowolności przyjęcia początku układu współrzędnych. Tak więc przybliżenie związku retencji całkowitej ze stanami wody gruntowej w postaci funkcji typu $y = ax^b$ jest niecelowe. Ponieważ jednak Rosłoński na przykładzie Jasiołdy udowodnił, że istnieją rzeki, gdzie zwierciadło wód gruntowych zachowuje się względem retencji inaczej niż stwierdził to autor w zlewni Liwca, celowe jest przybliżenie tego zjawia-

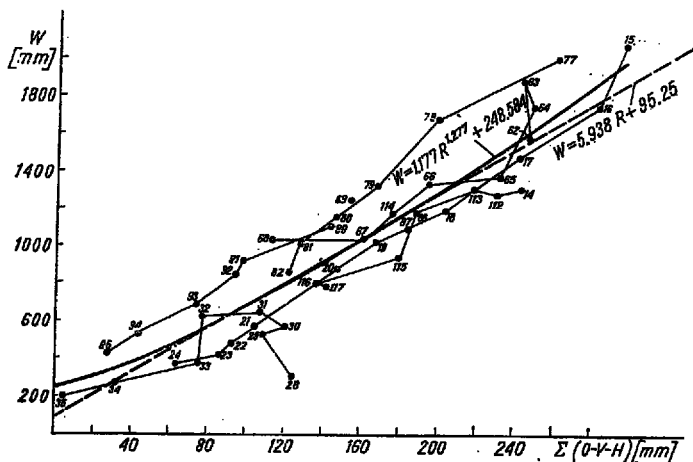


Fig. 9

Diagram korelacyjny $\Sigma(O-V-H)$ i W z 1-miesięcznym opóźnieniem (faza ubytków)
Correlation diagram $\Sigma(O-V-H)$ and W with a month delay (phase of retention decrease)

ską funkcją, która nadawałaby się do wszystkich typów rzek, a granica przejścia jednego typu rzeki w drugi byłaby na wykresie oraz we wzorze łatwo wyczuwalna ale i płynna.

Taką funkcją nie może być prosta funkcja wykładnicza lub logarytmiczna, jak również funkcja kwadratowa z uwagi na stałość znaku drugiej pochodnej każdej z tych funkcji, przy założeniu, że pierwsza pochodna jest dodatnia. W tych więc przypadkach nie ma możliwości przejścia

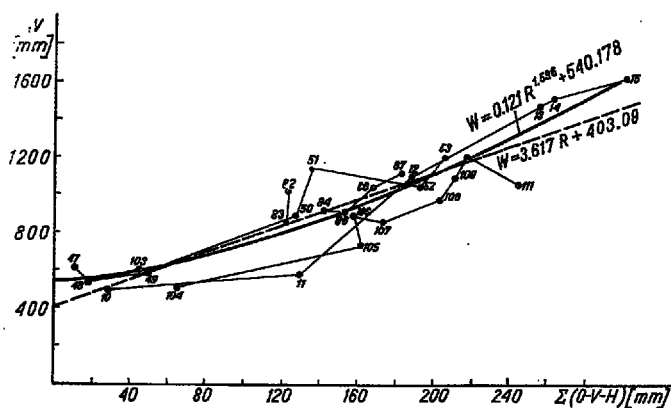


Fig. 10

Diagram korelacyjny $\Sigma(O-V-H)$ i W bez opóźnienia (faza przyrostów)
Correlation diagram $\Sigma(O-V-H)$ and W without delay (phase of retention increase)

krzywej wypukłej we wklęsłą. Taką funkcją jest jednak zależność potęgowa typu $y = ax^b + c$, której druga pochodna zmienia znak wraz z przejściem wykładnika potęgi przez jedność, a przyjęcie początku układu współrzędnych może być korygowane przez zmianę wartości c .

Zgodnie z tą ostatnią formułą zostało rozwiązane zagadnienie regresji nieliniowej, gdzie za zmienną niezależną x podstawiano stany retencji całkowitej. Równania regresji nieliniowej oraz odpowiadające im współczynniki korelacji obliczono w tych przypadkach, w których współczynniki korelacji prostoliniowej przyjmowały najwyższe lub bliskie najwyższym wartości (w tab. 20 oznaczone kółkiem). Otrzymano dla nich następujące wyniki (tab. 21):

Tabela (Table) 21

Regresja według zależności $W = aR^b + C$
Regression after the formula $W = aR^b + C$

Nr	R=Σ/.../	Opóźnienie w miesiącach - Delay in months	Faza Phase	x	/A/	/B/	a	b	c	Fig.
1	O-V-H	1	Całość—whole	0,812	257,12	0,18	0,486	1,418	405,184	8
2	O-V-H	1	Ubytki - decrease	0,915	183,58	0,29	1,177	1,277	248,584	9
3	O-V-H	2	—"	0,909	176,82	0,29	2,089	1,165	151,102	
4	O-V-H	0	Przyrosty - increase	0,912	123,15	0,49	0,121	1,596	540,178	10
5	O-V-H	1	—"	0,904	150,29	0,49	0,050	1,780	626,83	
6	O-V-H	0	Całość—whole	0,776	278,15	0,18	0,462	1,420	427,55	
7	R-S-H	0	—"	0,692	318,14	0,18	1,217	1,254	491,42	11

(A) Standardowy błąd oceny (Standard error of estimation)

(B) Istotność z prawdopodobieństwem 95% (Significance with 95% probability)

Najwyższe współczynniki korelacji nieliniowej otrzymano przy podobnych opóźnieniach, jak w przypadku korelacji prostoliniowej, a więc 1-miesięcznym dla całego okresu i dla fazy ubytków oraz bez opóźnienia w fazie przyrostów. Wykładniki potęg dość znacznie różnią się między sobą, jednak zawsze przyjmują wartości większe od jedności, dając w konsekwencji krzywą wypukłą w stronę osi retencji całkowitej. Najmniejsze wykładniki, a więc krzywą najbardziej zbliżoną do prostej otrzymano w fazie ubytków retencji. Natomiast największą wypukłością i najwyższymi wykładnikami cechują się krzywe regresji w fazie przyrostów retencji. Fakt, że wszystkie wykładniki potęgi wyraźnie różnią się od jedności, całkowicie potwierdza sugestię wyrażone poprzednio w odniesieniu do bilansu metodą Rosłońskiego, a mianowicie, że metoda ta nie może być uznana za uniwersalną, a typ krzywej regresji nie został dobrany najszcześliwiej.

Dalszym potwierdzeniem, że zwierciadło wody w zlewni Liwca nie można narzucić reguł wynikających z formuły Rosłońskiego, jest zależność przedstawiona

w wierszu 6 (tab. 21). Obliczono ją bez przesunięcia w czasie reakcji zwierciadła wody gruntowej na zmianę całkowitej retencji. Za słusznością rozumowania autora pracy przemawia zwłaszcza ostatnia zależność (wiersz 7 tab. 21, fig. 11) obliczona również bez opóźnienia, na bazie opadów pierwotnych, a więc takich jakimi dysponował także Rosłoński. We wszystkich tych przypadkach krzywa jest wypukła w stronę osi retencji całkowitej, podczas gdy — zgodnie z formułą Rosłońskiego — krzywa powinna być wygięta w stronę osi stanów wody gruntowej.

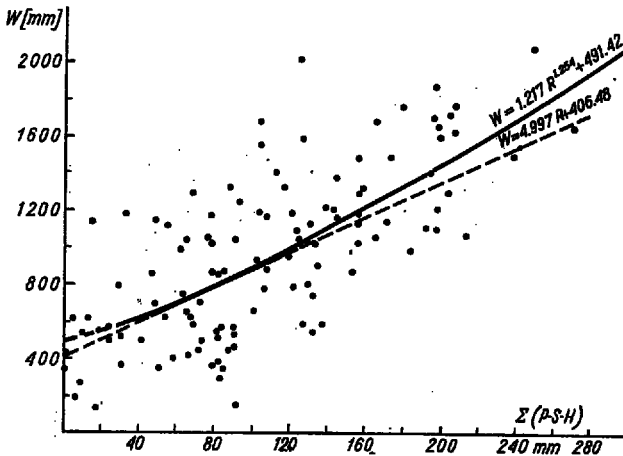


Fig. 11

Diagram korelacyjny $\Sigma(P-S-H)$ i W bez opóźnienia
Correlation diagram $\Sigma(P-S-H)$ and W without delay

Reasumując można stwierdzić, że wybór krzywej potęgowej w postaci $y = ax^b + c$, jako krzywej mającej właściwie obrazować zjawisko zmian stanów zwierciadła wody gruntowej w zależności od zmian retencji całkowitej, okazał się trafny. Wyrażną zaletą tej funkcji jest możliwość stosowania jej we wszystkich typach zlewni, przy czym otrzymane wyniki powinny różnić się jedynie wartościami poszczególnych parametrów, a więc być w pełni porównywalne. Wydaje się, że przybliżenie zależności retencji całkowitej i stanów wody gruntowej tą właśnie funkcją w różnych zlewniach, o dobrze poznanych warunkach hydrogeologicznych, pozwoliłoby na dokładne sprecyzowanie niewątpliwie istniejących zależności pomiędzy warunkami hydrogeologicznymi a kształtem krzywej regresji. Sprecyzowanie tych zależności umożliwi, być może, wstępne określanie typu zlewni na podstawie kształtu wzmiarkowanej krzywej regresji.

Analizując diagramy korelacyjne, wyniki obliczeń dotyczących zlewni Liwca oraz przyrodnicze aspekty zależności pomiędzy retencją i stanami wody gruntowej, można stwierdzić, iż — pomimo stosunkowo małego wzrostu korelacji krzywolini-

względem korelacji prostej — linia regresji nieliniowej najwłaściwiej oddaje charakter zależności, jest więc najbardziej przydatna do rozważań na temat zasilania i drenażu zlewni. Ogólną zatem zależność retencji całkowitej i stanów wody gruntowej w zlewni Liwca można przedstawić następującą funkcją:

$$W = 0,486 R^{1,418} + 405,184 \quad (21)$$

W poszczególnych fazach zależność powyższa przyjmuje nieco inne postacie:

$$W = 1,177 R^{1,277} + 248,584 \text{ w fazie ubytków} \quad (22)$$

$$W = 0,121 R^{1,596} + 540,178 \text{ w fazie przyrostów} \quad (23)$$

Wyższe współczynniki korelacji oraz dokładniejsza współkształtność poszczególnych linii w fazie ubytków retencji niż w fazie jej przyrostów wskazują, że omawiany związek jest ściślejszy w fazie ubytków. Natomiast krzywe regresji mniej strome w fazie przyrostów retencji niż w fazie jej ubytków oznaczają, że ilość wody odsączającej się bądź odpływającej z gruntu jest mniejsza od ilości wody potrzebnej do jej ponownego nawodnienia. Zjawisko to spowodowane jest wysuszeniem strefy aeracji. W okresie powtórnego przyrostu retencji musi być najpierw całkowicie uzupełniona wilgotność strefy aeracji, aby następnie przesączająca się z góry woda mogła zasilić strefę saturacji. Taka interpretacja zjawiska potwierdzona jest przez bardziej wygięte krzywe regresji w fazie przyrostów retencji, niż w fazie jej ubytków (większe wykładniki potęg b). Te większe wygięcia wskazują również, że przy niskich stanach wody gruntowej stany retencji strefy saturacji są bardziej czułe na ubytki retencji całkowitej, niż na jej przyrosty. Wszystkie powyższe różnice pomiędzy równaniami regresji obu faz wskazują, że przy obliczaniu surowych bilansów wodnych celowe jest stosowanie odrębnych wskaźników retencji gruntowej dla obu faz.

Z uwagi na to, że wykładniki potęg b przyjmują zawsze wartości większe od jedności, funkcje są wypukłe w stronę osi retencji. Oznacza to, że przy niskich stanach wody gruntowej potrzebne są duże zmiany retencji całkowitej, aby wywołać niewielkie zmiany stanu wody gruntowej. Przy obliczaniu stanów retencji gruntowej nie można zatem posługiwać się stałym, niezależnym od położenia zwierciadła wody, współczynnikiem retencji gruntowej. Zauważyć można, że odwrotność pochodnej funkcji (potęgowej) względem osi retencji całkowitej odpowiada współczynnikowi odpływowej retencji gruntowej w ujęciu Dębskiego. Różnica polega na tym, że współczynnik Dębskiego ma wartość stałą niezależnie od stanów wody gruntowej, natomiast wartość pochodnej ulega zmianie wraz ze zmianami położenia zwierciadła wody gruntowej — ma więc ona charakter wskaźnika. Wskaźnik ten autor proponuje nazwać „wskaźnikiem niedosytu”. Istnieje wprawdzie „wskaźnik odsączalności” wprowadzony przez Wilka i Szwabowicz (1965), który odpowiada podobnemu zjawisku, jednakże słowo *odsączalność* sugeruje ubytki wody gruntowej, podczas gdy w bilansie wodnym równie ważne są przyrosty retencji strefy saturacji.

Bilans wodny obliczony zmodyfikowaną metodą Wundta

Wobec wprowadzenia nowego pojęcia — wskaźnika niedosytu, celowe jest ułożenie modelu bilansu wodnego, w którym zmienność tego wskaźnika niedosytu znalazłaby właściwe odzwierciedlenie. W tym celu posłużono się schematem bilansowym Wundta, jednakże zmienność zasobów strefy aeracji i saturacji obliczono w całkowicie odmienny sposób (tab. 22 oraz fig. 5a, c).

Tabela (Table) 22

Bilans wodny zlewni Liwca zmodyfikowaną metodą Wundta (mm)
Water balance of the Liwiec river basin after modified Wundt's method (mm)

Nr		XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	
1	O	38	49	39	40	30	32	42	72	91	63	45	36	577
2	H	11	10	10	17	15	19	5	4	6	5	5	9	116
3	V	11	10	10	10	22	42	66	80	84	70	36	20	461
4	O - V - H	16	29	19	13	-7	-29	-29	-12	1	-12	4	7	0
5	$\Sigma /O-V-H/$	16	45	64	77	70	41	12	0	1	-11	-7	0	$\Delta = 88$
6	W^2	789	876	932	1085	1153	1220	1099	981	930	796	745	784	$\Delta = 475$
7	$R/w/ = R_n$	111	128	138	165	177	188	168	147	138	112	101	110	$\Delta = 87$
8	$\Sigma \Delta R/w/$	1	18	28	55	67	78	58	37	28	2	-9	0	$\Delta = 87$
9	$\bar{L} = \Sigma /O-V-H/ - \Sigma \Delta R/w/$	15	27	36	22	3	-37	-46	-37	-27	-13	2	0	$\Delta = 82$

* Ponad minimalnym stanem w 10-leciu.

Above the minimum level in 10-year period.

Wskaźniki w pierwszych pięciu wierszach tabeli 22 w niczym nie odbiegają od wskaźników klasycznej wersji metody. W wierszu 6 natomiast wpisano stany wody gruntowej nie względem średniego stanu na koniec października, ale względem najniższego stanu wody gruntowej, jaki zanotowano w bilansowanym 10-leciu. Biorąc za podstawę wartości z wiersza 6, obliczono za pomocą równania 21 stany retencji, które przyrównano do retencji strefy saturacji i wpisano do wiersza 7. Następny wiersz (8) ujmuje tę samą retencję względem przyjętego za porównawczy stanu z października. Porównanie w poszczególnych miesiącach wartości z wierszy 5 i 8 wykazuje ich znaczne różnice. Różnice te powstały na skutek zmian zasobów wodnych strefy aeracji. Obliczono je zatem odejmując wartości z wiersza 8 od odpowiadających im wartości z wiersza 5. Wynik tego działania, czyli wahania zasobów wodnych strefy aeracji względem ich stanu z października, wpisano do ostatniego (9) wiersza tabeli bilansowej. Należy zwrócić uwagę, że nie są one bezwzględными wartościami zasobów wodnych w strefie aeracji. Nie wiadomo, jak duże zasoby wodne znajdują się w strefie aeracji pod koniec października, wiadomo jedynie, jak wielkie są ich bezwzględne zmiany w ciągu roku. Jest również ważne, że zmiany te dotyczą całej strefy aeracji od powierzchni terenu do zwierciadła wody gruntowej, nie zaś jak w klasycznym bilansie wodnym Wundta tylko strefy wiecznej aeracji

siegającej od powierzchni terenu do górnej granicy strefy wahań zwierciadła wód gruntowych.

Tak więc, dzięki uchwyceniu krzywoliniowej zależności pomiędzy retencją całkowitą a retencją strefy saturacji, zostały usunięte trzy podstawowe, zdaniem autora, wady bilansu Wundta, a mianowicie założenie stałej wilgotności strefy wahań zwierciadła wody, nieuwzględnianie w obliczeniach zmian zasobów strefy aeracji, wynikłych na skutek wahań miąższości strefy aeracji w czasie, oraz subiektywność w wyznaczaniu stałej *c*.

DWULETNI BILANS SPRAWDZAJĄCY

Wprowadzenie i metoda badań

Wadą sporządzania bilansów wodnych lat minionych jest operowanie danymi z badań już wykonanych bądź już opublikowanych, bądź znajdujących się w archiwach. Niemożliwe jest w takich przypadkach założenie nowych punktów obserwacyjnych, czy też przeprowadzenie innych niestandardowych badań, jak np. uznanych przez autora za konieczne w jego przypadku pomiaru wilgotności gruntu w strefie aeracji. Dlatego też autor założył sieć punktów pomiarowych wilgotności gruntu, a rezultaty pomiarów wykorzystał zestawiając 2-letni bilans kontrolowany, którego głównym zadaniem było sprawdzenie słuszności proponowanej modyfikacji metody Wundta.

Znane są i stosowane rozliczne urządzenia neutronowe lub elektryczne dokonujące na miejscu w terenie pomiaru wilgotności gruntu. Nie dysponując jednak żadnym z takich urządzeń, autor zmuszony był pozostać przy tradycyjnej metodzie wykonania otworu sondą wiertniczą, pobierania z niego próbek, aby następnie w laboratorium określać ich wilgotność. Badania prowadzono w 18 punktach na terenie zlewni Liwca (por. fig. 1). Dziesięć z nich zlokalizowano w najbliższym sąsiedztwie stacji PIHM aktualnie mierzących poziom wód gruntowych, a trzy dalsze przy zlikwidowanych pod koniec lat 60-tych stacjach PIHM. Ostatnie pięć usytuowano w pobliżu studzien gospodarskich, zbudowanych w różnych litologicznie utworach, tak by w każdym wydzielonym tutaj ogniwie litostratygraficznym znajdował się co najmniej jeden punkt pomiarowy.

Do dalszych obliczeń bilansowych wzięto pod uwagę dane z trzynastu punktów pomiarowych. Z pięciu pozostałych trzy usytuowane były w utworach gliniastych, a w dwóch następnych przypadkach okazało się, że studnie pomiarowe PIHM czerpią wodę z drugiego od góry poziomu wodonośnego.

Z uwagi na szczupłość środków finansowych badania prowadzono tylko w trzech terminach rocznie. Przyjęto je: na początek listopada, jako początek roku hydrologicznego, na maj, jako początek półrocza letniego, oraz na koniec lipca, kiedy to spodziewano się największego przesuszenia strefy aeracji. Sondy wiercono w bezpośredniej odległości od studni (praktycznie 1—3 m), a próbki pobierano co 30 cm z pierwszego metra od powierzchni terenu, a dalej co 50 cm. Z każdej głębokości pobierano trzy próbki: jedną o strukturze nienaruszonej i dwie próbki na wilgotność.

Materiały podstawowe

Oprócz wymienionych w poprzednim punkcie danych, dotyczących wilgotności strefy aeracji, przy zestawianiu bilansu wodnego zlewni Liwca za lata 1968 i 1969 posłużono się jeszcze nie publikowanymi wynikami pomiarów prowadzonych przez PIHM. Metody obliczeń poszczególnych parametrów bilansowych były analogiczne, jak przy zestawianiu bilansu 10-letniego. Wyjątek stanowią obliczenia wskaźników opadów, do określenia których uwzględniono większą ilość punktów pomiarowych (por. fig. 1).

Teoretyczne wskaźniki opadów, zestawione w drugim wierszu tabeli 23, określono stosując w odniesieniu do opadów stałych współczynnik 0,435, obliczony na podstawie bilansu 10-letniego.

Pozostałe składniki bilansu wodnego, a więc parowanie terenowe, wskaźniki odpływu, oraz średnie w zlewni na koniec miesiąca stany wód gruntowych ujmuje również tabela 23.

Tabela (Table) 23

Bilans wodny lat 1968—1969 (mm)
Water balance in years 1968—1969 (mm)

		XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI-IV	V-X	Rok - Year	2 lata - 2 years
1968	P	43	65	64	24	32	36	80	69	59	24	80	57	264	369	633	
	O	43	70	83	28	32	36	80	69	59	24	80	57	292	369	661	
	V	13	9	7	13	26	47	66	79	72	71	42	18	115	348	463	
	H	6	13	17	23	28	13	11	7	4	3	3	7	100	35	135	
	O-V-H	24	48	59	-8	-22	-24	3	-17	-17	-50	35	32	77	-14	65	
	$\Sigma /O-V-H/$	24	72	131	123	101	77	80	63	46	-4	31	63				
	/A/	238	209	176	152	127	152	152	173	208	230	232	221				
	W^x	44	73	106	130	155	130	130	109	74	52	50	61				
$\Sigma /O-V-H/+26$	50	98	157	149	127	103	106	89	72	22	57	89					
1969	P	36	15	19	28	25	39	66	41	41	65	13	17	162	243	405	1038
	O	40	27	22	41	32	43	66	41	41	65	13	17	205	243	448	1109
	V	11	8	7	9	17	41	73	77	69	64	46	24	93	353	446	909
	H	8	6	4	4	14	30	9	5	3	2	2	4	66	25	91	226
	O-V-H	21	13	11	28	1	-28	-16	-41	-31	-1	-35	-11	46	-155	-89	-26
	$\Sigma /O-V-H/$	84	97	108	136	137	109	93	52	21	20	-15	-26				
	/A/	214	225	240	249	236	174	188	211	239	267	268	282				
	W^x	68	57	42	33	46	108	94	71	43	15	14	0				
$\Sigma /O-V-H/+26$	110	123	134	162	163	135	119	86	47	46	11	0					

(A) Głębokość zwierciadła wody (Depth of the water table)

* Względem stanu najniższego (Compared to the lowest level); pomiar w cm (measured in cm).

Bilans wodny z uwzględnieniem mierzonych zmian zasobów strefy aeracji (sprawdzenie słuszności modyfikacji metody Wundta)

Bilans ten obliczono w siedmiu terminach, których dokładne daty pokrywają się z dniem każdorazowego zakończenia badań terenowych. Z przyczyn technicznych, granice tych sześciu przedziałów nie przypadają na ostatnie dni miesiąca. W związku z powyższym, sumując we wzmiankowanych przedziałach wskaźniki z tabeli 23, w miesiącach niepełnych dzielono wartości wskaźników proporcjonalnie do ilości dni (tab. 24; fig. 12A).

W tabeli 24 sześć pierwszych wierszy nie wymaga wyjaśnień. W wierszach 7 i 8 umieszczono wielkości zapasów wody w gruncie od powierzchni terenu do poziomu odniesienia, którym w każdej ze studzien była najniższa ze wszystkich siedmiu pomiarów głębokość zwierciadła wody podziemnej. Przedział ten zatem obejmuje z reguły zarówno strefę aeracji jak i saturacji. Wiersz 7 odpowiada wartościom określonym na podstawie 7 punktów pomiarowych zlokalizowanych przy studniach branych pod uwagę przy obliczaniu bilansu 10-letniego, a wiersz 8 na podstawie wszystkich 13 punktów pomiarowych. Oba ostatnie wiersze ujmują więc dane, które są końcowym, ilościowym wynikiem 2-letnich badań terenowych.

W dwa następne wiersze wpisano różnice w zapasie retencji gruntowej pomiędzy wartościami zmierzonymi w poszczególnych terminach. Wartości te są potrzebne do obliczenia strat bilansowych, określonych z wyrażenia $O - H - Rg$ (wiersz 11 i 12 tab. 24; fig. 12B).

Wielkości retencji gruntowej w rozbięciu na strefy saturacji i aeracji ujmuje tabela 25 oraz fig. 13A. W odniesieniu do strefy aeracji nie są to jednak dane wystarczające, ponieważ zależne są one zarówno od wysokości strefy aeracji, jak też

Tabela (Table) 24

Bilans wodny lat 1968—1969 z uwzględnieniem pomiarów retencji gruntowej (mm)
Water balance in years 1968—1969 comprising measurements of ground retention (mm)

	1	2	3	4	5	6	7	1-4	4-7	1-7
	18.XI.67	7.V.68	21.VII.68	5.XI.68	13.V.69	17.VII.69	22.XI.69	1968	1969	1968-1969
1 P		255	151	195	185	117	139	601	441	1042
2 O		283	151	195	228	117	139	629	484	1113
3 V		123	178	157	120	158	178	458	456	914
4 H		99	18	16	70	10	13	133	97	226
5 O-V-H		61	-45	22	38	-51	-52	38	-65	-27
6 Σ /O-V-H/		61	16	38	75	25	-27			
7 Rg /7 studzien-wells/	545	713	584	561	665	531	462			
8 Rg /13 studzien-wells/	540	702	553	535	656	517	457			
9 ΔRg /7 studzien-wells/		167	-129	-23	104	-134	-69	15	-99	-84
10 ΔRg /13 studzien-wells/		152	-144	-23	121	-139	-60	-5	-78	-83
11 Str /7 studzien-wells/ = O-H- ΔRg		17	262	202	54	241	195	481	490	971
12 Str /13 studzien-wells/ = O-H- ΔRg		22	277	202	37	246	186	501	469	970

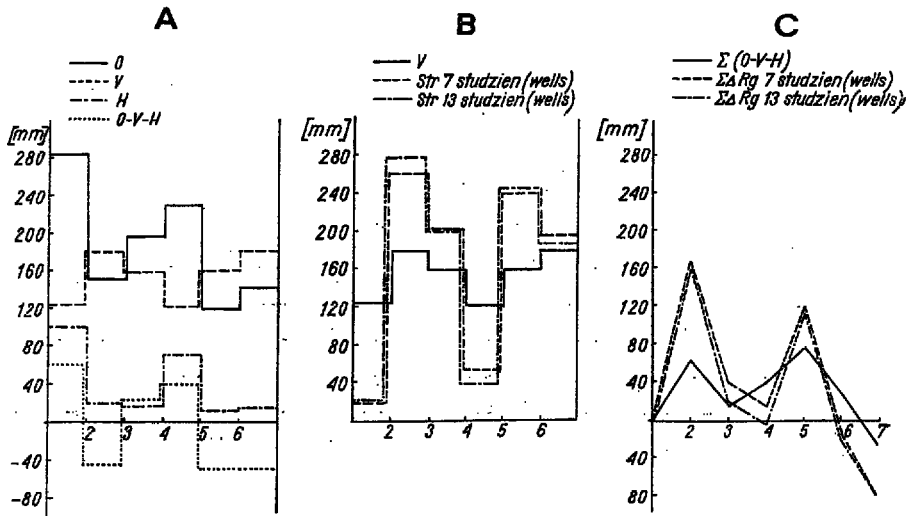


Fig. 12

Parametry bilansu 2-letniego z uwzględnieniem zmian retencji strefy aeracji
 A, B, C dokładniejsze objaśnienia w tekście

Parameters of 2-year balance comprising changes in retention of the aeration zone
 A, B, C detailed explanation in the Polish text

Tabela (Table) 25

Retencja strefy aeracji, saturacji i gruntowa całkowita (mm)

Retention of aeration and saturation zones, as well as whole ground retention (mm)

		1 18.XI.67	2 7.V.68	3 21.VII.68	4 5.XI.68	5 13.V.69	6 17.VIII.69	7 22.XI.69
W 7 studniach-wells	Ra	378	275	347	357	369	365	448
	Ra	168	438	237	204	296	166	14
	Rg	546	713	584	561	665	531	462
	Δ Ra		-103	72	10	12	- 4	83
	Δ Ra		270	-201	- 33	92	-130	-152
	Δ Rg		157	-129	- 23	104	-134	- 69
	Σ Δ Ra		-103	- 31	- 21	- 9	- 13	70
Σ Δ Ra		270	69	36	128	- 2	-154	
Σ Δ Rg		167	38	15	119	- 15	- 84	
W 13 studniach-wells	Ra	358	264	350	331	353	355	450
	Ra	182	438	208	204	303	162	7
	Rg	540	702	358	535	656	517	457
	Δ Ra		- 74	86	- 19	22	2	95
	Δ Ra		256	-230	- 4	99	-141	-155
	Δ Rg		162	-144	- 23	121	-139	- 60
	Σ Δ Ra		- 74	- 8	- 27	- 5	- 3	92
Σ Δ Ra		256	26	22	121	- 20	-175	
Σ Δ Rg		162	18	- 5	116	- 23	- 83	

Tabela (Table) 26

Stany wody podziemnej (w mm) oraz średnie wilgotności strefy aeracji (% objętościowe)

Ground water levels (in mm) and average moisture content in the aeration zone (volume %)

		1 18.XI.67	2 7.V.68	3 21.VII.68	4 5.XI.68	5 13.V.69	6 17.VII.69	7 22.XI.69
7 studzien - wells	W I	0	790	190	90	400	- 20	-490
	W II	490	1280	680	580	890	470	0
	W III %	15,8	17,2	15,6	15,5	18,5	15,1	15,6
15 studzien wells	W I	0	720	70	50	350	- 60	-510
	W II	510	1230	580	560	860	450	0
	W III %	16,4	18,1	16,6	15,5	19,3	15,8	16,7

* Względem stanu z pierwszego terminu (Compared to the level in the first notice).

** Względem stanu najniższego (Compared to the lowest level).

*** Średnia ponad zwierciadłem wody podziemnej (Average above groundwater table).

i od jej wilgotności. Te ostatnie, średnie w całej strefie w poszczególnych terminach, zestawiono w tabeli 26 oraz fig. 13B. Pomierzone wartości retencji gruntowej w pierwszym od powierzchni metrze profilu pionowego utworów piaszczystych i gliniastych zebrano w tabeli 27 (fig. 13C).

Analiza wyżej wymienionych danych liczbowych prowadzi do następujących stwierdzeń:

1. Dwuletnie straty wyliczone z bilansu przewyższają o 6,3% parowanie tego okresu wyliczone metodą Konstantinova (tab. 24, fig. 12B).

Tabela (Table) 27

Retencja gruntowa metrowej warstwy gruntu (mm)
Groundwater retention of the first meter of ground (mm)

	1 18.XI.67	2 7.V.68	3 21.VII.68	4 5.XI.68	5 13.V.69	6 17.VII.69	7 22.XI.69
Re ₁ /7 stud.-wells/	124	173	91	123	144	96	110
Re ₁ /13 stud.-wells/	123	186	96	119	162	108	117
Re ₁ /3 stud.w glinach-wells in tills/	160	297	126	169	255	153	169
Re ₁ /7 stud.-wells/		49	-82	32	21	-48	14
Re ₁ /13 stud.-wells/		63	-90	23	43	-54	9
Re ₁ /3 stud.w glinach-wells in tills/		137	-171	43	86	-102	16
Re ₁ /7 stud.-wells/		49	-33	- 1	20	-28	-14
Re ₁ /13 stud.-wells/		63	-27	- 4	39	-15	- 6
Re ₂ /3 stud.w glinach-wells in tills/		137	-34	9	95	- 7	9

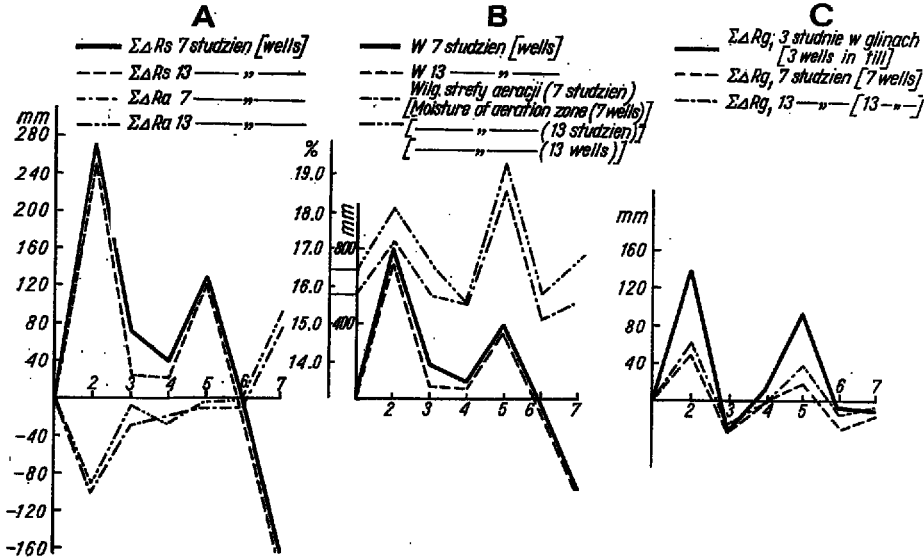


Fig. 13

Mierzona retencja strefy aeracji i saturacji w bilansie 2-letnim

A, B, C dokładniejsze objaśnienia w tekście

Measured retention of aeration and saturation zones in 2-year water balance

A, B, C detailed explanation in the Polish text

2. Wartości wzmiankowanego wyżej przewyższenia w poszczególnych latach są różne, jednak zawsze mają ten sam kierunek (fig. 12B).

3. Sezonowe wielkości strat są bardziej zróżnicowane niż analogiczne zmiany parowania terenowego. Straty okresu letniego znacznie przewyższają parowanie tego okresu, natomiast w półroczu zimowym sytuacja jest odwrotna (fig. 12B).

4. Wyższym stratom, jak również parowaniu (fig. 12B), towarzyszą wyższe początkowe stany wody podziemnej, wilgotności strefy aeracji (fig. 13B) oraz zasobów wody w pierwszym metrze od powierzchni terenu (fig. 13C).

5. Wykresy średnich strat w zlewni (fig. 12B), wielkości retencji (fig. 12C), retencji strefy saturacji i aeracji (fig. 13A) oraz wilgotności tej ostatniej (fig. 13B), obliczonych na podstawie pomiarów w 7 i 13 punktach, mają w poszczególnych parach bardzo podobny przebieg.

6. Amplituda zmian stanów retencji całkowitej $\Sigma (O - V - H)$ jest prawie 2,5 raza mniejsza od amplitudy zmian retencji gruntowej (fig. 12C).

7. Pewna symetryczność zmian retencji strefy saturacji i aeracji względem osi czasu (fig. 13A) jest spowodowana zmniejszeniem się wysokości strefy aeracji przy wysokich stanach wody gruntowej, nie zaś zmniejszeniem się jednostkowych zasobów strefy aeracji, które jak wskazuje wykres (fig. 13B) rosną wraz ze wzrostem stanu wód gruntowych.

8. Zasoby wodne w pierwszym metrze profilu pionowego w utworach gliniastych podlegają większym zmianom niż podobne zasoby w utworach piaszczystych, jednak kierunek tych zmian jest z reguły jednaki (fig. 13C).

9. Zmiany całkowitej retencji gruntowej (fig. 12C) i zasobów wodnych pierwszego metra profilu gruntowego (fig. 13C) są z wyjątkiem okresów lipiec—listopad zgodne co do kierunku w swym przebiegu.

Okres 2-letniego bilansu wodnego opartego na pomiarach wilgotności jest okresem za krótkim, by budować na jego podstawie daleko idące wnioski i uogólnienia. Niestety nie wszystkie z wymienionych wyżej stwierdzeń dają się poprawnie wyjaśnić i zinterpretować, jednakże niektóre z nich mają swoją zdecydowaną wymowę.

Zawyżenie strat względem parowania tylko o 6,3% jest wielkością tak małą, że mieści się w granicach błędów zarówno metody Konstantinowa, jak też i metody określania zasobów wodnych. Poważniejszą wątpliwość budzi porównanie rozkładu tych obu wartości. Straty okresu maj—lipiec w obu bilansowanych latach dwukrotnie przewyższają opady, a blisko półtora raza parowanie w tym okresie. Dodatkowo, chociaż i tak niskie, wartości strat okresów zimowych otrzymano jedynie dzięki poprawieniu wielkości opadów stałych. Jest to zatem jeszcze jeden argument przemawiający za słusznością tezy o bardzo dużym zanizeniu pomiarów opadów stałych. Nie wyjaśnia on jednak zagadnienia różnic w wielkościach parowania i strat.

Pewna współzależność strat i parowania ze stanami wody podziemnej, wilgotnościami i retencją pierwszego metra gruntu przypomina raz jeszcze, że duże nawilgocenie wierzchniej warstwy gruntu zdecydowanie sprzyja zwiększeniu parowania terenowego.

Zaskakuje współbieżność zmian w większości parametrów obliczanych na podstawie pomiarów z 7 i 13 studzien. Największe różnice notowane są w przypadku obliczeń średniego w zlewni poziomym wody gruntowej. Dowodzi to, że zróżnicowanie wielkości retencji gruntowej na terenie całej zlewni jest mniejsze i mniej zależy od litologii obszaru dobrze przepuszczalnego niż stany zwierciadła wody. Dowodzi to zatem, że strefa aeracji tego obszaru spełnia rolę buforu, który zapobiega w pewnych rejonach zlewni szybkim zmianom poziomym wód gruntowych, nie wpływając jednak znacznie na wielkość infiltracji opadów atmosferycznych.

Porównanie zmian zasobów strefy gliniastej z piaszczystą przeprowadzono tylko na przykładzie zmian zachodzących w pierwszym metrze od powierzchni terenu. Blisko dwukrotnie większą amplitudę zmian tych zasobów w strefie utworów gliniastych należy przypisać ich większej pojemności wodnej.

Przedstawione wyniki 2-letniego bilansu wodnego zlewni Liwca doprowadzają do wniosku, że retencja pierwszego metra profilu glebowego nie jest lepszym wskaźnikiem retencji całkowitej niż stany wody grunto-

wej (Somorowski, 1967a, b, dochodzi do przeciwnych wniosków). Wskazane jest przy tym nadmienić, że do określenia tych ostatnich nie potrzeba prowadzić dodatkowych niestandardowych badań w postaci pomiaru wilgotności.

Rozważania nad bilansem normalnym zostały uwieńczone ułożeniem modelu bilansu normalnego, w którym przy określaniu retencji gruntowej wykorzystano wskaźnik niedosytu. W bilansie normalnym jednak, okresy ubytków lub przyrostów retencji obliczone są jako średnie z wielu lat obserwacji, chociaż należy pamiętać, że w poszczególnych latach, w analogicznych przedziałach roku kalendarzowego zwierciadło wody gruntowej mogło zarówno opadać, jak też podnosić się. Dlatego stosowanie w tym przypadku oddzielnych krzywych dla fazy ubytków i przyrostów retencji miało się z celem. W obliczeniach bilansu normalnego posłużono się zatem równaniem krzywej wyliczonym ze wszystkich pomiarów.

Inaczej wygląda problem bilansu 2-letniego, traktowanego jako bilans surowy pojedynczych lat kalendarzowych z konkretnymi okresami ubytków i przyrostów retencji. Tutaj obliczenia retencji gruntowej wymagają zastosowania odrębnych krzywych regresji, w fazie ubytków retencji — krzywej o równaniu 22, natomiast w fazie przyrostów retencji — krzywej według równania 23. Końcowe rezultaty obliczeń, a więc wahania zasobów wody w strefie saturacji i aeracji względem ich stanów z 18. XI 1967 r., obliczone na podstawie krzywych regresji, wpisane są w wiersze 5 i 8 (tabela 28 oraz fig. 14). Ich wyraźna współbieżność z wynikami osiągniętymi na podstawie pomiarów wilgotności (wiersze 3 i 7) wskazują na prawidłowość sposobu obliczania retencji gruntowej i właściwą interpretację krzywych regresji.

Tabela (Table) 28

Mierzone i wyliczone zmiany retencji strefy saturacji i aeracji (mm)
Measured and computed changes of retention in the aeration and saturation zones (mm)

		1	2	3	4	5	6	7
		18.XI.1967	7.V.1968	21.VII.1968	5.XI.1968	13.V.1969	17.VII.1969	22.XI.69
1	$\Sigma /O-V-H/$	0	61	16	38	76	25	- 27
2	R_s /pomiarowy - measurements/	168	438	237	204	296	166	14
3	$\Sigma \Delta R_s$	0	270	69	36	128	- 2	-154
4	$R/w = R_s /s$ równań 22,23 - from equations 22,23/	71	225	130	104	165	92	
5	$\Sigma \Delta R/w/$	0	144	59	33	94	21	
6	R_a /pomiarowy - measurements/	378	275	347	357	369	365	448
7	$\Sigma \Delta R_a$	0	-103	-31	-21	- 9	-13	70
8	$L = \Sigma /O-V-H/ -$ $-\Sigma \Delta R/w/$	0	- 83	-43	5	-18	4	

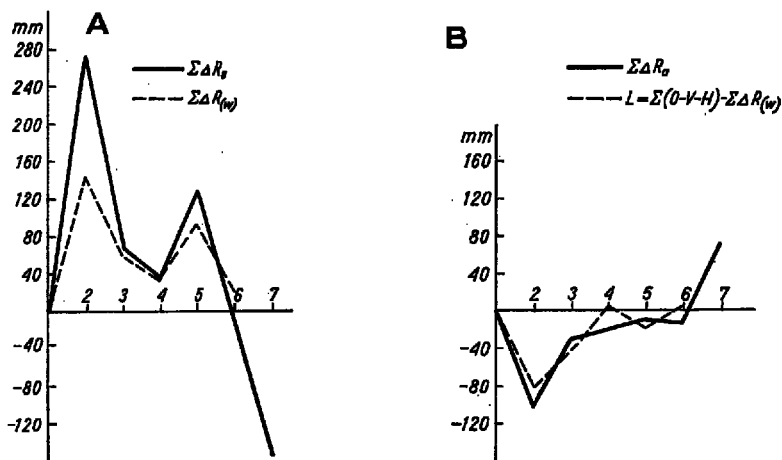


Fig. 14

Mierzone i wyliczone zmiany retencji strefy saturacji i aeracji

A, B dokładniejsze objaśnienia w tekście

Measured and computed changes of retention in the saturation and aeration zones

A, B detailed explanation in the Polish text

Należy wziąć pod uwagę, że wyżej opisany sposób obliczania zmian retencji strefy aeracji w bilansach surowych, z uwagi na tylko siedmiokrotne jej skontrolowanie pomiarami wilgotności, nie pretenduje do rangi metody. Sposób ten jest jeszcze niedoskonały, co szczególnie jaskrawo uwidoczniło się w ostatnim, siódmym terminie obserwacji, kiedy to nie udało się z równania regresji wyznaczyć retencji strefy saturacji, a w związku z tym i retencji strefy aeracji. Zapewne większa ilość pomiarów kontrolnych wilgotności, jak również pewne zmiany w przyjęciu początku układu współrzędnych (zmiana wielkości wyrazu wolnego) pozwolą w przyszłości na usunięcie tych niedociągnięć, jak również być może na określenie bezwzględnej wartości retencji strefy aeracji, a nie tylko zmian tej retencji.

Wymaga podkreślenia, że przytoczone w tym punkcie rezultaty obliczeń potwierdzają słuszność założeń przyjętych przy zestawianiu bilansu zmodyfikowaną metodą Wundta oraz wyznaczają drogę, którą zdaniem autora należy w badaniach postępować, aby uniknąć przy rozwiązywaniu zagadnień bilansowych, bardzo kłopotliwych stacjonarnych pomiarów wilgotności gruntu.

WNIOSKI

W utworach czwartorzędowych zlewni Liwca istnieją cztery główne poziomy wodonośne. Są one w zasadzie odizolowane od wód głębszych horyzontów wodonośnych, a ich obszarem zbiorczym jest pradolina Liwca.

Pierwszy od góry poziom wodonośny jest zasilany infiltracyjnie przez opady atmosferyczne, sam zaś również infiltracyjnie zasila poziom drugi. Poziomy trzeci i czwarty nie są prawdopodobnie związane z wodami powierzchniowymi zlewni Liwca.

Równanie bilansu wodnego zlewni Liwca według schematu $O = V + H$ przyjmuje następujące wartości liczbowe: $577 = 461 + 116$.

Według obliczeń parowania terenowego metodą Konstantinova, pomiary opadów atmosferycznych, prowadzonych przez PIHM w zlewni Liwca, są zaniżone średnio o 43 mm rocznie, czyli o około 8%. Zaniżenie to usunięto poprzez skorygowanie pomiarów opadów stałych (pierwotnie 99 mm rocznie), które podwyższono o 43%.

Słuszność podwyższenia opadów stałych została następnie potwierdzona poprzez:

- wyniki obliczenia bilansu metodą Dębskiego,
- parowanie obliczone w 2-letnim bilansie kontrolowanym pomiarami wilgotności strefy aeracji,
- wyższe współczynniki korelacji pomiędzy stanami wody gruntowej i retencji określonej na podstawie opadów teoretycznych, niż retencji określonej na podstawie opadów pierwotnych.

W zlewni Liwca ogólną zależność retencji całkowitej i stanów wody gruntowej najlepiej przybliża funkcja: $W = 0,486 R^{1,418} + 405,184$. W poszczególnych fazach parametry funkcji przyjmują nieco inne wartości. Równania ich przedstawiają się następująco: $W = 1,177 R^{1,277} + 248,584$ — w fazie ubytków oraz $W = 0,121 R^{1,596} + 540,178$ — w fazie przyrostów.

Wyraźnie większe od jedności wartości wykładników potęg wyginają krzywą wypukłością w stronę osi retencji całkowitej, co oznacza, że w zlewni Liwca przy niskich stanach wody gruntowej potrzebne są duże zmiany retencji całkowitej, aby wywołać niewielkie zmiany stanów wody gruntowej i na odwrót.

Krzywa regresji mniej stroma w fazie przyrostów retencji niż w fazie jej ubytków wskazuje, że ilość wody odsączająca się bądź odpływająca z gruntu jest mniejsza od ilości wody potrzebnej do jego ponownego nawodnienia.

W świetle wyników 2-letniego bilansu wodnego zlewni Liwca, kontrolowanego siedmiokrotnie pomiarami wilgotnościowymi, wydaje się, że zasoby wodne pierwszego metra profilu glebowego nie są lepszym wskaźnikiem retencji całkowitej niż stany wód gruntowych.

Przy określaniu retencji strefy saturacji nie uznaje się za wskaźnikowe dane uzyskane ze studzien usytuowanych w glinach, jako że studnie takie nie są zasilane bezpośrednio przez infiltrację opadów atmosferycznych, a współczynniki wodoprzepuszczalności utworów glinias-

tych są co najmniej stokrotnie niższe od podobnych im w sferie przepuszczalnej.

Z uwagi na małą ilość spostrzeżeń o stanach retencji całkowitej i stanach wody gruntowej w zlewni, metoda Rosłońskiego oparta na rocznych przedziałach czasowych może prowadzić do wypaczenia określonej zależności, jaka istnieje pomiędzy stanami retencji całkowitej i wodą podziemną.

Z uwagi na nieznaną najniższego stanu retencji oraz wody gruntowej w zlewni rzecznej, wszelkie funkcje, którymi przybliża się zależność wyżej wymienionych parametrów, powinny zawierać w swojej postaci wyraz wolny, o wartości wyznaczanej na równi z pozostałymi parametrami funkcji.

W celu umożliwienia porównania w różnych zlewniach zależności pomiędzy retencją całkowitą i retencją strefy saturacji, równanie krzywej regresji powinno mieć postać umożliwiającą „przeгинanie” się krzywej, w zależności od typu zlewni, w stronę osi retencji całkowitej lub retencji gruntowej. Taką krzywą jest krzywa potęgowa o ogólnym równaniu: $y = ax^b + c$.

Wyraźnie różne od jedności wykładniki potęg, a w związku z tym znaczne wygięcia krzywych regresji, świadczą, że przy obliczaniu stanów retencji gruntowej nie można posługiwać się stałym, niezależnym od położenia zwierciadła wody współczynnikiem retencji gruntowej. Tę zmienną wartość proponuje się nazywać „wskaźnikiem niedosytu”.

Określone w metodzie Wundta zmiany zasobów wodnych w strefie aeracji dotyczą tylko strefy gruntu, która nigdy nie podlega całkowitemu nasyceniu wodą, natomiast w strefie wahań zwierciadła wody Wundt zakłada stałą, niezmienną w czasie wilgotność.

Wprowadzona przez autora modyfikacja metody Wundta polega na odmiennym, niż w klasycznej jej postaci, obliczaniu retencji strefy saturacji. Oblicza się ją mianowicie w oparciu o uprzednio określoną funkcyjną zależność pomiędzy retencją całkowitą a retencją strefy saturacji ($W = 0,486 R^{1,418} + 405,184$).

Wyliczone w zmodyfikowanej metodzie Wundta zmiany retencji strefy aeracji dotyczą całej strefy aeracji, od powierzchni terenu do zwierciadła wody gruntowej.

Współbieżność zmian zasobów wodnych zmierzonych i obliczonych, w strefie saturacji, a zwłaszcza w strefie aeracji wskazuje na prawidłowość obliczenia retencji obu stref w zmodyfikowanym bilansie Wundta oraz wskazuje drogę rozwoju metod bilansowania z uniknięciem kłopotliwych stacjonarnych pomiarów wilgotności gruntu.

Do obliczenia retencji strefy saturacji jako składnika bilansu wodnego średniej wielkości zlewni, w której główną rolę w budowie geologicznej odgrywają osady czwartorzędowe, najlepiej — zdaniem autora — nadaje się zmodyfikowana metoda Wundta. Wymaga ona istnienia w obrę-

bie bilansowanej zlewni: 1) gęstej sieci punktów o długoletnim, wiarygodnym pomiarze wahań zwierciadła wody gruntowej w studniach o známym profilu geologicznym, 2) licznych stacji opadowych, 3) co najmniej jednej stacji mierzącej prężność pary wodnej i temperaturę, 4) jednego wodowskazu zamykającego zlewnię.

*Zakład Nauk Geologicznych PAN
Warszawa 22, Al. Żwirki i Wigury 93
Warszawa, w grudniu 1971 r.*

LITERATURA CYTOWANA

- BAC S. 1950—1951. Wpływ sposobu pomiaru na oznaczenie wysokości opadu. — *Przegląd Meteorol. i Hydrol.* Warszawa.
- 1961. Szata śnieżna w zlewni źródłowskiej Bobru. — *Zesz. Nauk. Wyższej Szk. Roln. we Wrocławiu.* Wrocław.
- BIALAS Z. & KLECZKOWSKI A. 1970. O przydatności niektórych wzorów empirycznych dla określenia współczynnika filtracji. — *Arch. Hydrotechniki*, vol. 17, no. 3. Warszawa.
- CETNAROWICZ H. 1970. Parowanie terenowe w Polsce w oparciu o analizę składników bilansu wodnego i sieciowe obserwacje elementów klimatu w dziesięciolecie 1951—1960. Praca doktorska, maszynopis, Biblioteka PIHM. Warszawa.
- CHELIŃSKA M. & ZABORSKI B. 1923. Utwory lodowcowe okolic Latowicza (Dépôts glaciaires des environs de Latowicz). — *Przegląd Geogr. (Rev. Pol. Géogr.)*, vol. 4. Warszawa.
- DEBSKI K. 1959. *Hydrologia Kontynentalna*, część II. Warszawa.
- 1960. Szczegółowy bilans wodny rzeki Wieprza w Kośminie jako przykład rozwiązania równań bilansu metodą studzien wybranych (Detailed balance of river Wieprz at Kośmin as an example of balance equation solution by method of chosen wells). — *Rocz-i Nauk Roln. (Polish Agricult. Ann.)*, vol. 74-F, no. 3. Warszawa.
- 1967. Sposób określenia miesięcznej sumy parowania terenowego na zasadzie nomogramu Konstantinowa. — *Prace i Studia Komit. Inż. i Gosp. Wodn.*, vol. 8. Warszawa.
- GAJOWNIK K. 1962. Próba określenia udziału wód podziemnych w bilansie wodnym dorzecza Litwca. Praca magisterska (maszynopis), Katedra Hydrogeologii Uniw. Warsz. Warszawa.
- HUTOROWICZ H. 1958. Badania metodyczne nad rosą (Methodical investigations on dew). — *Rocz-i Nauk Roln. (Polish Agricult. Ann.)*. — vol. 73-F, no. 3. Warszawa.
- 1968. Zjawisko rosy na tle procesów fizycznych przyziemnej warstwy atmosfery. — *Prace i Studia Komit. Gosp. Wodn. i Surow.*, vol. 9. Warszawa.
- JAWORSKI J. 1966. Parowanie terenowe — jego związek z elementami bilansu cieplnego i wodnego. — *Biul. PIHM*, no. 5/6. Warszawa.
- KAULIN V. 1959. O metodach učota zimnich osadkov v Kamennomj Stepi. — *Gidrologia i Meteorologia*, nr 10. Moskwa.
- KICIŃSKI T. 1965. Określenie parowania metodą Konstantinowa (na przykładzie zlewni Iny). — *Prace i Studia Komit. Inż. i Gosp. Wodn.*, vol. 7, no. 2. Warszawa.

- KONSTANTINOV A. P. 1956. Obosnovanie metodyki isparenija po dannym meteorologičeskich stancij. — Trudy GGI, vyp. 54 (108). Moskva.
- 1968. Isparenie v prirode. Gidrometeorologičeskoje Izd. Leningrad.
- LAMBOR J. 1962. Metody Prognoz Hydrologicznych. Wydawn. Komunikacji i Łączności. Warszawa.
- NOWAK J. 1963. Przekrój utworów plejstocenijskich obszaru Wyszkowa (rękopis).
- 1968. Stratygrafia plejstocenu i paleomorfologia północnej części Kotliny Warszawskiej. Archiwum Dokumentacji Źródłowej IG. Warszawa.
- 1969a. Warszawa Wschód (Mapa geologiczna Polski). Warszawa.
- 1969b. Siedlce (Mapa geologiczna Polski). Warszawa.
- 1969c. Rzeźba podłoża i stratygrafia osadów czwartorzędu Wysoczyzny Siedleckiej i obszarów sąsiednich (Relief of substratum and stratigraphy of Quaternary deposits within the Siedlce Upland and adjacent area). — Kwartalnik Geol., t. 13, nr 2. Warszawa.
- PAZDRO Z. 1964. Hydrogeologia Ogólna. Wydawn. Geol. Warszawa.
- RADOMSKI C. 1964a. Rosa i mgła w terenie pagórkowatym. — Zesz. Nauk. Wyższej Szk. Roln. w Olsztynie, vol. 17, no. 1. Olsztyn.
- 1964b. O rozkładzie opadów na pagórkach i jego aspekcie rolniczym — *Ibidem*.
- ROGAŁA S. 1962. Udział wód podziemnych w bilansie wodnym dorzecza Wieprzy. Praca magisterska (maszynopis), Katedra Hydrogeologii Uniw. Warsz. Warszawa.
- ROŚLŃSKI R. 1947. Bilans wodny dorzecza i metoda do jego obliczeń służąca (Bilan du circuit de l'eau du bassin et la méthode de son calcul). — Wiad. Służby Hydrol.-Meteorol. (Bull. Serv. Hydrol. et Météorol.), vol. 1, no. 2. Warszawa.
- SADOWSKI M. 1966. Systematyczne błędy pomiaru opadu i metoda poprawiania wieloletnich wartości opadu. — Biul. PIHM, no. 3. Warszawa.
- SEMIONOV V. & OCHMENKO A. J. 1961. K voprosu učeta tvordych osadkov. — Trudy Kazachsk. Nauč. Issled. Gidrol.-Meteorol. Inst., vyp. 16. Moskva.
- SOMOROWSKI C. 1964. Charakterystyka rozkładu wilgoci w profilach glebowych przy różnych głębokościach wody gruntowej. — Wiad. Inst. Melior. i Użytków Zielonych (News Inst. Agricult. Melior. and Grasslands), vol. 4, no. 4. Warszawa.
- 1967a. Zasoby wody profilu glebowego w bilansie wodnym zlewni rzecznych (Moisture reserves of soil profile in water balance of catchment area). — *Ibidem*, vol. 7, no. 1.
- 1967b. Wskaźniki retencji w bilansie wodnym zlewni rzecznych (Water retention in water balance of river catchment areas). — *Ibidem*.
- STACHY J. 1966. Rozmieszczenie odpływu średniego na obszarze Polski. — Prace PIHM, no. 88. Warszawa.
- STEPHAN W. & STACHY J. 1963. Rzeźba terenu jako parametr funkcji odpływu (Terrain configuration as parameter of the run-off function). — Gospodarka Wodna (Water Management), no. 7. Warszawa.
- STRASZEWSKA K. 1968. Stratygrafia plejstocenu i paleogeomorfologia rejonu dolnego Bugu (Pleistocene stratigraphy and palaeogeomorphology in the Lower Bug region, Central Poland). — Studia Geol. Pol., vol. 23. Warszawa.
- TCHORZEWSKA B. 1966. Zagadnienia bilansu wodnego rzek Nizin Środkowopolskich na przykładzie dorzecza Wilgi. — Dokumentacja Geogr., no. 6. Warszawa.
- THORNTHWAITTE C. W. & MATHER J. R. 1957. Instructions and tables for computing potential evapotranspiration and the water balance. — Publ. Climatology Drexel Inst. Technology, Lab. Climatology, vol. 10, no. 3. Continton.
- WILK Z. & SZWABOWICZ B. 1965. Badania laboratoryjne niektórych własności

hydrogeologicznych piaskowców warstw łaziskich i libiądzkich, karbon górny (Laboratory tests on some physical properties of the Łaziska and Libiąż Beds sandstone, Upper Carboniferous, Upper Silesia Coal Basin). — Zesz. Nauk. AGH (Scientific Bull. Acad. Mining and Metallurgy), nr 81, z. 6. Kraków.

WOJCIECHOWSKI K. 1968. Zagadnienie metody bilansu wodnego Thornthwaite'a i Mathera w zastosowaniu do Polski (The problem of Thornthwaite and Mather's method of water balance in its application to Poland). — Prace Geogr. Inst. Geogr. PAN (Geogr. Studies), nr 68. Warszawa.

WUNDT W. 1953. Gewässerkunde. Berlin — Göttingen — Heidelberg.

ZAŁUSKI M. 1962. Próba określenia udziału wód gruntowych w bilansie wodnym zlewni Świdra. Praca magisterska (maszynopis), Katedra Hydrogeologii Uniw. Warsz. Warszawa.

— 1970. Udział pierwszego poziomu wód podziemnych w bilansie wodnym na przykładzie zlewni Liwca. Praca doktorska (maszynopis), Zakł. Nauk Geol. PAN. Warszawa.

ZAVIALOVA J. P. & PROCHOROV I. I. 1960. Isparenie snega v usloviach severnovo Kazachstana. — Trudy Kazachsk. Nauč.-Issled. Gidrometriologičeskovo Inst., vyp. 15. Alma-Ata.

SUMMARY

ABSTRACT: The interdependence of the groundwater levels W and the retention levels R has been determined by analysing a 10-year normal balance using the correlative calculations. The interdependence is represented by the power function $W = 6.486 R^{1.438} + 405.184$ which has been used in Wundt's balance schema in calculating the saturation zone retention stages. The stages of retention in the saturation and aeration zones thus obtained differed from those resulting from the use of the original version of the method. The water balance composed in that way has been called Wundt's modified balance.

The present paper is methodical in character and its aim is to determine the part played by the underground zone in the total potamological water balance. The choice of the Liwiec drainage basin was suggested by the relatively large number (Fig. 1) of the measurement points of the PIHM (Polish Hydro-Meteorological Survey) used in determining the various parametres needed for calculating the water balance as well as by the fact that the above catchment area is typical in character for the whole Polish Lowland (Figs 2—3).

The pattern of the hydrogeological conditions in the Liwiec drainage basin has been drawn on the basis of archival materials concerning hydrogeological and geological boreholes, also on the writer's field observations. The hydrogeological investigations in this catchment area have resulted in the differentiation of 4 principal aquifers in the Pleistocene and one in the Holocene deposits; the latter is as a rule directly connected with the uppermost Pleistocene aquifer. The two first top aquifers are drained directly by the Liwiec river or its tributaries and fed by precipitation. The other two Pleistocene aquifers, on the other hand, feed the deep alluvia of the Pleistocene valley (*Urstromtal*) of the Liwiec, while their source areas are probably those lying south of the Liwiec drainage basin. Another important conclusion suggested by the geological analysis of the basin here considered is that the above aquifers occur within a trough-like depression. This has an impervious topside built of Pliocene clays, while in its deepest parts occur the

tills of the oldest glaciation laid directly on the sands and silts of the Miocene (Fig. 3). This type of structure has proved most convenient in the speculations concerning the water balance of the first underground water level, since this area may be treated as being, to a certain extent, a closed one.

The work on the water balance may be divided into three stages.

Stage one involves the analysis (Tables 1—17, Figs 4—6) of particular components of the normal balance after Penck-Oppokow's diagram. The writer has based his calculations on the standard measurements of the PIHM. The reliability of these measurements has been discussed along with the advantages and drawbacks of the various methods in the determination of evapotranspiration with the conclusion that the precipitation data had been understated. The originally determined precipitation rates were increased by 8%, i.e. 43 mm, which should be added to the value of snowy precipitation value (Tables 2—4). The next step was to work out the normal balance, and the methods selected for this aim were those basically stressing the importance of groundwater. Three methods were thus used: that of Wundt (Table 12, Fig. 5), of Dębski (Tables 13—16) and of Rosłoński (Table 17). Even disregarding the differences by which these authors define the components of the balance of the above ground zone, all the three methods vary considerably in the mode of determining ground retention. Wundt's and Dębski's balances postulate a linear connection between the groundwater levels and the retention, the commensurability coefficient, indispensable in the calculations being, however, determined by other modes. Rosłoński's approach to this problem differs totally, in that he expresses the interdependence mentioned above by a power curve (Fig. 6). Moreover, all these authors based their conclusions on few data, since their calculations were made at one-year intervals or, in the case of Wundt, by using the mean monthly data from a several-year period. By using Konstantinov's method (Tables 7—8) in calculating evapotranspiration the present paper gives the total retention stages on monthly intervals (Table 19, Fig. 7). Thanks thereto, 120 data have been obtained for the 10-year period here studied. This figure justifies the use of statistics (Tables 20—21), results of which represent stage two of the writer's speculations on the balance. Hence, using the *Odra 1204* computer, the problem of non-linear regression was solved on the $y = ax^b + c$ equation of the power curve where the retention stages are the independent variable and the groundwater levels are the dependent variable. The maximum correlation coefficient 0.812 with the significance of 95% probability has been obtained for one-month retardation of the groundwater levels in relation to the retention stages (Table 21, Fig. 8). The corresponding equation of regression is as follows: $W = 0.486 R^{1.418} + 405.184$. By selecting from the 10-year period of calculations the classes where the retention stages decrease and those where they increase, and subjecting them to an analogous correlative calculation, the equation thus obtained was $W = 1.177 R^{1.277} + 248.584$ in the case of the decreased retention stages, and $W = 0.121 R^{1.098} + 540.178$ in the case of the increased retention stages. Thanks to the exponents of power greater than 1, all the curves are convex towards the retention axis. This convexity is implicit in its meaning, it namely indicates that at low groundwater levels even important changes in total retention cause but slight changes in the groundwater levels. This is a cardinal, though not unique, difference as compared with Rosłoński's curve which is convex towards the groundwater level axis. Moreover, these equations contain constant value not taken into account by Rosłoński. This seemingly negligible difference is, however, of the utmost importance, because it endows the curves with a far greater freedom in that it does not coerce them to transverse the beginning of the system.

The use in Wundt's calculation schema for the retention of the saturation zone of the interdependence, based on the full 10-year period, resulted in values

differing from those obtained by the classical version of the method. In this connection changes occur in the values of water storage of the whole aeration zone. These values express changes in the water storage throughout the aeration zone, from the surface to the water table, not like as in classical version of Wundt's method where they are counted from the surface to the upper range of the oscillation zone of the groundwater table only. Such a calculation mode of the water balance has been termed Wundt's modified method (Table 22, Fig. 5).

As is shown above, Wundt's modified method consists in the difference — as compared with the original method — in calculating the retention of the saturation and aeration zones. It has been confirmed in stage three of the investigations (Tables 23—28, Figs 12—14) concerning the two-year (1968—1969) preliminary water balance draft (Table 23). During these two years, besides groundwater-table test wells controlled by the PIHM, water storage within the saturation and aeration zones has been measured seven times (moisture and porosity measurements). These were followed by theoretical calculations of changes in the storage (Tables 24—27, Figs 12—13) based on power function equations for the loss and gain phases of retention done on the 10-year water balance. When compared, the results were seen to coincide satisfactorily (Table 28, Fig. 14).

*Institute of Geological Sciences
Polish Academy of Sciences
Warszawa 22, Al. Żwirki i Wigury 93
Warsaw, December 1971*
