

DRENAŻ WODY W WARUNKACH LABORATORYJNYCH NA PRZYKŁADZIE WYBRANYCH UTWORÓW KENOZOICZNYCH SUDETÓW I ICH PRZEDPOŁA

Experimental water drainage using selected
Cenozoic deposits from the Sudetes and their Foreland

Stefan KOWALSKI

Instytut Nauk Geologicznych Uniwersytetu Wrocławskiego
ul. Cybulskiego 30, 50-205 Wrocław

SPIS TREŚCI

Streszczenie	1
Wykaz symboli	2
Wstęp	4
Cel i zakres pracy	5
Dotychczasowe badania ruchu wód podziemnych	6
Modele i równania opisujące przepływ wody	7
Charakterystyka środowiska hydrogeologicznego badanych osadów	9
Metoda badań	12
Wyniki badań laboratoryjnych	17
Cechy teksturalne i własności fizyczne badanych osadów	17
Uziarnienie	17
Porowatość całkowita	20
Charakterystyka wód związanych	23
Wody związane w trakcie nasycania próbek	24
Wody związane w trakcie strefowego drenażu	25
Wpływ czynników teksturalnych na zawartość wód związanych	28
Drenaż wody w nasyconym ośrodku skalnym	29
Zjawiska deformacji filtracyjnych w ośrodku porowatym	30
Czynniki teksturalne kształtujące współczynnik wodoprzepuszczalności	35
Porowatość efektywna	37
Regresja drenażu a współczynnik wodoprzepuszczalności	39
Drenaż wody w nienasyconym ośrodku skalnym	40
Zjawiska związane z procesem drenażu	40
Zmiany współczynników wodoprzepuszczalności i odsączalności w drenażu strefowym	41
Zależność współczynników wodoprzepuszczalności i odsączalności od spadku nasycenia ośrodka skalnego	44
Regresja drenażu w warunkach nienasycenia	46
Czynniki teksturalne określające współczynnik odsączalności	49
Zależność między współczynnikami wodoprzepuszczalności i odsączalności	52
Wykorzystanie wyników badań w warunkach polowych	54
Wnioski końcowe	56
Literatura	57
Summary	62

STRESZCZENIE. Przedstawiono wyniki hydrogeologicznych badań próbek pobranych z osadów kenozoicznych dolin śródgórskich Sudetów i obszaru przedsudeckiego z punktu widzenia parametrów hydrogeologicznych i przebiegu drenażu wody. Rozważania rozpoczęto od przedstawienia budowy geologicznej i hydrogeologii badanych obszarów, ze

szczegółową charakterystyką cech teksturalnych osadów przepuszczalnych dla wody. Określono ich skład mineralny, wielkość ziarna, jego obtoczenie i kulistość oraz wysortowanie i zagęszczenie próbek. Z cechami tymi autor powiązał następnie porowatość całkowitą oraz różne odmiany wód związanych, szczególnie adhezyjnych i kapilarnych zawieszonych.

Wykazano ponadto zróżnicowanie zawartości wód kapilarnych w procesach nasycania i drenażu. Zróżnicowanie to było najwyższe w próbkach osadów dolin śródgórkich, najniższe w osadach doliny Małej Panwi w obrębie Jeziora Turawskiego. Jednakże zawartość wód związanych zależna jest w pierwszym rzędzie od wielkości ziarna skalnego. Wykazano, że próbki równomiernie uziarnione o średnicy ziarna d_{10} wyższej od 0,2 mm cechuje zbliżona zawartość wód adhezyjnych oraz brak lub niska zawartość wód kapilarnych zawieszonych.

Powyższe wyniki stanowiły punkt wyjścia zasadniczego celu pracy, to jest analizy przebiegu drenażu w warunkach różnego nasycenia ośrodka skalnego. W warunkach całkowitego nasycenia zbadano wielkość i rodzaje zaburzeń przebiegu drenażu. Z badań wynika między innymi wpływ powietrza gruntowego oraz sufozji mechanicznej na zaburzenia jednorodności ośrodka drenażu. Zjawiska te pozwoliły wyjaśnić istnienie zmian ciśnienia, prędkość przepływu oraz współczynnika wodoprzepuszczalności zmieniających się nieznacznie ze zmianą spadku hydraulicznego. Przedstawiono rolę współczynnika wodoprzepuszczalności w procesie drenażu w zależnościach od poszczególnych cech teksturalnych

próbek badanych osadów. Wykazano między innymi ścisłą zależność współczynników regresji drenażu i wodoprzepuszczalności.

Z badań wynika, że główną przyczyną zaburzającą wartości parametrów opisujących drenaż jest nienasycenie ośrodka skalnego. Wpływa na to głównie przerwanie ciągłości drenażu oraz zmiana w czasie zawartości wód kapilarnych zawieszonych. Ze zmianą stopnia nasycenia osadów obniża się bardzo wyraźnie współczynnik wodoprzepuszczalności, wzrasta natomiast współczynnik odsączalności grawitacyjnej. Z badań autora wynika, że warunkiem zachowania ciągłości przepływu drenującego jest utrzymanie stopnia nasycenia ośrodka skalnego wyższego od około 0,8.

Rezultaty rozważań, przedstawionych na kilkudziesięciu wykresach, prowadzą do wniosku, że każdy przepływ drenujący zależy od zespołu cech teksturalnych oraz deformacji ośrodka drenażu w trakcie przepływu wody. W związku z tym jego przebieg należy rozpatrywać odrębnie dla warunków nasycenia, czyli filtracji, oraz dla warunków nienasycenia, czyli odsączalności. Wyniki badań laboratoryjnych przedstawiono na kilku przykładach naturalnego i sztucznego drenażu w warunkach polowych na badanych obszarach.

WYKAZ SYMBOLI – LIST OF SYMBOLS

a, b, c – próbki osadów pobrane z obszarów dolin sudeckich (a), z doliny Małej Panwi (b), częściowo zatopionej przez wody Jeziora Turawskiego oraz wyrobiska kopalni „Bełchatów” (c) samples taken from the Sudetic valleys (a), the Mała Panew River valley (b), partly submerged by Jezioro Turawskie reservoir and from the „Bełchatów” mine excavation (c)	g – przyspieszenie siły ciężkości, m/s^2 gravity acceleration
c – zmiana ciśnienia w ośrodku nienasyconym pressure change in unsaturated medium	$g_{1,2,3}$ – ciężar frakcji ziarna $d_{1,2,3}$, G weight of the grain's fractions $d_{1,2,3}$
c_1 – wskaźnik kontaktów contacts index	G – całkowity ciężar próbki, G total weight of sample
d – średnica ziarna, d_{10} – średnica ziarna, mm, % wagowe grain diameter, d_{10} – Hazen's design diameter, mm, percentage by weight	H, H_0, H_1, H_2 – napór hydrauliczny, cm hydraulic pressure
D – odległość między ziarnami distance between grains	$h(p/\gamma)$ – wysokość ciśnienia, cm pressure head
D' – szerokość strefy przepływu wody wolnej między ziarnami width of free water seepage within the intergranular zone	i – spadek hydrauliczny hydraulic gradient
e – podstawa logarytmu naturalnego base of natural logarithm	k – współczynnik wodoprzepuszczalności, m/dobę hydraulic conductivity coefficient, m per day
eR – błąd współczynnika regresji regression error	k' – współczynnik wodoprzepuszczalności dla ośrodka nienasyconego, m/dobę hydraulic conductivity coefficient of the unsaturated medium
F, f – pole przekroju poprzecznego, cm^2 cross-sectional area	ku – kulistość ziarna grain sphericity
	L – połowa odległości między ziarnami half-distance between grains
	L – szerokość czynnej części przepływowej porów nienasyconych width of active seepage zone of unsaturated pores
	l – długość drogi przepływu drenującego, cm distance of drainage flow

n	– współczynnik porowatości całkowitej total porosity coefficient	W_a	– zawartość wód adhezyjnych, % wagi- we, % objętościowe
n_e	– współczynnik porowatości efektywnej effective porosity coefficient		contents of adhesive waters, percentage by weight, percentage by volume
o	– obtoczenie ziarna grain roundness	W_c	– zawartość wód związanych, % wagi- we, % objętościowe
p	– ciśnienie wyporu wody porowej (neutral- ne naprężenie) uplift pressure of pore water (neutral stress)	W_c	– zawartość wód ograniczonych, % wagi- we, % objętościowe
$p_1, p_2 \dots p_5$	– lokalizacja piezometrów w kolum- nie location of piezometers in the column	W_c	– zmienność całkowita total variability
p	– potencjał elektryczny electrical potential	W_{kz}	– zawartość wód kapilarnych zawiesz- onych, % wagi- we, % objętościowe
Q	– wydajność (natężenie) przepływu drenu- jącego, cm^3/min discharge (intensity) of drainage flow	v	– prędkość filtracji, cm/min velocity of filtration
Q_0	– wydajność regresji drenażu w punkcie t_0 , cm^3/min discharge of regression drainage at a time point t_0	x, y, z	– współrzędne przestrzenne, cm spatial coordinates
Q_t	– wydajność regresji drenażu w punkcie t , cm^3/min discharge of regression drainage at a time point t	z	– wysokość położenia, cm height above datum
q	– jednostkowe natężenie przepływu (Q/F), $\text{cm}^3 \text{ min}^{-1} \text{ cm}^{-2}$ flux intensity of area unit	α	– współczynnik regresji wydajności prze- pływu drenującego regression coefficient of discharge of dra- ining flow
q'	– jednostkowe natężenie przepływu w ośrodku nienasyconym, $\text{cm}^2 \text{ min}^{-1}$ cm^{-2} flux intensity in unsaturated medium of area unit	α'_1	– współczynnik regresji drenażu w niena- sasyconym ośrodku skalnym regression coefficient of drainage in un- saturated rocks
R	– promień hydrauliczny, cm hydraulic radius	α'_2	– współczynnik regresji końcowej fazy dre- nażu w nienasyconym ośrodku skalnym coefficient of regression at last stage of drainage in unsaturated rocks
r	– współczynnik korelacji correlation coefficient	α	– współczynnik kształtu ziarna coefficient of grain's shape
S	– całkowite pionowe naprężenie total vertical stress	γ_s	– ciężar właściwy, G/cm^3 specific weight
S, S_1, S_2	– powierzchnia właściwa ziarn, cm^2 specific area of grain surface	γ_{sk}	– ciężar objętościowy, G/cm^3 weight by volume
s	– stopień nasycenia ośrodka skalnego saturation coefficient	γ_w	– gęstość wody w porach międzyziarno- wych, G/cm^3 density of water in pores
t	– czas, min time	Δ, δ	– przyrost increase
t_0	– czas początkowy, min beginning time	μ	– współczynnik odsączalności grawitacyj- nej specific yield
u	– współczynnik nierównomierności uziar- nienia coefficient of grain-size uniformity	μ'	– współczynnik odsączalności w trakcie drenażu strefowego specific yield during zonal drainage
w	– współczynnik wodochłonności coefficient of water reception	μ	– lepkość dynamiczna wody, mPa s dynamic viscosity of water

γ – lepkość kinematyczna wody, mm^2/s
kinematic viscosity of water

Q_{sk} – gęstość skały nasyconej wodą, g/cm^3
density of water saturated rock

Q_{sz} – gęstość suchego szkieletu skalnego, g/cm^3
density of dry framework

σ – naprężenia efektywne związane z masą
szkieletu skalnego, kp/cm^2
effective stress due to mass of framework

*Słyszane – zapomnę,
widziane – zapamiętam,
zrobione – zrozumieć.*

(przysłowie chińskie)

WSTĘP

Hydrogeologiczne własności osadów będących przedmiotem badań analizowano na podstawie fizycznych modeli ośrodka porowatego. Wiadomo bowiem, że osady sypkie stanowią ośrodek składający się z ziarn skalnych, między którymi występują pory wypełnione wodą lub powietrzem. Stanowią one układy dwu- lub trójfazowe. W pierwszym przypadku przepływ wody odbywa się przy całkowitym nasyceniu ośrodka skalnego (w strefie saturacji), w drugim – w ośrodku nienasyconym, czyli w warunkach aeracji. Czynniki określające właściwości hydrogeologiczne osadów są:

- granulometria osadów, tzn. wielkość poszczególnych frakcji ziarna, jego średnica efektywna i nierównomierność uziarnienia;
- skład mineralny ziarna oraz jego kształt w zakresie kulistości i obtoczenia;
- gęstość właściwa i objętościowa ziarn skalnych oraz badanych osadów.

Zespół wymienionych czynników determinuje porowatość i zawartość wód związanych przez ziarna skalne. Te bowiem czynniki określają bezpośrednio zjawiska zachodzące w procesie przepływu wody. Wymienione cechy stanowiły podstawę badania wpływu tych zjawisk na drenaż wody w warunkach laboratoryjnych. Pomimo że badania obejmują szerokie zagadnienie przepływu wód podziemnych, to stanowią one jedynie podstawę do szczegółowej analizy procesu drenażu – jako głównego problemu niniejszej pracy.

Badania wykonano na próbkach pobranych z osadów czwartorzędowych sudeckich dolin rzecznych i osadów dolinnych w obszarze Jeziora Turawskiego oraz z czwartorzędowych i trzeciorzędowych utworów kopalni „Bełchatów” (fig. 1). Zbadano kompleksowo 38 próbek, wybranych na podstawie stu kilkudziesięciu oznaczeń polowych dla każdego środowiska geologicznego, w zakresie: zdolności infiltracyjnej, wodoprzepuszczalności i odsączalności grawitacyjnej. Badania prowa-

dzono w laboratorium Zakładu Hydrogeologii Instytutu Nauk Geologicznych Uniwersytetu Wrocławskiego w latach 1978-84, w kolumnie skonstruowanej przez autora (fig. 3). Typ badań wymagał bieżącej kontroli przebiegu zjawisk składających się na proces drenażu w trakcie każdego eksperymentu i z tego względu obserwacje te prowadził autor samodzielnie.



Fig. 1. Szkic lokalizacji miejsc pobrania próbek
Location sketch map

Praca została wykonana w ramach badań własnych Instytutu Nauk Geologicznych Uniwersytetu Wrocławskiego. W trakcie badań i opracowywania wyników spotkałem się z pomocą oraz życzliwością wielu osób, którym w tym miejscu chciałbym przekazać wyrazy wdzięczności. Za merytoryczną pomoc w postaci szeregu uwag w trakcie licznych dyskusji wyrażam wdzięczność niezyczącemu już Profesorowi J. Bieniewskiemu. Wyrazy szczególnego podziękowania kieruję także pod adresem Profesora J. Malinowskiego – za wielokrotne, wielogodzinne dyskusje merytoryczne oraz krytyczne uwagi dotyczące rękopisu pracy. Dziękuję Profesorom: C. Kola-dze, T. Guni, J. Kłapcińskiemu oraz Doktor inż. T. Bocheń-skiej za życzliwość oraz krytyczne uwagi w trakcie opracowa-nia wyników. Kolegom i koleżankom z Zakładu Hydrogeologii serdecznie dziękuję za pomoc techniczną: Magister G. Biniak przy wykonywaniu badań laboratoryjnych, Magistrowi S. Staśko, Doktorowi J. Kryzie, Panu A. Kobiałce oraz Magistrowi M. Rajeckiemu z Instytutu Geologicznego w Warszawie – przy obliczeniach statystycznych, Magister B. Kijowskiej – za przygotowanie maszynopisu pracy. Profeso-rowi A. K. Teisseyre'owi wyrażam wdzięczność za umożliwie-nie przygotowania maszynopisu do publikacji przed odda-niem go do Redakcji *Geologia Sudetica*.

CEL I ZAKRES PRACY

Celem badań było poznanie na podstawie badań laboratoryjnych przebiegu procesu drenażu wody w warunkach terenowych, co ma istotne znaczenie praktyczne. Dotychczasowa znajomość tych zjawisk jest ciągle niewystarczająca, a dynamika drenażu nie została dotychczas jednoznacznie określona. W pracach wielu autorów są poruszane cząstkowo zagadnienia nie uwzględniające całościowo dynamiki drenażu, których wyniki nie potwierdzają w pełni danych pomiarowych. Dlatego autor postawił sobie za cel przeprowadzenie serii laboratoryjnych badań doświadczalnych drenażu, których wyniki pozwoliłyby określić wpływ cech teksturalnych (wielkości ziarna, nierównomierności uziarnienia, kształtu ziarna, zagęszczenia próbek i ich porowatości) na przebieg procesu drenażu. Badania te mają istotne znaczenie przy zjawiskach drenażu w kopalniach odkrywkowych z uwagi na konieczność prognoz przebiegu procesu odwadniania, a także w naturalnych wypływach wód podziemnych (źródłach) do ustalania ich zasobności.

Rozwiązując postawione zadanie przyjęto zasadę ciągłej obserwacji zjawisk towarzyszących badanym procesom oraz analizy otrzymanych wartości liczbowych jako matematycznych opisów procesów drenażu. Odnosi się to głównie do prędkości przepływu drenującego albo natężenia drenażu jako jego wydajności w przekroju jednostkowym, a także rozkładu ciśnień i obecności różnych rodzajów wód związanych w badanych ośrodkach. Badania przeprowadzono na próbkach skał luźnych, jako najbardziej odpowiadających jednorodnemu ośrodkowi filtracyjnemu, którego cechy teksturalne pozwalają na badanie zjawisk. Dzięki temu było możliwe ustalenie zależności drenażu od uziarnienia, porowatości całkowitej i efektywnej oraz zawartości wód związanych w warunkach całkowitego i częściowego nasycenia ośrodka skalnego. Prowadząc badania autor przyjął następujące założenia:

1. Drenaż wody ośrodka porowatego zależy od wypadkowej grupy czynników teksturalnych, w pierwszym rzędzie od wielkości ziarna. Inne cechy są współzależne także od genezy środowisk sedymentacyjnych, co uwidacznia się w postaci sił pasywnych wiążących różną objętość wody z ziarnami skalnymi, głównie wody adhe-

zyjnej i kapilarnej zawieszanej. Nie brano pod uwagę sił pasywnych wynikających z lepkości wody, są bowiem niezależne od cech teksturalnych. Pomiar i obserwacje prowadzono przy stałej temperaturze wody i otoczenia, wobec czego przyjęto, że lepkość można traktować jako wartość stałą.

2. Proces drenażu zależy od wodoprzepuszczalności oraz stopnia nasycenia ośrodka skalnego. Pojęcie wodoprzepuszczalności stosowane jest dla wody przepływającej w badanych ośrodkach porowatych, niezależnie od stanu ich nasycenia. Ze zmianą stopnia nasycenia podlega zmianie współczynnik wodoprzepuszczalności. Świadomie więc autor nie stosował określenia współczynnik filtracji, ponieważ ten odnosi się do przepływu w ośrodku całkowicie nasyconym i nie określa rodzaju przepływającej cieczy. W warunkach braku zasilania przepływ drenujący ma charakter regresyjny wykładniczy. W ośrodku nasyconym współczynnik wodoprzepuszczalności zależy od wymiaru połączonych ze sobą porów czynnych w przepływie. W porach występują siły aktywne i pasywne dla drenażu wody. W wyniku działalności tych sił prędkość przepływu drenującego zmienia się nieliniowo ze zmianą spadku hydraulicznego. W ośrodku nienasyconym współczynnik wodoprzepuszczalności wykazuje nieliniowy – paraboliczny spadek wartości. Spadek ten wzrasta ze zmniejszeniem stopnia nasycenia tego ośrodka. W końcowej fazie drenażu następuje skokowe przerywanie ciągłości przepływu. Należy zatem rozdzielać przepływ drenujący w warunkach filtracji od przepływu w warunkach odsączania.

3. Współczynnik odsączalności grawitacyjnej jest niestabilną cechą ośrodka drenażu. Ulega bowiem zmianie ze zmianami warunków drenażu. O jego wielkości decyduje sumaryczna objętość porów czynnych w procesie drenażu oraz zawartość wód kapilarnych zawieszonych. W związku ze zmianą warunków drenażu współczynnik odsączalności przyjmuje wyższe wartości w trakcie spadku stopnia nasycenia skały, osiągając tylko w najgrubszych osadach wartość współczynnika porowatości efektywnej. Rozmiary porów skalnych określają zatem wielkość i czas trwania drenażu w warunkach odsączania.

DOTYCHCZASOWE BADANIA RUCHU WÓD PODZIEMNYCH

Z zakresu tematyki dotyczącej ruchu wód podziemnych stosunkowo niewiele jest publikacji rozważających szczegółowo zagadnienia przedstawione w niniejszym opracowaniu. Zaznacza się bowiem wyraźna różnorodność, jednak — jak stwierdzono wyżej — o charakterze cząstkowym. Jednym z podstawowych zagadnień dyskutowanych w literaturze na te tematy jest wpływ fizycznych cech ośrodka porowatego na przepływ wody podziemnej. Hazen (1892, 1885) opisał po raz pierwszy rolę tzw. efektywnej średnicy ziarna oraz współczynnika nierównomierności uziarnienia. King (1899a), Slichter (1899) i inni wiązali badane zjawiska przepływu wody z cechami teksturalnymi skał, wyraźnie odróżniając wynikające z nich procesy filtracji i odsączalności. Późniejsze badania dotyczą roli poszczególnych cech teksturalnych w tych procesach. Zagadnienie to zostało rozwinięte między innymi przez Engelhardta (1960), Collinsa (1961), Irmay'a (1965), Chauveteana i Thirriota (1967), Kovácsa (1968), De Wiesta (1969), Beara (1972) i Bondarenkę (1973).

W realizacji badań szczególnie przydatne do celów porównawczych okazały się prace dotyczące związku między uziarnieniem, porowatością całkowitą, wodoprzepuszczalnością, odsączalnością i porowatością efektywną skał. Współzależnościami tymi zajmowali się między innymi Fraser (1935), Krumbein i Monk (1942), Wierigin (1961), Wierigin *et al.* (1969), Mast i Potter (1963), Grinbaum (1965), Stakman (1966), Kozerski (1966, 1967, 1972), Murota i Sato (1969), Gudok (1970), poruszając wycinkowo te zagadnienia, które stanowiły przedmiot badań autora.

Zagadnienia dotyczące cech teksturalnych wiążących się z wyżej wymienionymi współzależnościami i istotne z punktu widzenia oceny ich współczynników przedstawili Athy (1930), Zunker (1930), Carman (1939), Terzaghi (1943), Kotiachow (1962), Irmay (1965) i Kovács (1968). Ta część problematyki badawczej zawiera również tylko wybrane elementy gruntoznawstwa i mechaniki gruntów w zakresie porowatości jako funkcji zagęszczenia osadów oraz opisu ruchu wód podziemnych (Terzaghi 1943; Lambe i Whitman 1978; Dmitruk *et al.* 1982).

Dla badanego przez autora procesu drenażu niezbędna jest analiza przepływu wody w ośrodku nasyconym i nienasyconym przy uwzględnieniu wód związanych przez ziarna skalne oraz wszystkich współzależności, które ten przepływ determinują. Do analizy zjawisk w zakresie hyd-

rodynamiki autor nawiązał poprzez prace dotyczące ściśle określonych warunków przepływu. Istnieje tutaj wyraźny rozdział tematyczny na przepływ w warunkach nasyconego i nienasyconego ośrodka skalnego (Irmay 1954, 1965; Scheidegger 1957; Laliberte *et al.*, 1966; Khosola 1980; Kovács 1981; Zaradny, Feddes 1979). Z zakresu przepływu wody w warunkach nasycenia większość prac dotyczy głównie zagadnień linearyzacji przepływu. Pierwsze badania (Darcy 1856, 1858; Dupuit 1863; Boussinesq 1877) stanowiły podstawę do szczegółowszego określenia granic ich stosowalności oraz rodzaju sił działających w ośrodku przepływającej wody (Smreker 1914; Forchheimer 1924; Meinzer i Fishel 1934; Hubert 1956; Olsen 1965 a,b; Swartzendruber 1962, 1968; Ludewig 1966; Wright 1968; Kutilek 1969; Valentin 1970). Wśród prac dotyczących zaburzeń liniowej zależności między prędkością filtracji i spadkiem hydraulicznym większość dotyczy górnej granicy stosowalności prawa filtracji. Wymienić tutaj należy przede wszystkim publikacje Schneebelego (1955), Slepíčki (1969) i Macioszczyka (1973). Słabiej natomiast poznany został zakres dolnej granicy stosowalności liniowego prawa filtracji, z wyjątkiem osadów ilastych. Interesujące autora zagadnienia opisane zostały w pracach Rosego (1953), Kotowa i Nierpina (1958), Olsena (1965a), Amagłobielego (1969), Peschkego (1969), Childsa i Tzismasa (1971), Bondarenki (1973) i Habiba (1971).

W kilku publikacjach przedstawiono możliwości zastosowania podstawowego prawa filtracji do przepływu w ośrodku nienasyconym (Kłute 1952; Irmay 1954, 1956; Laliberte *et al.* 1966; Musy 1976; Vauclin *et al.* 1976; Khosola 1980). Zjawiska towarzyszące tym przepływom szczegółowiej opisywane są w toku analizy poszczególnych procesów nasycenia (Horton 1933; Richards 1952; Philipp 1957; Khanji 1975; Luckner i Szestakow 1976; Zaradny 1986) oraz odsączalności grawitacyjnej (King 1899b; Nosowa 1959, 1962; Hansbo 1960; Johnson 1962, 1967; Johnson *et al.* 1963; Prill *et al.* 1965; Watson, Whisler 1969; Kastanek 1971; Vauclin 1975). W pracach powyższych autorów interesujące są interpretacje zmian współczynnika odsączalności w zależności od czynników teksturalnych ośrodka skalnego oraz od czasu trwania odsączania.

W wymienionych wyżej publikacjach oraz innych, dotyczących regionalnych badań hydrogeologicznych, zaznacza się również pewna ewolucja

pojęcia drenażu. Stosowane dawniej do określenia drenażu ośrodka skalnego pojęcie w miarę rozwoju badań nad cyrkulacją wód podziemnych uznane zostało za określenie końcowej składowej tej cyrkulacji. W takim też ujęciu stosuje je autor w swych rozważaniach.

Charakterystykę ośrodka nienasyconego przedstawiają również liczne prace dotyczące wód związanych w środowisku skalnym. Większość prac tej grupy dotyczy wód kapilarnych (Buckingham 1907; Kozeny 1927; Smith 1932; Smith *et al.* 1931; Carman 1938; Busch 1956). Szczególnie przydatne do rozważań autora okazały się te, które ukazują wpływ czynników teksturalnych na zawartość wód związanych oraz rolę tych wód w przepływie wody podziemnej. Ogólne informacje dotyczące tych zagadnień przedstawione zostały między innymi w publikacjach Lebediewa (1930), Andreasena (1950), Gillhama (1984) oraz Kovácsa (1968b, 1981).

W wielu pracach przedstawiono stosunkowo wąski zakres zagadnień, co ograniczyło ich wykorzystanie przez autora jako badań porównawczych, odnoszących się do przebiegu zjawisk w różnych ośrodkach przepływu wody. Znacznie większą wartość stanowiły publikacje syntetyzujące rolę czynników teksturalnych w badanych zjawiskach. Do takich należą między innymi fundamentalne prace Beara, Zaslavsky'ego i Irmaya (1968) oraz Kovácsa (1981), a także Buscha i Lucknera (1972), Kozerskiego (1972), Połubarinowej-Kocziny (1977) i de Marsily'ego (1981).

Z powyższego przeglądu literatury wynika, że zasadniczym zagadnieniem dla przepływu wody podziemnej w ośrodku porowatym jest natężenie tego przepływu oraz wielkość ciśnień i sposób przekazywania ich przez wodę. Do określenia tego niezbędna jest analiza przepływu wody w ośrodku nasyconym i nienasyconym, łącznie z zawartością wód związanych z ziarnami skalnymi.

MODELE I RÓWNANIA OPISUJĄCE PRZEPIY W WODY

Analiza przepływu wody została oparta na modelu hydrodynamicznym opisywanym strukturą ośrodka skalnego, głównie za pomocą wielkości i kształtu ziarna (Bear *et al.* 1968). Zgodnie z przyjętym modelem (fig.2), jeżeli przestrzeń międzyziarnowa zostanie całkowicie wypełniona wodą, współczynniki wodochłonności (w) i porowatości całkowitej (n) są równe. Mówi się wówczas o nasyconym ośrodku skalnym lub strefie saturacji w profilu geologicznym (fig. 2b). Jeżeli nato-

miast wypełnianie wodą mieści się w przedziale: $0 \leq w < n$, to ośrodek skalny staje się nienasycony i odpowiada strefie aeracji (fig. 2a,c). Wypełnienie porów skalnych wodą określa wtedy względny stopień nasycenia ośrodka skalnego (s), stanowiący iloraz wymienionych współczynników $s = w/n$. Wartość jego mieści się w przedziale: $0 \leq s < 1$. Ponieważ wilgotność skały wynika również z obecności wód związanych adhezyjnie (fig. 2c) i jest praktycznie zawsze wyższa od zera,

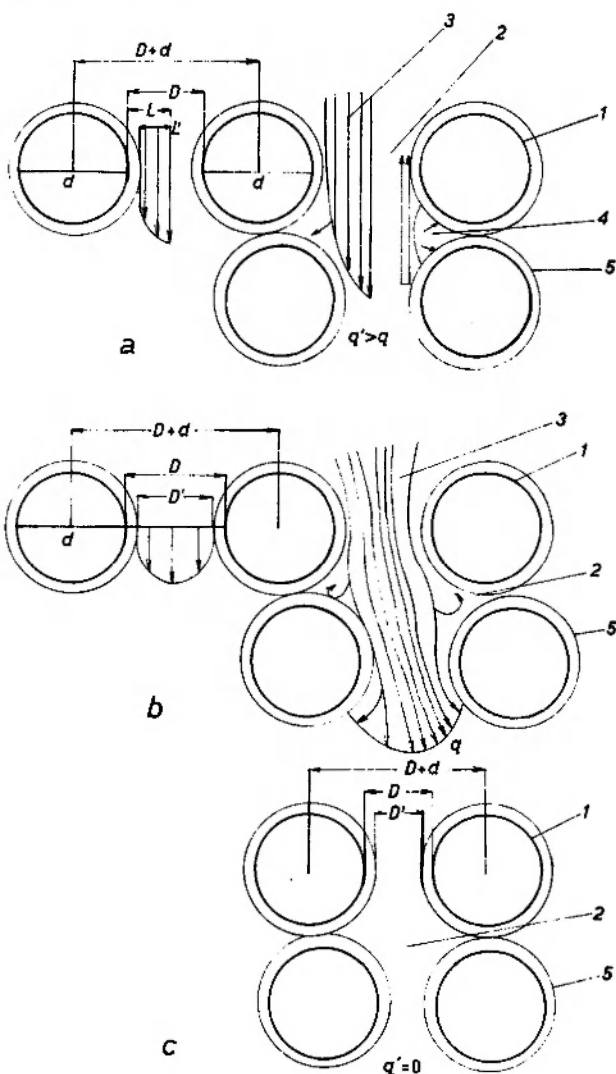


Fig. 2. Fizyczne modele nasycenia gruntu do charakterystyki przepływu drenującego (według Beara *et al.*, 1968 z uzupełnieniami autora). a – przepływ w warunkach nienasycecia; b – przepływ w warunkach nasycenia; c – model charakteryzujący zawartość wód adhezyjnych; 1 – ziarna skalne; 2 – porowatość; 3 – woda wolna; 4 – woda kapilarna; 5 – woda adhezyjna

Physical models characterizing soil during the drainage flow (after Bear *et al.*, 1968 supplemented by author). a – unsaturated flow model; b – saturated flow model; c – a model characterizing adhesive water content; 1 – grains; 2 – porosity; 3 – free water; 4 – capillary water; 5 – adhesive water

nasylenie ośrodka skalnego w tym przypadku wyraża zależność: $0 < s < 1$.

Jeżeli stopień nasylenia ośrodka skalnego osiągnie wartość równą jedności, spełniając równość: $w = n$, dalszy przepływ wody odbywa się w ośrodku nasyconym. W jednorodnym oraz izotropowym ośrodku otrzymuje się następujące zależności:

$$- \text{ dla porowatości całkowitej: } n = \frac{D}{L+d};$$

$$- \text{ dla porowatości efektywnej: } n_e = n - W_a = \frac{D'}{D+d};$$

stąd zawartość wody związanej – adhezyjnej (W_a):

$$W_a = n - n_e = D - D'.$$

Irmay (*vide* Bear *et al.* 1968) wykazał, za pomocą równania Kozeny-Karmana, istnienie następującego związku między współczynnikiem wodopruszczalności k a zawartością wody adhezyjnej W_a , z uwzględnieniem lepkości wody (ν), średnicy ziarna (d), jego kształtu (α) i porowatości całkowitej (n):

$$\frac{1}{k} = \alpha \frac{\nu}{g} \frac{1}{d^2} \frac{(1-n)^2}{(n-W_a)^3}.$$

W ośrodku nienasyconym natężenie przepływu (q) wynika z różnicy zawartości wody całkowite wypełniającej pory skalne (w) i zawartości wody związanej (W_a): adhezyjnej i kapilarnej związanej (fig. 2b):

$$q = w - W_a.$$

Jeżeli więc wodą wypełniona jest część przestrzeni porowej ($L < D$), a tylko część wody bierze udział w ciągłym przepływie ($L < L$), wówczas składową pionową prędkości przepływu (V_z) równania Naviera-Stokesa można zapisać w sposób następujący (Bear *et al.* 1968):

$$V_z = V(w - W_a) \text{ lub } V_z = \frac{D}{D+d};$$

przy czym:

$$w = \frac{L}{D+d}, \quad q = w - W_a = \frac{L}{D+d};$$

stąd: $W_a = w - q = L - L$. A zatem, względną zawartość wód związanych wyrazić można za pomocą szerokości wolnej przestrzeni między ziarnami skalnymi.

Po wprowadzeniu do rozważań nad modelem przepływu wody względny stopień nasylenia ska-

ły (s), warunki tego przepływu można zapisać następująco:

$$s = \frac{w - n_e}{n - W_a} = \frac{L}{D'}.$$

Przepływ taki stosunkowo wiernie opisuje równanie Dupuita (1863) i Forchheimera (1924), uwzględniające odchylenie od tzw. „liniowości przepływu”. Po uwzględnieniu stopnia nasylenia (s) równanie to przyjmuje postać:

$$i = \frac{\frac{q}{k} + bq^2}{s^3}.$$

Z zależności tej wynika, że względny stopień nasylenia ośrodka skalnego odgrywa zasadniczą rolę w przepływie wody podziemnej. Uwzględnia go również inna zależność, przedstawiona przez wielu autorów (Bear *et al.* 1968; de Marsily 1981):

$$q = -k(s) \text{ grad } H.$$

Dla ośrodka nienasyconego równanie ciągłości przepływu przyjmuje postać:

$$\text{div } q + \frac{\delta s}{\delta t} = 0 \quad \text{lub} \quad \text{div } q - \frac{\delta s}{\delta t};$$

co oznacza, że natężenie przepływu wody uzależnione jest od zmiany stanu nasylenia tego ośrodka. Biorąc pod uwagę skrócony zapis równania Darcy'ego, równanie ciągłości przepływu w ośrodku nienasyconym można zapisać w postaci:

$$\text{div } (ki) = \frac{\delta s}{\delta t}.$$

Jest ono zatem uogólnieniem równania Darcy'ego, uwzględniającym ciągłość przepływu w warunkach nienasylenia. Opierając się na tym prawie Freeze (*vide* Żak 1981) opisuje warunki przepływu, wychodząc z jego obrazu przestrzennego. I tak dla osi x :

$$V_x = -k(x, y, z, s) \frac{\delta H}{\delta x}.$$

Jeżeli uwzględni się wszystkie trzy składowe prędkości przepływu nieustalonego w warunkach jego ciągłości:

$$-\frac{\delta(\rho V_x)}{\delta x} + \frac{\delta(\rho V_y)}{\delta y} + \frac{\delta(\rho V_z)}{\delta z} = \frac{\delta}{\delta t}(\rho s),$$

gdzie: ρ – gęstość wody, wówczas otrzymać można równanie przepływu dla ośrodka strukturalnie niejednorodnego i anizotropowego:

$$\frac{\delta}{\delta x} \left(\rho k \frac{\delta H}{\delta x} \right) + \frac{\delta}{\delta y} \left(\rho k \frac{\delta H}{\delta y} \right) + \frac{\delta}{\delta z} \left(\rho k \frac{\delta H}{\delta z} \right) = \\ = \rho \frac{\delta s}{\delta t} + c \frac{\delta \rho}{\delta t}.$$

Aby przejść do warunków jednowymiarowego przepływu nieustalonego w ośrodku nienasyconym należy założyć, że:

$$k(x, y, z, s) = k(s) \text{ oraz } \rho = \text{const.}$$

Wówczas otrzymamy równania:

– dla względnego stopnia nasycenia tego ośrodka (s):

$$\frac{\partial}{\partial z} \left[k(s) \frac{\partial H}{\partial z} \right] = \frac{\partial s}{\partial t};$$

– dla wysokości ciśnienia (h):

$$\frac{\partial}{\partial z} \left[k(h) \left(\frac{\partial h}{\partial z} + 1 \right) \right] = c(h) \frac{\partial h}{\partial t};$$

gdzie $c = \frac{\partial h}{\partial t}$ określa zmianę ciśnienia w ośrodku nienasyconym (Bear *et al.* 1968; de Marsily 1981).

W przypadku osiągnięcia stanu nasycenia w ośrodku strukturalnie jednorodnym i izotropowym $\left(k, \rho = \text{const}, \frac{\partial s}{\partial t} = 0 \right)$ równanie dla przepływu w warunkach względnego stopnia nasycenia upraszcza się, przyjmując postać:

$$\frac{\partial^2 H}{\partial z^2} = 0 \quad \text{lub} \quad \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} = 0.$$

Wymienieni autorzy podkreślają, że w przypadku przepływu wody w ośrodku nienasyconym przedstawiane równania mają charakter nieliniowych równań różniczkowych o zmiennych wartościach parametrów. Do rozwiązania ich konieczna jest zatem, zdaniem autora, znajomość empirycznych zależności między współczynnikami wodoprzepuszczalności i wartością ciśnień a stopniem nasycenia

ośrodka skalnego. Określenie tych zależności jest między innymi zadaniem tej pracy. Istotnym problemem jest tutaj także odmienny obraz tych zależności w procesach nasycania oraz drenażu, które obrazuje „pętla histerezy” (Bear *et al.* 1968; Kovács 1981; de Marsily 1981).

W opisanych wyżej warunkach zakłada się, że przepływ odbywa się w wyniku różnicy naporów hydraulicznych. Natomiast wielkość efektywnych naprężeń (δ) związanych z masą właściwą szkieletu skalnego nie odgrywa istotnej roli. Fundamentalne w tym zakresie prace Terzagiego (1943) wykazały, że w nasyconym ośrodku skalnym cecha ta wyraża się zależnością (Lambe, Whitman 1978):

$$\sigma = S - p.$$

Po uwzględnieniu masy właściwej szkieletu skalnego (γ_s) i wody w porach międzyziarnowych (γ_w) oraz powierzchni przekroju poprzecznego, powyższe równanie określające wielkość efektywnego naprężenia przybiera postać (Chapman 1983):

$$\sigma = \rho_s g h - \rho_w g h = [\rho_s(1-n) + \rho_w n - \rho_w] g h = \\ = [\rho_s(1-n) - \rho_w(1-n)] g h.$$

Z przedstawionych zależności wynika, że w nasyconym ośrodku skalnym całkowite pionowe naprężenie (S) równoważone jest przez ciśnienie wyporu wody porowej (p). Efektywne naprężenie (σ) nie zależy zatem od długości próbki ani też od słupa wody w kolumnie nad badaną próbką. W związku z tym nie zaburza ono przepływu wody w warunkach nasycenia. Natomiast w przypadku drenażu wody z ośrodka nienasyconego, maleje ciśnienie wody porowej w próbce. Tym samym wzrasta wartość efektywnego naprężenia, ponieważ czynnik S nie ulega zmianie. W efekcie następuje pewne zagęszczenie próbki w procesie odsączania zależne od jej wysokości oraz gęstości właściwej szkieletu gruntowego.

CHARAKTERYSTYKA ŚRODOWISKA HYDROGEOLOGICZNEGO BADANYCH OSADÓW

Badania przeprowadzono z uwzględnieniem teksturalnych cech próbek, wynikających z genezy osadów. Jak bowiem wiadomo, rodzaj sedymentacji wywiera wpływ na zmienność wykształcenia. Biorąc pod uwagę te prawidłowości pobierano do badań próbki luźnych osadów współczesnych oraz osadów starszych z dwóch różnych środowisk sedymentacyjnych, to jest z górskiego i nizinnego, a więc o gorszej i lepszej dojrzałości mineralnej ziarna. Badaniem objęto:

a – czwartorzędowe osady sudeckich dolin śródgórskich – górnego Bobru, Kaczawy i Nysy Szalonej z okolic Marciszowa, Kamiennej Góry i Kaczorowa;

b – czwartorzędowe osady nizinnej doliny Małej Panwi w obrębie Jeziora Turawskiego;

c – trzeciorzędowe i czwartorzędowe osady wyrobiska Kopalni Węgla Brunatnego „Belchatów”.

Ad. a. W dolinach śródgórskich osady czwar-

Tabela 1. Charakterystyka próbek badanych osadów
Samples characteristics of investigated sediments

Miejsce pobrania próbek	Typ osadu i jego geneza	Numer próbki	Przebieg wartości				
			średnica ziarna d_{10}	współczynnik nierównomierności uziarnienia u	kulistość ziarna	obtroczenie ziarna	porowatość całkowita
I. Osady dolin śródgórskich (rejon Marciszowa)	piasek ze żwirum, wodnolodowcowy i rzeczny	2, 3, 12, 18, 25, 35	0,12–0,47	4,19–12,92	0,602–0,724	0,398–0,495	0,333–0,388
	piasek średnioziarnisty, osad za-stoiskowy	19, 31	0,069–0,37	3,0–3,1	0,628–0,718	0,352–0,370	0,3465–0,37
	piasek drobnoziarnisty, osad za-stoiskowy	24	0,0735	2,24	0,7126	0,3799	0,352
	osady pylaste, wodnolodowcowe i współczesne	28, 29, 30	0,002–0,227	2,64–17,5	0,692–0,744	0,200–0,352	0,344–0,460
II. Osady Jeziora Turawskiego	piasek średnioziarnisty, osad współczesny	1, 8, 10, 11, 26, 36	0,20–0,327	1,468–2,7	0,598–0,768	0,453–0,599	0,331–0,340
	piasek gruboziarnisty, osad dna jeziora	9, 33, 34	0,38–0,80	1,78–2,63	0,612–0,706	0,440–0,499	0,331
	piasek drobnoziarnisty, osad brzegu jeziora	32, 37	0,074–0,076	2,03–2,30	0,655–0,802	0,336–0,430	0,367–0,372
	osady pylaste jeziora	27	0,005	8,7	0,7164	0,3371	0,435
III. Osady wyrobiska Kopalni Węgla Brunatnego „Belchatów”	piasek żwirowaty, wodnolodowcowy	16, 17	0,39–0,45	1,98–2,54	0,651–0,656	0,392–0,473	0,331–0,335
	piasek średnioziarnisty i drobnoziarnisty terasy plejstoceńskiej	5, 6, 23	0,076–0,26	2,31–3,64	0,652–0,768	0,360–0,514	0,342–0,358
	piasek średnioziarnisty i drobnoziarnisty trzeciorzędu limeru	7, 15, 21	0,108–0,25	1,92–2,27	0,563–0,690	0,394–0,397	0,331–0,342
	osady pylaste wodnolodowcowe	14, 22	0,022–0,027	3,95–4,07	0,588–0,775	0,394–0,461	0,350–0,444
Krzyszówek	piasek drobnoziarnisty, górnokredowy	4	0,09	3,61	0,622	0,416	0,390
	Próbki sztuczne z żwiru obrypek filtrowych kopalni „Belchatów”	13, 20, 38	0,98–2,5	1,8–2,19	0,588–0,760	0,339–0,465	0,330

torzędowe mają niewielki zasięg – do około jednego kilometra szerokości, stanowią jednak zasobne struktury wodonośne. Doliny te zostały utworzone w obrębie zlepieńców i piaskowców kwarcowych dolnego karbonu, występujących w źródłowej części wymienionych rzek, w sąsiedztwie skał krystalicznych wschodniej okrywy metamorficznej granitu Karkonoszy, Gór Kaczawskich i niecki śródsudeckiej. Osady czwartorzędu mają tu miąższość od kilkunastu do około pięćdziesięciu metrów. Są to serie słabo wysortowanych osadów piaszczystych, ilastych i gliniastych. W dolinie Bobru, gdzie stwierdzono pełny profil czwartorzędu zaznaczają się dwa kilkumetrowej miąższości poziomy piasków ze żwirami zaliczanych do preglacjału oraz dwóch interglacjałów: poprzedzającego i kończącego stadiał Odry zlodowacenia środkowopolskiego. Osady obu poziomów są podobnie wykształcone. Cechuje je nierównomierne uziarnienie oraz zróżnicowanie strukturalne, głównie o warstwowaniu skośnym. Obok tych piasków występują również piaski składające się z drobniejszych frakcji, do pylastych włącznie. Poziomy piasków doliny Bobru rozdzielone zostały kilkumetrową warstwą gliny zwałowej oraz ilów zastoiskowych o podobnej miąższości. Piaski tworzą więc dwa poziomy wodonośne o znacznej zasobności. Dolny poziom, nie odsłaniający się na powierzchni terenu, a rozpoznany za pomocą otworów wiertniczych, jest głównym poziomem wodonośnym, cechującym się bardzo zróżnicowaną przewodnością hydrauliczną, związaną z występowaniem wąskiej strefy kopalnego koryta Bobru (Kowalski, Mroczkowska 1975). Zasilany jest z infiltracji wód powierzchniowych, w tym z obecnego koryta Bobru poprzez górny poziom wodonośny. W dolinach śródgórskich innych wymienionych wyżej rzek profil czwartorzędu jest niepełny. Osady górnego poziomu odsłonięte zostały w kilku wyrobiskach (Marciszów, Ciechanowice, Kaczorów, Domanów, Bukówka). W toku badań terenowych określono dla nich warunki infiltracyjne sposobem infiltrometrycznym. Na tej podstawie wytypowano próbki do badań laboratoryjnych.

Ad. b. Drugim obszarem badań były osady dolinne w obrębie Jeziora Turawskiego. W jego podłożu i otoczeniu występują dwie odmiany genetyczne osadów. Najniżej występują aluwia terasy zalewowej Małej Panwi. Na nich zalegają współczesne osady jeziora. Obie serie charakteryzują się zmiennością litologii oraz miąższości, co wynika z rodzaju materiału dostarczanego przez rzekę, w tym powstałego z erozji brzegów zbior-

nika. Zjawisko to przejawia się w nieciągłości warstw spowodowanej ostrymi przegłębieniami erozyjnymi. Badania Teisseyre'a (1984) pozwoliły na ustalenie strefowości rozmieszczenia osadów w zbiorniku turawskim. Dno zbiornika tworzą osady piaszczyste terasy zalewowej, przykryte mułem sapropelowym, a w brzeźnych partiach piaskiem z wkładkami gliniastymi. Osady te łączą się ze strefą stożka napływowego Małej Panwi utworzonego wyłącznie z osadów piaszczystych. Przeważa tu szary, ciągle przemywany piasek średnioziarnisty o dobrym wysortowaniu i słabym zagęszczeniu. W zewnętrznych partiach stożka występują lokalne obniżenia, wypełnione drobniejszym, laminowanym piaskiem. Tworzą one przejścia do stref brzegowych zbiornika. W strefach tych procesy transportu i sedymentacji spowodowały znaczne zróżnicowanie strukturalne i teksturalne osadów. W zależności od ukształtowania podłoża, na którym odbywa się sedymentacja, wydzielić można dwie podstrefy: lokalnych wyniesień i obniżen dna jeziora.

Najwyższe partie podstrefy lokalnych wyniesień stanowią wały plażowe utworzone z piasków średnioziarnistych. Występują one w zasięgu falowania wód jeziora, sięgającego do stromego, klifowego zbocza. Osady tej podstrefy są dobrze wysortowane i przemyte. Są to piaski kwarcowe.

U podstawy wałów plażowych zalegają osady słabiej przepuszczalne. Zawierają one bowiem znaczną domieszkę frakcji ilastej i pylastej, wmywanych z powierzchni przez okresowo infiltrujące, zanieczyszczone wody Małej Panwi. Osady wałów plażowych stanowią zatem lokalne, okresowo występujące strefy drenażu wody w postaci wielkopowierzchniowych wysięków. Podstawa tego drenażu tworzy lokalne depresje z wodą stojącą, w których gromadzi się znaczna ilość materiału organicznego (Kowalski 1982b).

Do badań laboratoryjnych pobrano próbki z różnych stref rozmieszczenia osadów Jeziora Turawskiego, ze szczególnym uwzględnieniem strefy falowania.

Ad. c. Trzecim obszarem opróbowania było wyrobisko kopalni „Belchatów”, gdzie występują osady trzeciorzędowe i czwartorzędowe. Osady te znajdują się w obrębie rowu tektonicznego Kleszczowa. Powstały w wyniku sedymentacji limnicznej, lodowcowej i wodnolodowcowej oraz rzecznej – plejstocenijskiej i holocenijskiej. Większość pierwotnych warstw uległa wtórnym zaburzeniom tektonicznym. Wydzieliła się tu osady wchodzące w skład dwóch pięter strukturalnych: dolnego i górnego.

Utwory wchodzące w skład dolnego piętra strukturalnego zaliczane są do miocenu, pliocenu i znacznej części plejstocenu. Reprezentowane są przez zaburzone kompleksy ilasto-piaszczysto-węgliste, zawierające materiał od frakcji kamiennych do pelitowych włącznie. Spośród osadów przepuszczalnych przeważają piaski średnioziarniste. Występują one w różnorodnych strukturach fałdowych, jako niewielkie gniazda i soczewy z tzw. wodami resztkowymi.

Osady górnego piętra strukturalnego zaliczane są do wyższego plejstocenu i holocenu. Zalegają horyzontalnie, z niewielkim wychyleniem ku północnemu wschodowi. Tworzą, ogólnie biorąc, regularne przewarstwienia piasków, glin, pyłów i ilów. Osadami wodonośnymi są tu przeważnie

piaski średnioziarniste rzeczne oraz eoliczne o dobrym wysortowaniu.

Osady przepuszczalne obu pięter strukturalnych były pierwotnie warstwami wodonośnymi, których wody — w wyniku odwadniania górniczego — zostały na ogół zdrenowane. Pozostały jednakże warstwy niecałkowicie odwodnione, tworzące miększą strefę aeracji, z której drenowane są obecnie „wody resztkowe”. Wody te stanowią różnego rodzaju zagrożenia dla prac górniczych i dlatego konieczne jest prognozowanie ich wystąpień oraz prowadzenie obserwacji ich reżimu hydrogeologicznego (Kowalski, w druku). Do badań laboratoryjnych pobierano próbki osadów różnej genezy, z których obserwowano wypływy wód resztkowych.

METODA BADAŃ

Na próbkach osadów reprezentujących omówione środowiska geologiczne wykonano wstępnie po stokilkadziesiąt oznaczeń zdolności infiltracyjnej gruntu oraz współczynników wodoprzepuszczalności i odsączalności grawitacyjnej. Pomiarów dokonywano za pomocą cylindra, który wciskano do badanego osadu. Na tej podstawie wybrano pięćdziesiąt próbek o ciężarze 20-30 kg do szczegółowych, kompleksowych badań laboratoryjnych. Probki pobierano z osadów występujących w rozpoznanych strefach drenażu wód podziemnych. W celu wyeliminowania takich serii eksperymentów, w których zaburzenia warunków przepływu wody zaznaczyły się już w początkowej fazie badań, czyli nasycania próbek, do dalszych badań wybrano tylko trzydzieści osiem próbek, reprezentujących osady od pylastych do żwirów średnich włącznie.

Cykl badawczy każdej próbki składał się z następujących podstawowych czynności: po wysuszeniu próbki w temperaturze 105-110°C i jej dokładnym rozdrobieniu, przeprowadzono najpierw oznaczenia jej cech teksturalnych, tzn. rozdział na poszczególne frakcje, określenie średnicy efektywnej, nierównomierności uziarnienia, kształtu ziarna — kulistości i obtoczenia, oraz porowatości całkowitej przy różnym stopniu zagęszczenia próbki.

Badanie cech teksturalnych. Rozdziału próbki na frakcje ziarna dokonano za pomocą zestawu kilkunastu sit dobranych w toku wstępnej analizy granulometrycznej. Jeżeli na sicie o najdrobniejszych oczkach, tzn. 0,07 mm, pozostawało dziesięć i więcej procent wagowych próbki, dodatko-

wo wykonywano oznaczenia pipetowe. Wyniki pomiarów nanoszono na wykres uziarnienia w skali półlogarytmicznej, z którego następnie obliczano charakterystyczne średnice ziarna (d_5 , d_{10} , d_{50} , d_{60}) oraz współczynnik nierównomierności uziarnienia (u).

Badanie kształtu ziarna wykonywano za pomocą binokularu, umożliwiającego pomiary w układzie trójwymiarowym. Zastosowano metodę wzorca według Krumbeina i Sloosa (Gradziński *et al.* 1976) każdorazowo dla dwóch średnic ziarna (d_{10} , d_{60}) w celu określenia dokładności oraz tendencji zmian. Jeżeli średnica d_{10} była mniejsza od 0,1-0,2 mm, to badano średnicę 0,2 mm, przyjmując tę wartość za najniższą, która podlegać jeszcze może obróbce mechanicznej. Wyniki oznaczeń przedstawiono w postaci histogramu (fig. 5) oraz obliczono wartości średnie ważone dla każdej średnicy, które następnie uśredniano dla badanej próbki.

Porowatość całkowitą oznaczono metodą różnicy gęstości właściwej i objętościowej badanej próbki. W tym celu do pojemnika metalowego o objętości 150 cm³ wsypywano wysuszoną próbkę w temperaturze 105-110°C, a następnie zagęszczano ją do wymaganej gęstości objętościowej. Porowatość oznaczono przy dziesięciu różnych zagęszczeniach, od luźnego do maksymalnego dla danego osadu. Gęstość właściwą próbki określono w cylindrze z wodą destylowaną na podstawie oznaczeń objętości ziarna skalnego. Można przyjmując, że oznaczona tą metodą porowatość całkowita odpowiada porowatości odkrytej badanych próbek (Lambe, Whitman 1978).

Przygotowanie kolumny gruntu do badań. W następnym etapie starannie wypełniono kolumnę (fig. 3) badaną próbką celem uzyskania jej podobnego, jednorodnego wysortowania i zachowania średniego zagęszczenia, mieszczącego się w zakresie stosowanego przy oznaczaniu porowatości całkowitej. Po zważeniu całej próbki, napełniano nią przezroczystą kolumnę w sposób ciągły małymi dawkami, unikając w ten sposób powstawania sztucznego warstwowania. Dla zmniejsze-

nia zaburzeń wynikających z płaskiego ułożenia powierzchni ziarn, zwłaszcza grubszych frakcji, próbkę wsypywano przy nachyleniu kolumny pod kątem 45° . W końcowej fazie tej czynności kolumnę ustawiono pionowo i zagęszczano próbkę za pomocą wstrząsarki wibracyjnej do uzyskania średniej gęstości objętościowej odpowiadającej określonej wcześniej średniej jej porowatości oraz odczytanej z norm klasyfikacyjnych (*Grundy budowlane*, 1976). Najwyższe partie próbki dodatkowo zagęszczano ręcznie, porównując z zagęszczeniem pozostałej jej partii. Powyższy sposób przygotowania próbki spełniał w przybliżeniu wymogi sztucznie uzyskanej jednorodności osadów, co w dalszych fazach badań obrazował równomierny wznios kapilarny podczas nasycania wodą. Próbkę nasycano wodą wodociągową, nieprzetworzoną, pozostawioną na kilka dni w pomieszczeniach piwnicznych, w których utrzymywała się stała temperatura (około 20°C). Przy tej temperaturze przeprowadzono wszystkie badania.

Nasycanie próbek. Nasycanie każdej próbki przeprowadzono od jej podstawy, zasilając ją znaną objętością wody przez przelew umieszczony nad kolumną na stałej wysokości (fig. 3). W trakcie nasycania mierzono wysokość zwilżenia suchej próbki w kolumnie oraz zmienność ciśnień na długości nasycania, początkowo co jedną minutę, a następnie co 5-10 minut. W trakcie nasycania obserwowano szczególnie górne partie frontu zwilżania (fig. 10). W momencie pojawiania się wody wolnej w kolejnych piezometrach, dokonywano od tej wysokości pomiaru wysokości wzniosu kapilarnego. Nierównomierna powierzchnia frontu zwilżania oraz zaburzenia regularności wskazań jednego lub kilku piezometrów mogły być wskaźnikami zmian strukturalnych ośrodka, w tym zapowietrzania próbki. W końcowej fazie nasycania zwracano uwagę na górną powierzchnię próbki, tzn. równomierność jej zwilżania oraz mętność wody będącej jednym ze wskaźników ewentualnego występowania zjawiska sufozji mechanicznej. Ze strefy wzniosu kapilarnego pobierano ze stropu kolumny kilka małych próbek w celu wyznaczenia rozkładu wilgotności. Próbki te pobierano w krótkich odcinkach czasowych, zależnie od prędkości procesu nasycania, zwykle co kilkadziesiąt sekund.

Badanie przepływu wody po nasyceniu próbek. Po zakończeniu nasycenia kontynuowano obserwacje i pomiary przepływu w ośrodku nasyconym. Mierzono czas podnoszenia się każdego centymetra słupa wody nad próbką, temperaturę oraz wizualnie klarowność wody wypływającej z

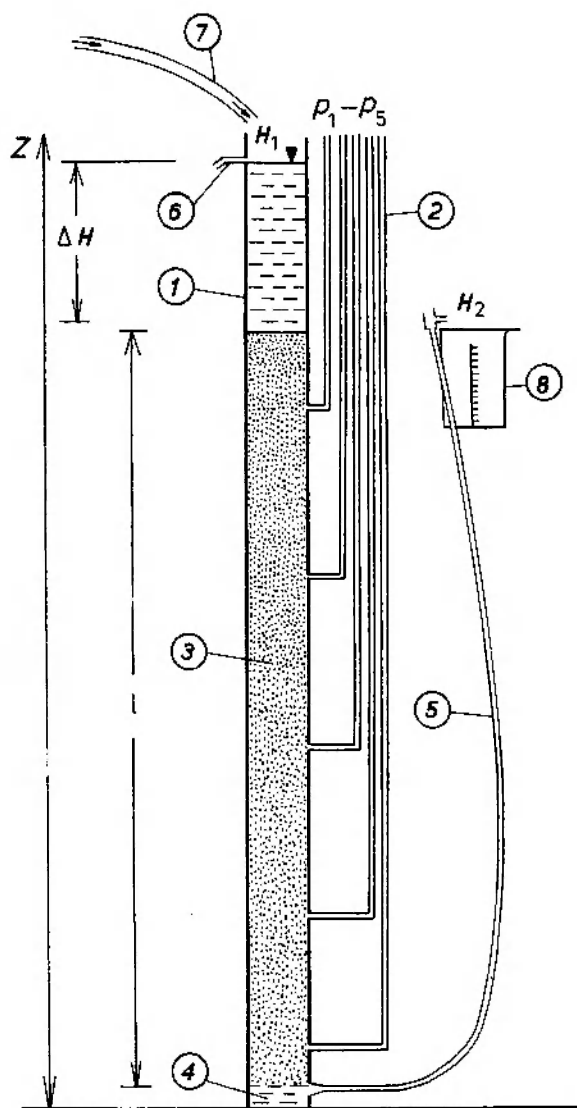


Fig. 3. Schemat kolumny do badania przepływu drenującego. 1 – cylinder szklany; 2 – rozmieszczenie piezometrów w kolumnie; 3 – próbka gruntu; 4 – część cylindra wypełniona wodą dla określenia wzniosu kapilarnego; 5 – przelew ruchomy (H_2); 6 – przelew stały (H_1); 7 – dopływ wody do kolumny; 8 – naczynie pomiarowe

The column for drainage flow investigation. 1 – glass tube; 2 – piezometers (position); 3 – sample; 4 – part of column containing water used for capillary height investigation; 5 – mobil spillway (H_2); 6 – constant spillway (H_1); 7 – service-pipe for water; 8 – measure container

próbki. Po ustaleniu się słupa wody powyżej 10 centymetrów nad próbką odwracano kierunek przepływu wody, wywołując efekt przepływu drenującego. Na wysokości określającej wymagany tzw. początkowy spadek hydrauliczny dla warunków ruchu nieustalonego umieszczano przelew (Kowalski 1984b). Następnie mierzono czas obniżania się zwierciadła wody z jednoczesnym pomiarem wysokości słupa wody nad próbką i objętości wody zdrenowanej kolumny. Mierzono również spadek ciśnienia wody w piezometrach. Pomiaru te przerywano w chwili zetknięcia się zwierciadła wody z górną powierzchnią próbki.

Kolejnym etapem badań дренаżu wody były obserwacje i pomiary w warunkach stałych spadków hydraulicznych. W tym celu utrzymywano stałe różnice naporu hydraulicznego między górną i dolną powierzchnią próbki w kolumnie, w kolejności: od najniższych do najwyższych i z powrotem do najniższych. Licząc się z możliwością zaburzeń założonej różnicy naporu hydraulicznego w strefie wypływu wody z próbki (fig. 20) spadek hydrauliczny obliczono z różnicy naporu hydraulicznego między piezometrami. Różnica napórów hydraulicznych między piezometrami ustalała się bowiem w sposób samoczynny, odwrotnie proporcjonalnie do wodoprzepuszczalności badanej próbki. W zadanych warunkach eksperymentu dokonywano odczytów: wydajności дренаżu, temperatury wody i ciśnień w piezometrach w odcinkach czasu 10-30 minut, zależnie od wodoprzepuszczalności próbek. Pomiaru prowadzono przy co najmniej dziesięciu różnych spadkach hydraulicznych, kilkakrotnie powtarzając każdy pomiar. W przypadku występowania stałej tendencji zmiany дренаżu, zwykle spadku ciśnienia i wydajności, powyższe pomiary powtarzano aż do chwili uzyskania stabilizacji tego procesu (fig. 10). W trakcie prowadzenia pomiarów i obserwacji zestawiono jednocześnie wykres zależności między prędkością przepływu drenującego a spadkiem hydraulicznym, który służył do kontroli badanego procesu. Badanie próbki kończyło się po uzyskaniu jednoznacznego obrazu wykresu. Przyjęto przy tym zasadę, aby kompleksowe badanie próbek prowadzić w sposób ciągły w możliwie jak najkrótszym czasie, celem redukcji wpływu nieuchronnych zmian strukturalnych badanego ośrodka дренаżu.

W następnej fazie eksperymentu powtarzano badanie дренаżu przy zmiennym spadku hydraulicznym. Tym razem obniżono przelew nieco poniżej stropu próbki, tzn. poniżej wysokości wzniosu kapilarnego, w celu określenia wydajności

ci дренаżu, stopnia nasycenia oraz ciśnień w piezometrach dla granicznej strefy nasycenia próbki. Zdrenowaną w ten sposób z próbki wodę uzupełniono następnie powtórnie (znając jej objętość) w celu nasycenia badanej partii próbki.

Badanie przepływu wody w trakcie odsączania. Badanie дренаżu wody w warunkach odsączania rozpoczęto stosując tzw. „metodę strefowego дренаżu” (Kowalski 1984a). Pomiar rozpoczynano od założenia różnicy naporu hydraulicznego na końcach badanej próbki. Istotną czynnością było utrzymywanie zmiany spadku hydraulicznego w możliwie wąskim przedziale wartości, poniżej wielkości krytycznej dla filtracji laminarnej. Na podstawie analizy wstępnych wyników ustalono obniżanie przelewu o jeden centymetr po każdej minucie, czyli o 10 cm słupa próbki po 10 minutach. W przypadku próbek gruboziarnistych czas zdrenowania części wody z próbki był krótszy (5 minut), natomiast dla drobnoziarnistych – dłuższy (20 minut). W trakcie дренаżu mierzono objętość zdrenowanej wody, ciśnienie w piezometrach oraz wysokość wzniosu kapilarnego. Czynności te powtarzano około 10 razy, aż do momentu zaniku wody w przedostatnim (od dołu kolumny) piezometrze. Pomiaru zestawiono w postaci wykresu oraz w tabeli zbiorczej (Kowalski 1984a).

Poniżej wysokości założenia przedostatniego piezometru drenaż prowadzono klasyczną metodą według Kinga (1899b), (fig. 3). W tym celu obniżono przelew do wysokości wypływu wody z kolumny, utrzymując podparcie дренаżu. Prowadzono odczyty wydajności, początkowo co jedną minutę, następnie w coraz to dłuższych odcinkach czasowych, aż do całkowitego zakończenia tego procesu. W toku badania każdej próbki, zwykle kilkudniowego, rzadziej kilkutygodniowego, prowadzono pomiary parowania mierząc ubytek znanej objętości wody z naczynia ustawionego obok kolumny. Równocześnie mierzono parowanie ze stropowej części próbki przez oznaczanie ubytku wilgotności.

Końcowymi obserwacjami procesu дренаżu, już po zakończeniu odsączania, był pomiar wysokości wzniosu kapilarnego. Uzyskano to dzięki zachowaniu stałej zawartości wód związanych bezpośrednio nad swobodnym zwierciadłem wody występującym u podstawy kolumny. W sposób wizualny określano granicę między wodami kapilarnymi właściwymi, kapilarnie zawieszonymi i adhezyjnymi, obserwując zmiany ciągłości i intensywności zwilżenia próbki.

Końcową fazą eksperymentu były pomiary zawartości wód związanych, pozostałych na stale

w próbkę i dokładne wydzielenie strefowości ich występowania. W tym celu pobierano kilkanaście małych próbek w zbliżonych odstępach wzdłuż całego profilu kolumny, zwracając szczególną uwagę na wizualnie określone granice przejść wymienionych odmian wód związanych. Zawartość ich określano z różnicy ciężarów wagowych próbek wilgotnych w stosunku do wysuszonych w temperaturze 105-110° C.

Opracowanie wyników badań. Uzyskane wartości pomiarowe analizowano pod kątem istniejących między nimi zależności zakładanych w koncepcji badawczej. Dokonano szczegółowego opisu rozrzutu punktów pomiarowych na wykresach, nawiązując do genezy osadów oraz obserwacji zjawisk towarzyszących przebiegowi każdego eksperymentu. W pomiarach doświadczalnych wyniki zawsze obarczone są błędami, których przyczyny należy wyjaśnić. Ogólnie wyróżnia się dwa rodzaje błędów – systemowe i przypadkowe, a ich ocena dokonywana jest metodami statystyki matematycznej. W przypadku oceny wyników wyrażanych w różnych jednostkach pomiarowych (tzw. danych surowych), charakteryzujących ten sam proces lub ośrodek skalny, których związek

przyczynowo-skutkowy nie jest w pełni jasny, istnieje potrzeba wyrażania ich w takiej formie, aby były ze sobą w pełni porównywalne. Zabieg taki, dokonywany na tzw. danych surowych, nazywamy standaryzacją danych (*SDN*). Jest on stosunkowo często stosowany przy ocenie danych pomiarowych w różnych dziedzinach nauki. Standaryzacja danych polega na wyrażaniu różnicy pomiędzy pojedynczym pomiarem (x) a średnicą ocenianego zbioru (\bar{x}) w stosunku do odchylenia standardowego (s) tego zbioru. Po takim przekształceniu pojedynczy wynik jest wyrażany w niemianowanych jednostkach odchylenia standardowego (*SDN*). Mówią one, o jaką wartość odchylenia różni się dany pomiar od zerowej wartości odchylenia standardowego. Wartości *SDN* mogą być dodatnie lub ujemne. Dalszy zabieg na danych standaryzowanych, polegający na pomnożeniu każdej z nich przez stałą wartość (np. 10) i dodaniu odpowiednio dobranej stałej liczby całkowitej (np. 50), pozwala na określenie wartości odchylenia (*DV*), którą jako liczbę całkowitą łatwo można przedstawić na wykresie (fig. 4). Program standaryzacji danych i sporządzania wykresu ich wartości obejmuje obliczenia: średniej

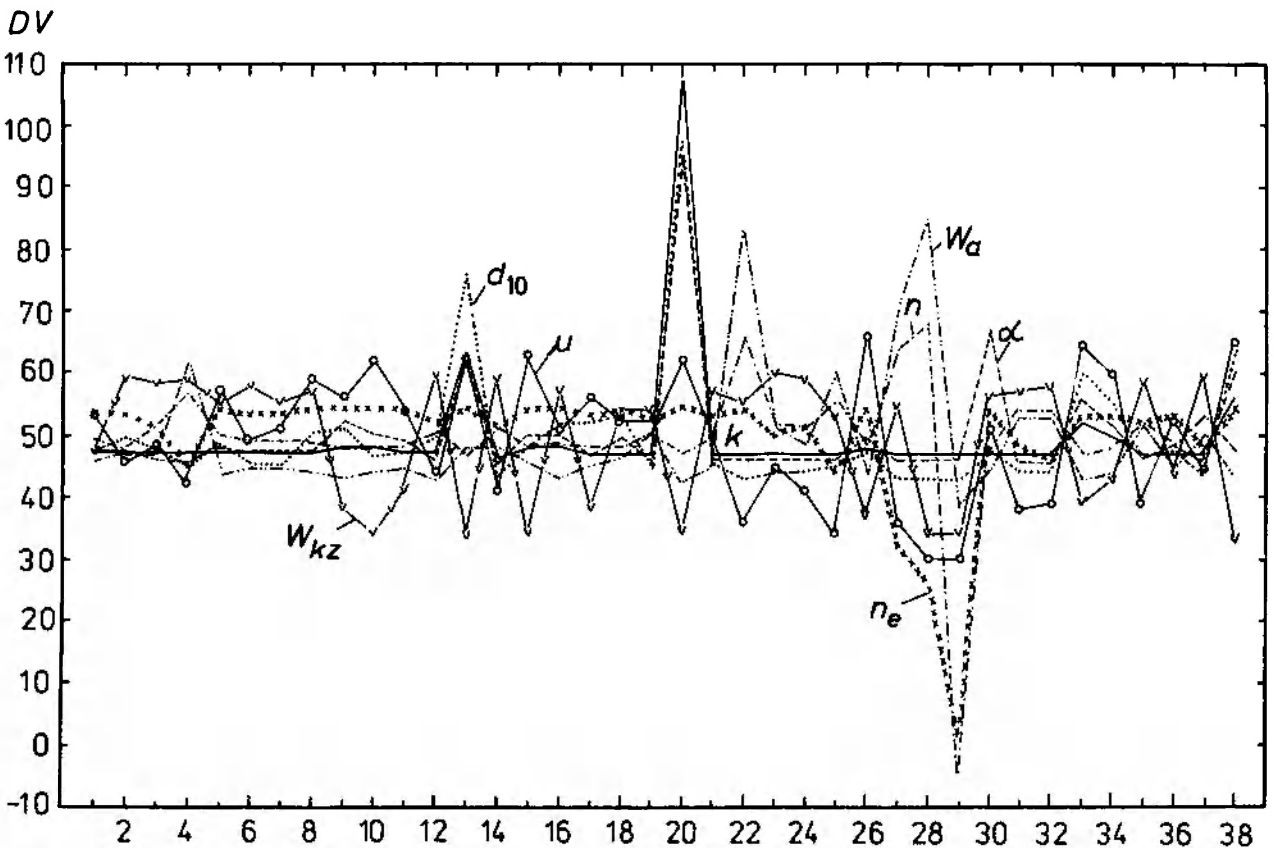


Fig. 4. Statystyczna ocena wiarygodności wyników badań podstawowych parametrów drenażu wód podziemnych. *DV* – wartość odchylenia; 2, 4, ... 38 – numeracja próbek

Statistical estimation of main drainage flow parameters reliability. *DV* – standard deviation; 2, 4, ... 38 – numbers of samples

Tab. 2. Parametry wiarygodności danych i doświadczeń
Reliability parameters of experimental data

	d_{10}		n		W_g		W_{kz}		n_e		k		μ		α	
	SDN	DV	SDN	DV	SDN	DV	SDN	DV	SDN	DV	SDN	DV	SDN	DV	SDN	DV
1	-0,202	47	-0,054	49	-0,397	46	-0,267	47	+0,385	53	-0,264	47	+0,307	53	-0,316321	47
2	-0,072	49	-0,100	48	-0,310	46	+0,992	53	+0,367	53	-0,252	47	-0,393	46	-0,322	47
3	-0,202	47	+0,132	51	-0,232	47	+0,876	58	+0,136	51	-0,276	47	-0,104	48	-0,385	46
4	-0,506	44	+0,719	57	+1,142	61	+0,997	59	-0,567	44	-0,285	47	-0,756	42	-0,433	46
5	-0,117	48	+0,024	50	-0,547	44	+0,518	55	+0,411	54	-0,232	47	+0,775	57	-0,341	47
6	-0,463	45	-0,023	49	-0,342	46	+0,807	58	+0,305	53	-0,264	47	-0,015	49	-0,308	47
7	-0,463	45	-0,030	49	-0,358	46	+0,553	55	+0,305	53	-0,263	47	+0,174	51	-0,308	47
8	+0,015	50	-0,177	48	-0,539	44	+0,790	57	+0,434	54	-0,208	47	+0,997	59	-0,264	47
9	+0,123	51	-0,193	48	-0,610	43	-1,145	38	+0,456	54	-0,139	48	+0,697	56	+0,172	52
10	-0,202	47	-0,185	48	-0,568	44	-1,503	34	+0,447	54	-0,186	48	+1,208	62	-0,003	50
11	-0,268	47	-0,177	48	-0,453	45	-0,833	41	+0,429	54	-0,202	47	+0,496	54	-0,059	49
12	-0,050	49	+0,024	50	-0,310	46	+1,015	60	+0,233	52	-0,270	47	-0,582	44	-0,359	46
13	+2,555	75	-0,208	47	-0,689	43	-1,526	34	+0,438	54	+1,383	63	+1,275	62	+1,206	62
14	-0,658	43	+0,101	51	-0,153	48	+0,969	59	+0,153	51	-0,274	47	-0,872	41	-0,403	46
15	-0,159	48	-0,185	48	-0,310	46	-0,567	34	+0,456	54	-0,182	48	+1,386	63	+0,044	50
16	+0,145	51	-0,185	48	-0,626	43	+0,749	57	+0,447	54	-0,187	48	+0,040	50	+0,043	50
17	+0,275	52	-0,131	48	-0,468	45	-1,116	38	+0,376	53	-0,237	47	+0,663	56	-0,362	47
18	+0,319	53	-0,170	48	-0,310	46	+0,426	54	+0,438	54	-0,208	47	+0,230	52	-0,108	49
19	-0,420	45	+0,047	50	-0,005	50	+0,483	54	+0,225	52	-0,271	47	+0,207	52	-0,387	46
20	+4,727	97	-0,208	47	-0,626	43	-1,503	34	+0,438	54	+5,784	107	+1,208	62	+4,473	95
21	-0,441	45	-0,077	49	-0,421	45	+0,743	57	+0,349	53	-0,255	47	+0,052	50	-0,423	46
22	-0,643	43	+1,553	65	+3,383	83	+0,537	55	+0,438	54	-0,286	47	-1,394	36	-0,428	46
23	-0,550	44	+0,224	52	-0,274	52	+1,003	60	+0,011	50	-0,279	47	-0,427	45	-0,397	46
24	-0,541	44	+0,132	51	-0,034	49	+0,974	59	+0,171	51	-0,276	47	-0,838	41	-0,377	46
25	-0,441	45	+0,688	56	+1,079	60	+0,379	53	-0,522	44	-0,284	47	-1,539	34	-0,421	46
26	-0,224	47	-0,193	48	-0,405	45	-1,284	37	+0,438	54	-0,111	48	+1,609	66	-0,093	49
27	-0,691	43	+1,414	64	+2,057	70	+0,582	55	-1,750	32	-0,286	47	-1,406	36	-0,439	46
28	-0,698	43	+1,801	68	+3,557	85	-1,538	34	-2,354	26	-0,286	47	-1,923	30	-0,442	46
29	-0,695	43	-5,307	-4	-1,100	39	-1,538	34	-4,951	0	-0,286	47	-1,928	30	-0,441	46
30	-0,209	47	+0,008	50	-0,355	46	+0,645	56	+0,474	54	-0,228	47	+0,118	51	+1,899	67
31	-0,552	44	+0,433	54	+0,321	53	+0,78	57	-0,185	48	-0,283	47	-1,128	38	-0,413	46
32	-0,541	44	+0,441	54	+0,321	53	+0,839	58	-0,202	47	-0,283	47	-1,039	39	-0,417	46
33	+1,035	60	-0,208	47	-0,618	43	-1,018	33	+0,474	54	+0,257	52	+1,453	64	+0,609	56
34	+0,114	55	-0,193	48	-0,587	44	-0,672	43	+0,420	54	+0,026	50	+1,064	60	+0,232	52
35	-0,365	46	+0,217	52	+0,242	52	+0,905	53	+0,207	52	-0,279	47	-1,027	39	-0,392	46
36	-0,202	47	-0,108	48	-0,453	45	-0,556	44	+0,358	53	-0,245	47	+0,374	53	-0,266	47
37	-0,537	44	+0,364	53	+0,084	50	+1,015	60	-0,113	48	-0,282	47	-0,527	44	-0,411	46
38	+1,426	64	-0,208	47	-0,642	43	-1,624	33	+0,429	54	+0,700	56	+1,564	65	+1,077	60

zbioru $x = \sum x_i / N$; sumy kwadratów $s = \sum x_i^2 - (\sum x_i)^2 / n$; wariancji $s^2 = S/n$; odchylenia standardowego $s = \sqrt{s^2}$; standaryzacji danych (SDN) $Z_i = (x_i - \bar{x})/S$; wartości odchylenia (DV) wg wzoru $y_i - aZ_i + b = 10Z_i + 50$. Przedstawione w tabeli 2 wyniki obliczeń SDN i DV sprowadzone do „wspólnego mianownika”, są całkowicie ze sobą porównywalne. Można zatem porównywać każdy pomiar z każdym (w sensie merytorycznym). Ponadto tak przedstawione wyniki są pierwszym wskaźnikiem ewentualnego podziału danych na grupy, który był uwzględniany w toku szczegółowej analizy opisowej badanych zależności. Z obliczeń wynika (tab. 2), że w badanym zbiorze kilka próbek wykazuje odstępstwo od pozostałych. Były to próbki sztucznie wypreparowane z badanych osadów. Ponadto z tabeli 2 i wykresu (fig. 4) wynika, że badane parametry całego zbioru danych charakteryzuje na ogół rozkład normalny, ściśle biorąc normalny logarytmicznie.

Dalszą fazę opracowania wyników przeprowadzono na mikrokomputerze ZX-Spectrum, przyjmując warunki normalności rozkładu danych. Zadanie polegało na obliczeniu korelacji między żądanymi parametrami dla pięciu rodza-

jów regresji:

- 1) liniowej $y = ax + b$,
- 2) wykładniczej $y = b \exp(ax)$,
- 3) potęgowej $y = bx^a$,
- 4) logarytmicznej $y = a \log x + b$,
- 5) hiperbolicznej $y = (a/x) + b$.

Następnie autor wybierał spośród nich regresję o najwyższej korelacji i jej determinacji, dla której określał analizę zmienności w zakresie: liczebności grupy, średniej y , zmienności całkowitej, wariancji, odchylenia standardowego, wariancji resztkowej, korelacji i jej determinacji, współczynnika regresji, błędu współczynnika regresji, równania regresji, oraz test istotności tejże regresji na poziomie istotności $c < 0,05$. Dobierając (dla czytelności) odpowiednie współrzędne dla wartości badanych zależności, wykreślono za pomocą drukarki mikrokomputera punkty i wykresy, dla których przedstawiono równanie regresji z zakresem jego sprawdzalności, wartość zmienności całkowitej oraz błędu współczynnika regresji. Mając na uwadze różnice między zjawiskami fizycznymi a ich opisem matematycznym, wskazane w toku standaryzacji danych, przyjęto założenie, że zmienna zależna y musi mieć zawsze wartość dodatnią.

WYNIKI BADAŃ LABORATORYJNYCH

CECHY TEKSTURALNE

I WŁAŚCIWOŚCI FIZYCZNE BADANYCH OSADÓW

Pojęciem cech teksturalnych określa się w sedimentologii uziarnienie, czyli wielkość ziarn, ich morfologię i orientację, a także zagęszczenie osadu. Wielkość ziarn dotyczy ich średnicy oraz nierównomierności rozkładu w badanej próbce. Morfologia lub kształt ziarna obejmuje przede wszystkim jego kulistość i obtoczenie. W badaniach geologicznych cechy te są określane w warunkach laboratoryjnych, a tylko niektóre właściwości osadów bezpośrednio w terenie, np. zdolność infiltracyjna lub wilgotność naturalna. Ponieważ cechy teksturalne określają bezpośrednio wielkość wolnych przestrzeni w skale, wpływają więc także na jej wodoprzepuszczalność. Rolę hydrogeologiczną tych cech uogólnia porowatość całkowita osadów. Wymienione cechy były przedmiotem szczegółowych badań hydrogeologicznych wielu autorów, w Polsce m. in. Kozerskiego (1966, 1967, 1972), Stochlaka (1968), Kociszewskiej-Musiał (1969, 1971) i Macioszczyka (1973).

UZIARNIENIE

Do badań pobrano próbki z osadów przepuszczalnych, od pyłów do żwirów. Większość stanowiły piaski średnioziarniste, gdyż są one osadem najczęściej występującym w badanych środowiskach geologicznych. Na badanych obszarach nie stwierdzono osadów żwirowych, dlatego do badań pobrano próbki sztucznie wyodrębnione z badanych osadów.

Skład granulometryczny osadów określić można za pomocą charakterystycznych średnic ziarna (Hazen, 1982; Folk, Trask, Ward *vide* Gradziński *et al.* 1976). Do określenia tych cech podstawową metodą badawczą jest mechaniczny rozdział wagowy na określone frakcje ziarna. Zakłada się przy tym, że ciężar ziarna jest proporcjonalny do jego obojętności, co uzasadnia wysoka kulistość i kwarcowy skład ziarna.

Jedną z wydzielonych średnic jest średnia średnica ziarna (Bear *et al.* 1968; Gradziński *et al.* 1976). Określa ona bowiem rodzaj dominującej frakcji badanej próbki, a także promień hydrauliczny (R) dla przepływu wody w skale. Jego

wielkość równa jest ilorazowi porowatości całkowitej (n) i powierzchni właściwej ziarn skalnych (S). Dla określonej frakcji ziarna (d_1) wielkość jego powierzchni właściwej (S_1) określa następujące równanie (Chapman 1983):

$$S_1 = \frac{C_1(1-n)g_1}{d_1 G}$$

Dla innej frakcji ziarna (S_2) równanie powyższe przyjmuje postać:

$$S_2 = \frac{C_1(1-n)g_2}{d_2 G}$$

Istnieje zatem średnia średnica ziarna d zgodnie z równaniem:

$$\frac{C_1(1-n)}{d} = \left[\frac{C_1(1-n)g_1}{d_1 G} \right] + \left[\frac{C_1(1-n)g_2}{d_2 G} \right],$$

stąd:

$$\frac{1}{d} = \left[\frac{1}{d_1} \frac{g_1}{G} \right] + \left[\frac{1}{d_2} \frac{g_2}{G} \right].$$

Z tego wynika, że średnia średnica jest średnią harmoniczną uwzględniającą także wysortowanie próbek osadu. A zatem, im bardziej różnoziarnisty jest osad, tym niższa jest wartość średniej harmoniczej w porównaniu ze średnią arytmetyczną. W związku z tym istotniejszą od średniej średnicy cechą uziarnienia próbki dla celów hydrogeologicznych jest efektywna średnica ziarna oraz współczynnik nierównomierności uziarnienia.

Z badań wynika, że w przypadku kumulacyjnej krzywej uziarnienia istotną rolę spełniają wymiary ziarna tworzące jej dolne przegięcie. Brak ścisłych, jednoznacznych warunków jej określenia uzasadnia przyjmowanie średnicy d_{10} za wartość średnicy efektywnej ziarna zgodnie z Hazenem (1892). Z oznaczeń wynika (tab. 1), że badane próbki cechowały się średnicą ziarna d_{10} równą 0,002 do 2,5 mm. Spośród badanych środowisk geologicznych stosunkowo najmniejszy rozrzut w ramach poszczególnych frakcji wykazywały próbki pobrane z osadów Jeziora Turawskiego, natomiast najwyższe zróżnicowanie występowało w zasadzie w obrębie osadów dolin śródgórskich. Te ostatnie cechowały się na ogół wyższymi od pozostałych wartościami tego parametru. Osady wyrobiska kopalni „Bełchatów” wykazywały wartości pośrednie. Można więc sądzić, że w wielkościach uziarnienia próbek przejawiają się w pewnym stopniu genetyczne cechy badanych środowisk geologicznych.

Współczynnik nierównomierności uziarnienia (u) określa ilościowe proporcje między frakcjami ziarna dowolnej próbki. Najczęściej współczynnik ten odnoszony jest do skrajnych wartości dominującego przedziału średnicy ziarna. W badaniach hydrogeologicznych współczynnik ten określany jest zwykle za pomocą zależności według Hazena (1892), będącej ilorzem średnic ziarna d_{60} i d_{10} . Współczynnik nierównomierności uziarnienia badanych próbek mieści się w przedziale wartości: 1,468-17,5. Bardzo niskimi współczynnikami u cechowały się próbki osadów Jeziora Turawskiego i kopalni „Bełchatów”, mimo różnej ich genezy. Współczynnik ten wzrastał na ogół w osadach drobniej uziarnionych. W osadach dolin śródgórskich współczynnik nierównomierności uziarnienia wykazuje duże zróżnicowanie, szczególnie w przypadku piasków ze żwirem oraz osadów pylastych.

Kształt ziarna określa, łącznie z poprzednio opisanymi cechami, wielkość i kształt przestrzeni porowej w badanych próbkach. Jest on również wskaźnikiem cech genetycznych osadów, zwłaszcza w zakresie kulistości ziarna, oraz wskaźnikiem niszczenia ziarna w procesach erozji i denudacji, co określa głównie jego obtoczenie. W badaniach hydrogeologicznych kształt ziarna traktowany jest zazwyczaj jako wskaźnik orientacyjny (Kozerski 1972; Macioszczyk 1973) lub szczegółowiej rozpatrywany pod postacią współczynnika α (Fraser 1935; Chardabellas 1964; Gibbs *et al.* 1971; Kovács 1981).

Badane próbki osadów charakteryzowały się z reguły wysokimi parametrami kulistości i obtoczenia (tab. 1, fig. 5). Zakres wartości kulistości dla średnicy ziarna d_{10} wynosi od 0,563 do 0,802. Wyraźniejsze prawidłowości, jakie wynikałyby z genezy osadu nie zaznaczają się. Przeważają we wszystkich badanych ośrodkach geologicznych wartości 0,650-0,750.

Obtoczenie efektywnej średnicy ziarna (d_{10}) mieści się w przedziale 0,200-0,599 i rośnie ogólnie ze wzrostem średnic w każdej próbce, a także ze wzrostem średnicy ziarna d_{10} badanych środowisk sedymentacyjnych. Najwyższe obtoczenie ziarna stwierdzono w próbkach pobranych z osadów Jeziora Turawskiego, natomiast najniższe wartości zaznaczają się w osadach dolin śródgórskich, zwłaszcza pylastych terasy zalewowej Bobru. Probki pobrane z wyrobiska kopalni „Bełchatów” cechują pośrednie wartości obtoczenia, bardziej zbliżone do wartości określanych dla osadów Jeziora Turawskiego.

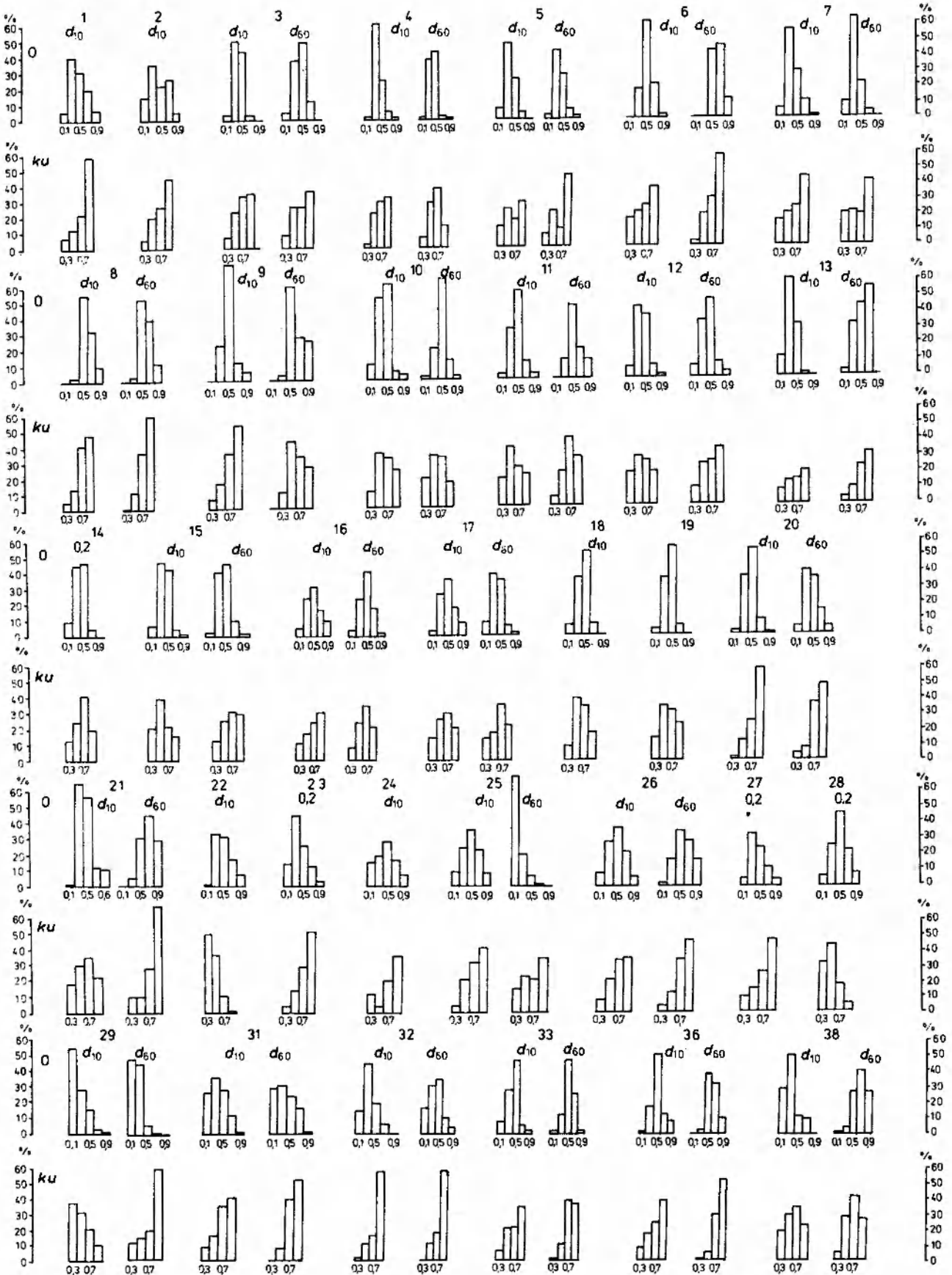


Fig. 5. Histogramy kulistości i obtoczenia ziarn badanych próbek na podstawie wzorca według Krumbeina i Sloosa. O – obtoczenie; ku – kulistość; 1, 2, 3 – numeracja wybranych próbek; d_{10} , d_{60} , 0,2 – frakcja ziarna (mm)
Histograms of sphericity and roundness of grains (for selected samples). Krumbein, Sloos comparative scale was used. O – roundness; ku – sphericity; 1, 2, 3 – numbers of samples; d_{10} , d_{60} , 0,2 – grain fraction (mm)

POROWATOŚĆ CAŁKOWITA

Celowość analizy porowatości całkowitej wynika z faktu, że w przypadku osadów sypkich odpowiada ona praktycznie porowatości nasycenia (Busch, Luckner 1972; Lambe, Whitman 1978). Znajomość tego wskaźnika umożliwia bowiem zbilansowanie podstawowych parametrów hydrogeologicznych, jak: wodochłonność, odsączalność, objętość wód związanych oraz zawartość powietrza gruntowego w próbkach.

Badania porowatości przeprowadzono na próbkach w stanie luźnym i dlatego istotnym problemem było ich właściwe zagęszczenie. Wysokość zagęszczenia osadu w kolumnie filtracyjnej kontrolowano w trakcie trwania tego procesu przez każdorazowe określanie ciężaru objętościowego próbki i systematyczne porównywanie go z warunkami naturalnymi (*Grunt y budowlane*, 1976; Łomtadze 1984). Wiadomo bowiem, że średnią gęstość nasyconej wodą próbki skały (ρ_{sk}) wyrazić można za pomocą gęstości właściwej wody (ρ_w), szkieletu skalnego (ρ_{sz}) oraz porowatości całkowitej próbki (n) (Chapman 1983):

$$\rho_{sk} = n\rho_w + (1 - n)\rho_{sz} = \rho_{sz} - n(\rho_{sz} - \rho_w).$$

Gęstość właściwą wody i szkieletu skalnego można przyjąć za wartości stałe w trakcie eksperymentu. Stąd, zgodnie z oczekiwaniem, porowatość jest odwrotnie proporcjonalna do zagęszczenia próbek. Zależność tę określono przy różnym zagęszczeniu próbek, od maksymalnie możliwego do luźnego usypania (fig. 6). W toku oznaczeń porowatości szczególną uwagę zwracano na wartości zagęszczenia odpowiadające zagęszczeniu próbki w kolumnie, dla której oznaczono następnie parametry drenażu wody. Wiązka otrzymanych w ten sposób linii prostych tej zależności mieściła się w zakresie ciężaru objętościowego 1,46-2,06 g/cm³. W próbkach o niższej średnicy ziarna linie te są dłuższe, co świadczy o większym zróżnicowaniu porowatości. Dodać tu również należy, że linie te przesunięte są w stronę mniejszego ciężaru objętościowego. Stosunek różnicy między maksymalną a minimalną porowatością do średniej porowatości mieścił się w zakresie 0,4-0,7. W przypadku próbek o większej średnicy ziarna oraz jej większym zróżnicowaniu, linie omawianej zależności są krótsze i przesunięte w stronę większego ciężaru objętościowego. Z analizy wykresów wynika, że najniższy stopień zagęszczenia, a zatem i porowatości całkowitej, miały próbki pobrane z osadów w obrębie Jeziora Turawskiego. Dla nich omawiany wyżej zakres

zmienności porowatości wynosił zaledwie 0,15-0,25.

Wyraźne skupienie wartości ciężaru objętościowego próbek oznaczonych w kolumnie gruntu mieściło się w przedziale około 1,55-1,80 g/cm³. W porównaniu z gęstością tych utworów w warunkach naturalnych badane próbki charakteryzują się średnim zagęszczeniem. Omawiana wiązka linii przedstawiających zależność między porowatością a ciężarem objętościowym mieści się w zakresie $\pm 0,025 n$. Środek tej wiązki stanowią najczęściej piaski średnioziarniste o rozrzucie linii w zakresie $\pm 0,0115 n$, przy czym zmiana współczynnika porowatości o 0,01 następuje przy zmianie ciężaru objętościowego około 0,06 g/cm³. Dolną granicę omawianej zależności tworzą frakcje najdrobniejsze, górną – zazwyczaj osady najgrubiej uziarnione. W dolnym zakresie wiązki linii zaznacza się wpływ niskiego współczynnika nierównomierności uziarnienia, niższego obtoczenia oraz wyższej kulistości ziarna. Górny zakres wiązki linii tworzą parametry o wartościach przeciwnych do wyżej wymienionych. Z powyższych obserwacji wynika, że linie skrajne nie wykazują związku z jednym dominującym czynnikiem, lecz z zespołem czynników. Spośród nich główną rolę odgrywa jednakże efektywna średnica ziarna. Wyjątkiem, potwierdzającym tę regułę, są dwie próbki piasku żwirowatego, których wyjątkowo niska porowatość wynika z wysokiego zagęszczenia próbek (powyżej 2 g/cm³), związane go z wysokim współczynnikiem nierównomierności uziarnienia.

Przedział współczynnika porowatości całkowitej przy gęstości objętościowej odpowiadającej próbce w kolumnie filtracyjnej wyniósł: 0,33-0,46. Dla większości próbek współczynnik ten wyniósł 0,33-0,37. Zgodnie z oczekiwaniem wyznaczona w toku badań porowatość wykazywała następujące zależności:

- odwrotnie proporcjonalną do gęstości objętościowej próbek;
- malejącą potęgowo ze wzrostem efektywnej średnicy ziarna, współczynnika nierównomierności uziarnienia oraz obtoczenia ziarna;
- wprost proporcjonalną do kulistości ziarna.

Badania rozrzutu punktów wykazały, że w zakresie efektywnej średnicy ziarna poniżej 0,5 mm nastąpił spadek współczynnika porowatości całkowitej o około 30% jego wartości najwyższej, odpowiadającej dolnemu zakresowi średnic ziarna (fig. 7). Wyraźnie wyższy spadek współczynnika porowatości nastąpił w przypadku średnicy

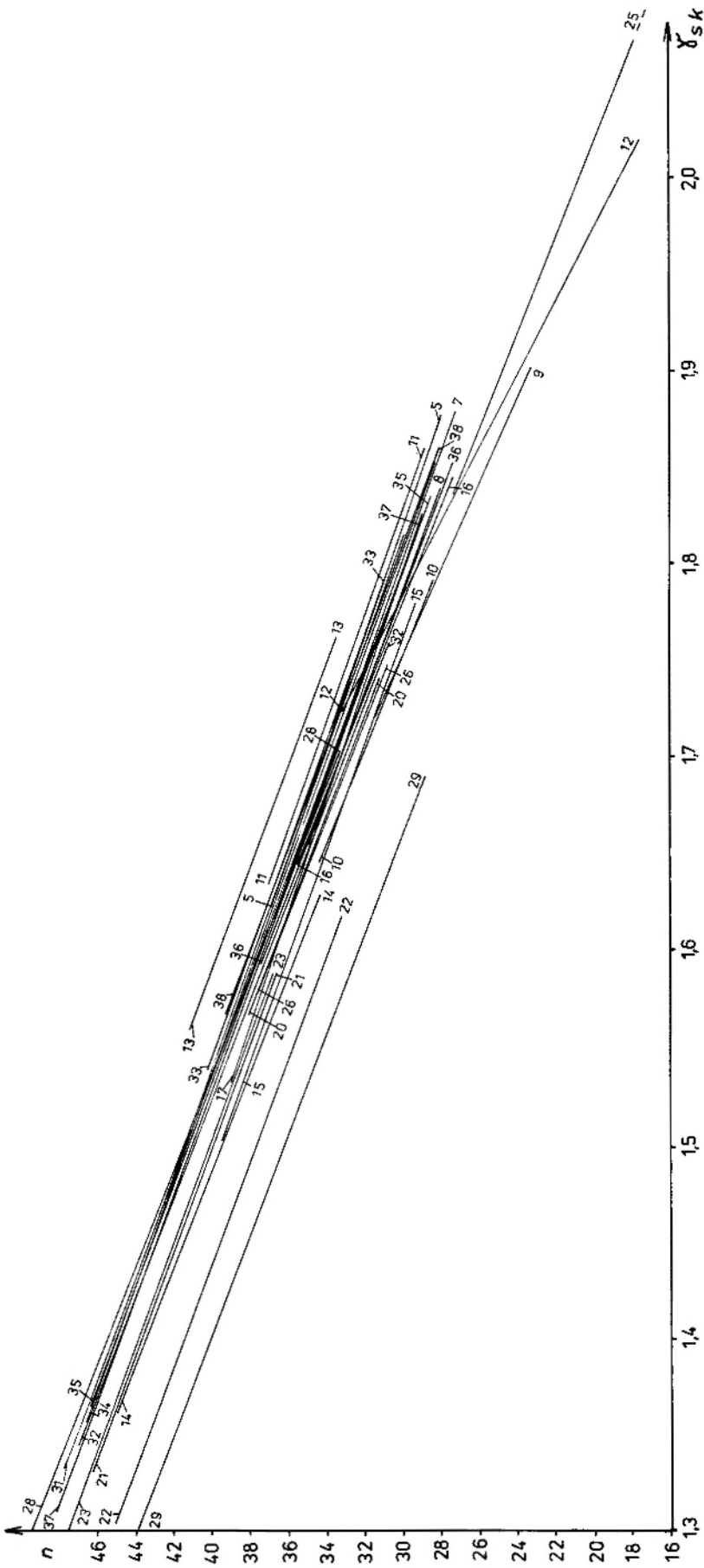


Fig. 6. Zależność między porowatością całkowitą (n) i pakowaniem ziaren (γ_{sk}). 10, 12, 15 — numeracja próbek; długość linii przedstawia zakres porowatości dla próbek od luźno usypanych do maksymalnie zagęszczonych
 Diagram showing interrelation between total porosity (n) and grain packing of soils (γ_{sk}) 10, 12, 15 — numeracja of samples; length of line reflect inerval of porosity changes from loose to high condensed soil;

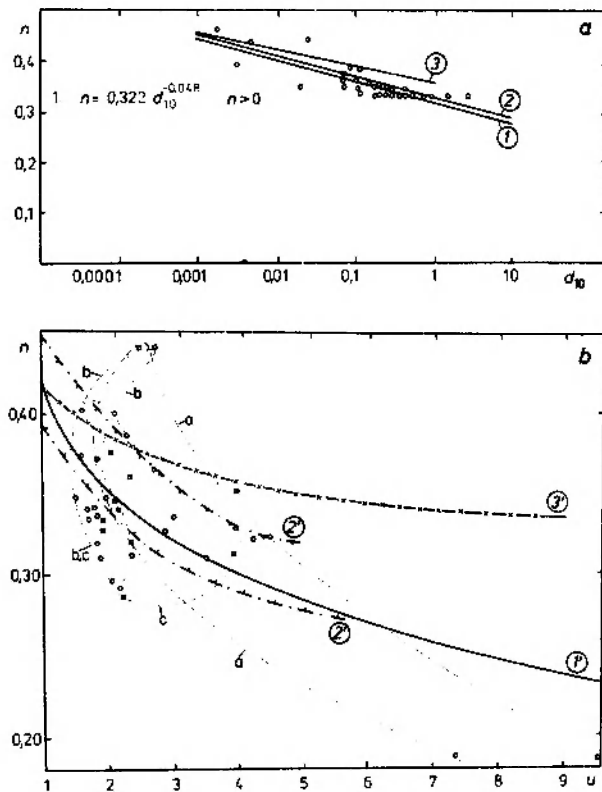


Fig. 7. Zależność między porowatością całkowitą a średnicą ziarna i współczynnikiem nierównomierności uziarnienia. (a) $n = f(d_{10})$: 1 – według autora; 2 – według Kinga (1899b); 3 – według Chardabellasa (1964); (b) $n = f(u)$: 1' – według autora; 2' – według Chardabellasa (1964); 3' – według Barienblatta (1965)

The total porosity versus grain size and uniformity coefficient. (a) $n = f(d_{10})$: 1 – by author; 2 – after King (1899b); 3 – after Chardabellas (1964); (b) $n = f(u)$: 1' – by author; 2' – after Chardabellas (1964); 3 – after Barienblatt (1965)

ziarna poniżej 0,2 mm, zwłaszcza w próbkach osadów pylastych. W zakresie $d_{10} = 0,2-0,5$ mm spadek porowatości jest niższy i mniej regularny, szczególnie dla wodnolodowcowych piasków żwirowatych dolin śródgórskich. Podobny przebieg omawianej zależności dla $d_e > 0,2$ mm przedstawili King (1899b) i Chardabellas (1964). Stwierdzone eksperymentalnie prawidłowości dotyczą również górnego zakresu omawianej zależności. Wpływ efektywnej średnicy ziarna staje się natomiast słabiej wyraźny dla dolnego zakresu zależności $n = f(d_{10})$. Na niższe wartości porowatości wpływa wyższe zagęszczenie badanych próbek. Można z powyższych danych wnioskować, że zależność $n = f(d_{10})$ przy d_{10} około 0,2 mm odpowiadająca $n \approx 0,36$ wskazuje, iż osady o wyższej porowatości przy podobnym zagęszczeniu cechują pory o malejącej średnicy. Zależność opisano przybliżoną prostą potęgową (fig. 7a).

Badając zależność porowatości od nierównomierności uziarnienia stwierdzono wykładniczy

spadek jednego współczynnika ze wzrostem drugiego (fig. 7). Taka prawidłowość omawiana była również w literaturze (Chardabellas 1964; Busch, Luckner 1972; Kovács 1981). Zależność ta jest najbardziej wyraźna w zakresie niskich wartości współczynnika nierównomierności uziarnienia ($u < 5$). Wyższe jego wartości obniżają zazwyczaj porowatość całkowitą, nie wpływając jednak wyraźniej na jej zróżnicowanie. Współczynnik porowatości poniżej 0,34 nie wykazywał już wyraźnej zależności od nierównomierności uziarnienia badanych próbek. Nieco wyraźniejszy pod tym względem jest dolny zakres badanej zależności. Stanowią go próbki osadów nieco grubszych frakcji, których współczynnik porowatości jest o 30-40% niższy od wartości tworzących górny zakres omawianej zależności. Istnieje zatem tendencja wzrostu roli współczynnika nierównomierności uziarnienia przy wyższej średnicy ziarna badanych próbek.

Współzależność porowatości od kształtu ziarna, jak ilustrują wykresy (fig. 8), nie uwidacznia się zbyt ściśle i ma luźny związek z obtoczeniem i kulistością ziarna. Można w tych przypadkach mówić jedynie o istnieniu określonej tendencji do współzależności. Spośród obu czynników opisujących kształt ziarna, wyraźniejszy jest związek porowatości z obtoczeniem. Ze wzrostem obtoczenia obserwuje się spadek porowatości o charakterze wykładniczym. Wyższe wartości obtoczenia w stosunku do średnich wykazywały próbki o drobniejszym uziarnieniu. Dolny zakres badanej zależności jest mniej wyraźny. Tworzą go zwykle próbki grubszej frakcji. Jest to więc dodatkowy wskaźnik dominującego znaczenia efektywnej średnicy ziarna wśród omawianych cech teksturalnych. Wpływ obtoczenia na porowatość lokalnie może wzrastać ze wzrostem średnicy ziarna powyżej 0,3 mm, gdyż ze wzrostem średnicy wzrasta obtoczenie.

Związek między porowatością a kulistością jest mniej wyraźny, ma pewną tendencję wzrostową. Mała czytelność tej zależności wynika, między innymi, z niewielkiego zróżnicowania wartości liczbowej kulistości.

Omawiane zależności są wzajemnie przeciwstawne i tym tłumaczyć można słabszy wpływ kształtu ziarna na wielkość porowatości. Wpływ ten jest zgodny z wpływem obtoczenia ziarna jako dominującej składowej badanej zależności. Wykładniczy spadek porowatości ze wzrostem obtoczenia zgodny jest również z wpływem współczynnika kształtu ziarna α na porowatość całkowitą (Fraser 1935; Andreasen 1950; Chardabellas 1964; Kovács 1981).

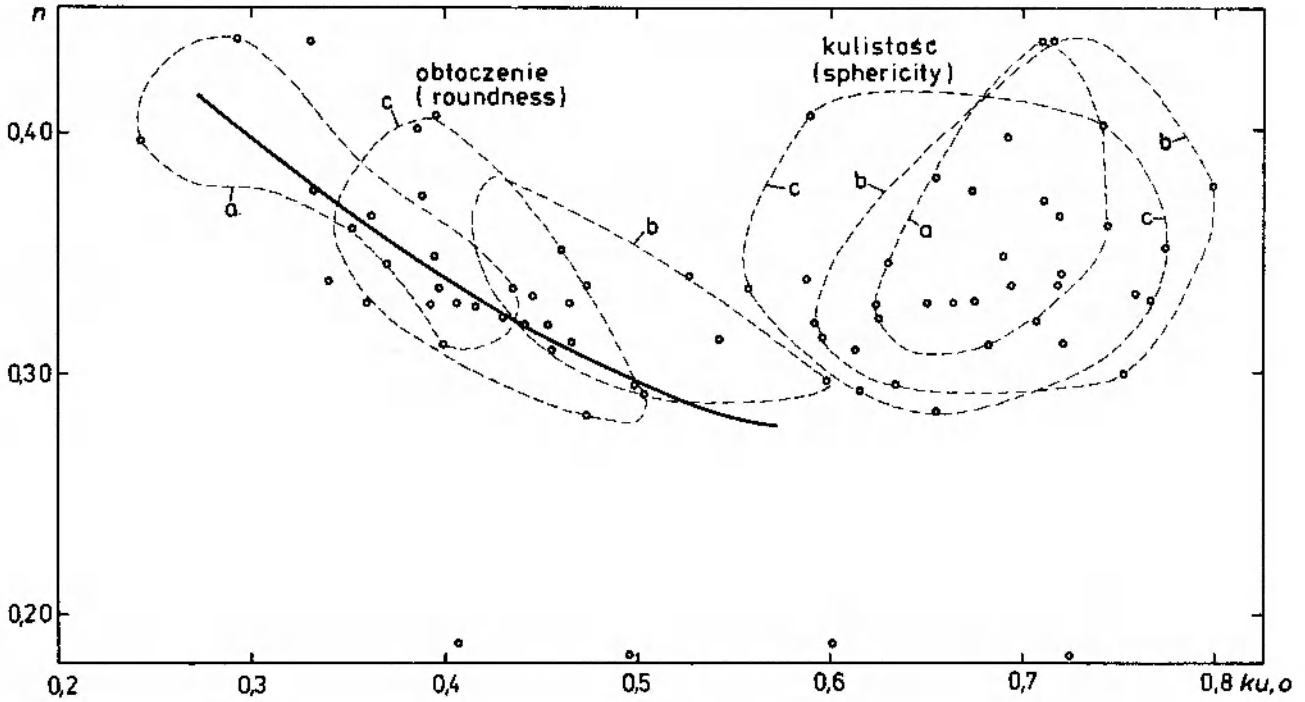


Fig. 8. Zależność między porowatością całkowitą a kulistością i obłoczeniem ziarna
Relationship between total porosity and sphericity and roundness of grains

CHARAKTERYSTYKA WÓD ZWIĄZANYCH

Znana jest prawidłowość, że w trakcie wypielniania wolnych przestrzeni w skale przez wodę wolną każde ziarno skalne w pierwszej kolejności dąży do zatrzymania części tej wody na swojej powierzchni (fig. 9). Pozostaje ona w skale również po zdrenowaniu wody wolnej, a zatem występuje stale w warunkach różnego nasycenia, nie biorąc udziału w przepływie. Można więc uważać, że zawartość wód związanych odzwierciedla wielkość sił pasywnych, które stawiają opór przepływowi wody wolnej. W zależności od rodzaju sił utrzymujących wody w stanie związanym, wydzielanych jest kilka jej odmian, jak: higroskopijna, błonkowata, kapilarna właściwa, zawieszona i stykowa. Z punktu widzenia hydrogeologicznego w badanych procesach wymienione odmiany wód można rozpatrywać jako wody adhezyjne i kapilarne. Aby więc poznać szerzej istotę występujących tutaj zjawisk, należy scharakteryzować pod tym kątem poszczególne odmiany wód w procesie nasycania osadów oraz drenażu z nich wody wolnej.

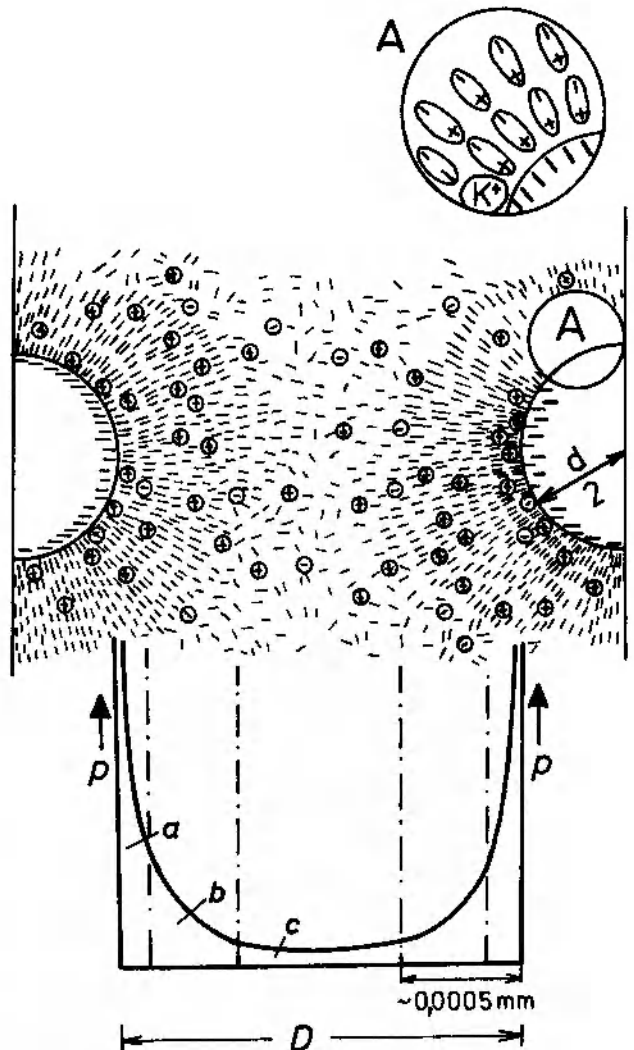


Fig. 9. Rozkład sił molekularno-elektrycznych w otoczeniu ścian ziarn skalnych (według Buscha i Lucknera 1972). *a* – woda silnie związana; *b* – woda luźniej związana; *c* – woda wolna

Distribution of molecular-electric forces along the walls of grains (after Busch and Luckner 1972). *a* – strongly bounded water; *b* – weakly bounded water; *c* – free water

WODY ZWIĄZANE W TRAKCIE NASYCANIA PRÓBEK

W trakcie nasycania wysuszonych próbek główną rolę odgrywa woda kapilarna właściwa. Strefa wzniosu kapilarnego tworzy front zwilżania suchej próbki, wypierający powietrze zawarte

w porach skalnych. W procesie tym powstają wody adhezyjne i następuje selektywne zwilżanie ziarn skalnych, a następnie wypełnianie pozostałej części porów skalnych. W początkowej fazie front nasycenia przemieszczał się z podobną prędkością dla większości badanych próbek, niezależnie od ich cech teksturalnych. Woda wypiera powietrze gruntowe z porów w suche partie próbek. Utrata energii na tę pracę zwalnia tempo procesu nasycenia, co sprawia, że linie regresji tego procesu są strome, a przy tam nieregularne (Horton 1933). Powierzchnia frontu nasycenia staje się nierówna na skutek powstawania „języków” zwilżonej próbki w wyniku selektywnej zwilżalności ziarn skalnych (fig. 10). Obok strefy zwilżania tworzą się „kieszki” zawierające powietrze gruntowe. Ciśnienie mierzone w piezometrach nie reaguje na te lokalne zaburzenia, co wskazuje, że omawiane wody związane nie przekazują ciśnienia hydrostatycznego. Zgodnie z oczekiwaniem reakcja ciśnienia widoczna jest tylko w tej części strefy wzniosu kapilarnego, która znajduje się w polu działania wartości będącej iloczynem obu sił kapilarnych. Z bezpośrednich obserwacji autora wynika, że ciśnienie to wzrasta skokowo, co rejestrowano też w piezometrach.

W trakcie nierównomiernego nasycenia istnieje największa możliwość pozostawiania w próbkach powietrza gruntowego. W miarę stopniowego obniżania się spadku hydraulicznego nasycenie staje się wolniejsze na skutek oporu powietrza, które jest stopniowo wypierane. Następuje przegięcie krzywej regresji nasycenia i jej regularniejszy przebieg (fig. 36). W tej fazie obie składowe siły kapilarnej działają prawie jednocześnie, co sprawia, że następuje wzrost stopnia nasycenia strefy wzniosu kapilarnego. Powierzchnia wzniosu jest bardziej wyrównana. Skuteczniejsze wypieranie, a być może także częściowe rozpuszczanie powietrza (Horton 1933), powodują zmniejszenie się różnic strat naporu hydraulicznego (ΔH) wzdłuż nasyconego fragmentu próbek.

Wyniki pomiarów rozkładu stopnia wilgotności strefy wzniosu kapilarnego w końcowej fazie nasycenia (Kowalski 1982a) wykazały hiperboliczny spadek zawartości tych wód w miarę wzrostu odległości frontu nasycenia od powierzchni swobodnego zwierciadła wody. Potwierdzają to również inne badania (Prill *et al.* 1965; Gillham 1984). A zatem strefy wzniosu kapilarnego większości badanych próbek nie należy uważać za jednorodną pod względem stopnia nasycenia. Nie należy jej więc uważać za strefę nasyconą *sensu stricto*. Wpływa na to, zdaniem autora, zróżnicowanie

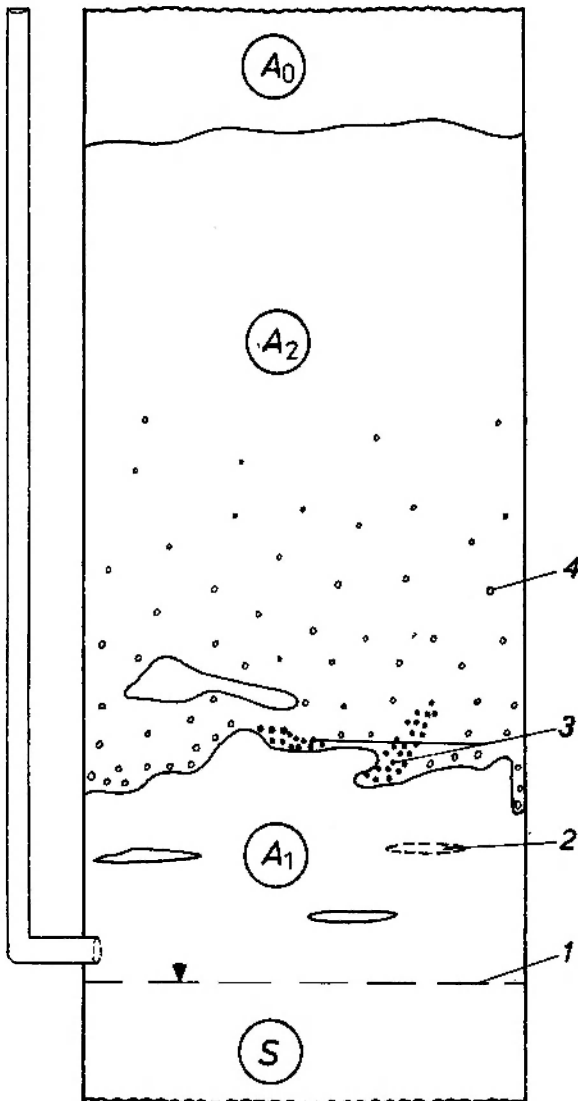


Fig. 10. Zróżnicowanie wilgotności próbki wynikające z działalności selektywnej zwilżalności i napięcia powierzchniowego. S – partie próbki całkowicie nasycone wodą wolną (1); A₁ – spągowa, intensywnie zawilgocona część strefy wzniosu kapilarnego z lokalnymi soczewkami gruntu o słabym zawilgoceniu (2). W jej stropie występuje znaczna ilość pęcherzyków powietrza (3); A₂ – stropowa, słabiej zwilżona część strefy wzniosu kapilarnego z pojedynczymi pęcherzykami powietrza (4); A₀ – część próbki całkowicie sucha

Moisture changes within the samples due to selective wettability and surface tension. S – part of sample completely saturated by free water (1); A₁ – strongly moistured bottom-part of capillary ascent zone with local lenses feebly moistured. Near the top of this part occurs considerable amount of air bubbles (3); A₂ – feebly moistured top part of capillary ascent zone with separate air bubbles (4); A₀ – dry part of sample

wanie wilgotności omawianej strefy wywołane przez adhezję i selektywną zwilżalność od części tej strefy, na której wilgotność wpływają również siły napięcia powierzchniowego (fig. 10). Nasylenie wynikające z działania sumy tych sił jest wówczas zbliżone do całkowitego nasylenia poniżej powierzchni swobodnego zwierciadła wody. Różni się tylko wyższą zawartością powietrza gruntowego oraz ujemnym ciśnieniem hydrostatycznym (Davis, De Wiest 1966; Gillham 1984).

WODY ZWIĄZANE W TRAKCIE STREFOWEGO DRENAŻU

Obserwacje wód związanych w trakcie drenażu wody wolnej z kolumny gruntu polegały na ilościowym określeniu wód kapilarnych właściwych, kapilarnych zawieszonych i stykowych łącznie oraz wód adhezyjnych. Kształtująca się każdorazowo pionowa strefowość tych wód była również bezpośrednio widoczna poprzez przezroczyste ściany kolumny. Można było zauważyć wyraźniejsze zróżnicowanie tej strefowości w trakcie drenażu w porównaniu z procesem nasylenia próbek. Wiązać to należy z występowaniem bardziej zróżnicowanego pola sił aktywnych i pasywnych działającego na drenaż wody wolnej. Zjawisko to zostanie przeanalizowane w dwóch następujących rozdziałach pracy.

Każdorazowo, na początku tej fazy eksperymentu obliczano stopień nasylenia strefy wzniosu kapilarnego, pozostającej po zdrenowaniu wody wolnej ze stropowej partii próbki. Po odczytaniu ustalonego zwierciadła wody w kolumnie i piezometrach w zasięgu wód kapilarnych właściwych uzupełniano nasylenie próbek znaną objętością wody. Z przeliczeń wynikało, że strefę wzniosu kapilarnego w trakcie drenażu charakteryzuje stopień nasylenia przekraczający 90%. Mimo wysokiej wartości stopnia nasylenia, powierzchnia swobodnego zwierciadła wody ustalała się zawsze w stopie całkowitego nasylenia. Obserwacje te dowodzą, że reakcja ciśnienia hydrostatycznego jest bardzo wyraźna na najmniejsze nawet obniżenie całkowitego nasylenia ośrodka skalnego. Przy wysokim stopniu nasylenia ośrodka skalnego nieznaczne nawet zasilanie infiltracyjne strefy wzniosu kapilarnego spowoduje drenaż wody wolnej. Jest to, zdaniem autora, główna przyczyna długotrwałego występowania drenażu w postaci sączeń obserwowanych w warunkach laboratoryjnych oraz polowych (Kowalski, praca w druku).

Istotną dla zagadnienia drenażu wysokość

strefy wód kapilarnych w eksperymencie określano z różnicy wysokości położenia powierzchni intensywnie i równomiernie zwilżonej próby w chwili zaniku wody w sąsiadującym piezometrze o znanej wysokości założenia. Z kilku pomiarów dla każdej próbki wynika, że wysokość wzniosu kapilarnego zależna jest od cech teksturalnych, przy czym obserwowano albo kilkucentymetrowy przyrost jego wartości albo wartości stałe. W trakcie strefowego drenażu zmienia się natomiast bardzo wyraźnie zawartość wód kapilarnych zawieszonych i stykowych, aż do całkowitego zakończenia drenażu. Rozrywanie strefy wzniosu kapilarnego, zgodnie z istotą tego zjawiska, następuje przy wzroście prędkości drenażu, a więc wówczas, gdy siła grawitacji jest składową dominującą w ośrodku skalnym. A zatem rola wód związanych, obrazujących działanie sił pasywnych w ośrodku skalnym, jest szczególnie istotna, zwłaszcza w początkowej fazie drenażu. Efektem ich działania jest nierównomierny przebieg drenażu, przejawiający się zaburzeniem wysokości ciśnienia oraz natężenia przepływu (fig. 27), wynikający ze stanu nasylenia drenowanego ośrodka skalnego. Przypuszczać należy, że stopień nasylenia próbek przez wody kapilarne związane w tej fazie drenażu jest zbliżony do stopnia nasylenia strefy wód kapilarnych właściwych. Nie można bowiem wizualnie w sposób jednoznaczny postawić granicy między obu odmianami tych wód w profilu kolumny.

Rozrywanie strefy wód kapilarnych było stonkowo najwyraźniejsze w piaskach żwirowatych, czyli w osadach o zróżnicowanym uziarnieniu. Jednocześnie malała wyraźnie procentowa zawartość wód kapilarnych zawieszonych, przejawiająca się coraz jaśniejszym odcieniem zdrenowanej części kolumny ze wzrostem odległości od strefy saturacji. W warunkach tych pewną rolę odgrywają także wody kapilarne stykowe. Działają wówczas tzw. siły dociskające ziarna przez meniski wody kapilarnej stykowej (Dmitruk *et al.* 1982), których wznios jest wyższy w przypadku prób o drobniejszym uziarnieniu. Według tych autorów zjawisko to powoduje wtórne zagęszczenie osadów, prowadzące do tworzenia się niejednorodności ośrodka skalnego, co obserwował autor w postaci lokalnego rozwarstwienia próbek i tworzenia się poziomych szczelin w osadzie po zdrenowaniu wody wolnej. Prowadzi to do nierównomiernego rozkładu wód związanych po zakończeniu drenażu i jest, zdaniem autora, jedną z głównych przyczyn powstawania zjawiska krzywej histerezy, obrazującej zróżnicowanie procen-

towej ilości tych wód w cyklu nasycenie-drenaż (Bear *et al.* 1968; De Marsily 1981).

Profil zawartości wód związanych ustalał się po zakończeniu odsączania wody wolnej, co następowało praktycznie po kilku dobach, zależnie od cech teksturalnych próbek. W okresie tym miała miejsce równowaga między nieznacznym jeszcze odsączaniem wody, pochodzącej z odrywania się związanej uprzednio wody kapilarnej zawieszanej, a jej stratami wynikającymi z parowania gruntowego, wynoszącego nieco powyżej $5 \text{ cm}^3/\text{dobę}$. Nad powierzchnią swobodnego zwierciadła wody ustalała się ostateczna wartość wysokości strefy wód kapilarnych właściwych.

W pionowym rozkładzie wód związanych obszaru aeracji wyraźnie zaznacza się ich strefowość: kapilarności właściwej (wzniosu kapilarnego), kapilarności zawieszanej oraz wód adhe-

zyjnych (fig. 11). Zawartość wód kapilarnych stykowych jest praktycznie trudna do określenia. O ich udziale można sądzić w sposób pośredni, tzn. wydzielając zaburzenia w obrębie lub powyżej strefy wód kapilarnych zawieszonych. W toku dalszej analizy wody kapilarne stykowe będą uwzględniane tylko w obrębie wydzielonej strefowości wód kapilarnej właściwej i zawieszanej.

Wykresy zawartości wód związanych mają na ogół postać linii krzywych, hiperbolicznych. W dolnej ich części obserwujemy z reguły ostre zakrzywienie, spowodowane wysokim stopniem nasycenia strefy wzniosu kapilarnego. Taki obraz wynika z dobrego wysortowania badanych próbek i stanowi potwierdzenie aktualnych poglądów na to zagadnienie (Kovács 1981; De Marsily 1981; Gillham 1984). Tylko nieliczne krzywe rozkładu zawartości wód związanych odbiegają od

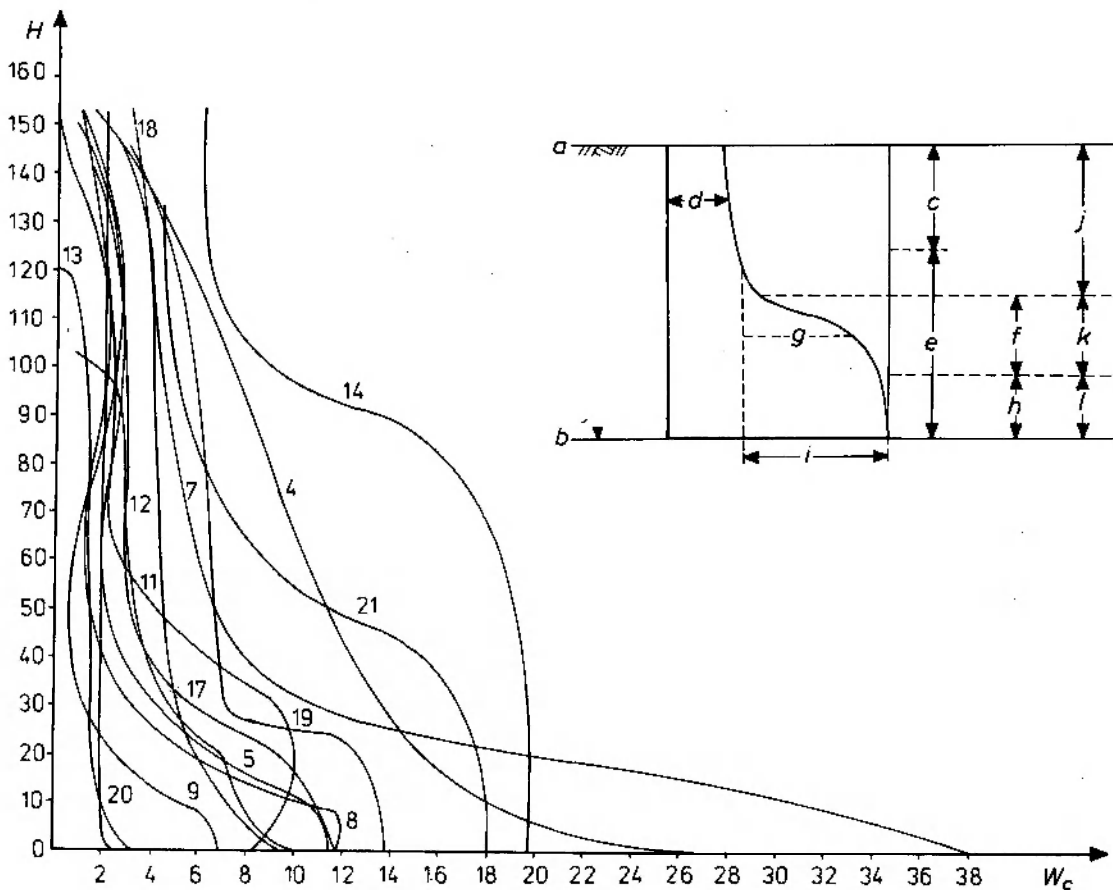


Fig. 11. Rozkład wilgotności próbek w kolumnie po zdrenowaniu wody wolnej. 4, 5, 7 – numeracja próbek; a – powierzchnia próbek; b – podstawa strefy wód związanych; c – strefa wód adhezyjnych; d – zawartość wód adhezyjnych, % wagowe; e – strefa wód kapilarnych; f – strefa wód kapilarnych zawieszonych; g – zawartość wód kapilarnych, %; h – strefa wód kapilarnych właściwych; i – zawartość wód kapilarnych właściwych, %; j – strefa równowagi; k – drenaż w warunkach odsączania; l – drenaż w warunkach filtracji

Moisture distribution within column filled sample directly after free water drainage. 4, 5, 7 – numbers of samples; a – surface of sample; b – base of bounded water zone; c – adhesive water zone; d – adhesive water content, percentage by weight; e – capillary water zone; f – capillary suspension water zone; g – capillary suspension water content (%); h – capillary water sensu stricto zone; i – capillary water sensu stricto content; j – stability zone; k – dewatering under depercolation conditions; l – dewatering under filtration conditions

tej prawidłowości, charakteryzując się bardzo płynnym przejściem do strefy wód kapilarnych zawieszonych. Dotyczy to próbek o wyższym wskaźniku nierównomierności uziarnienia, spowodowanego znacznym udziałem frakcji pylastej.

Zawartość wód adhezyjnych, tworzących górną część omawianych krzywych, mieści się w przedziale 1-7% wagowych, przy czym ich tło stanowi zagęszczenie linii odpowiadające frakcji piasków średnioziarnistych (około 3-4% wagowych). Wyraźnie odbiegają od powyższych krzywe rozkładu zawartości wód adhezyjnych dla frakcji najdrobniejszych (pylastych i drobnoziarnistych) oraz najgrubszych (piaski gruboziarniste i żwiry). Obie odmiany osadów charakteryzują się odpowiednio najwyższymi i najniższymi zawartościami wód adhezyjnych oraz z reguły stromym przebiegiem krzywych dla całego przedziału wód związanych.

Strefa wód kapilarnych zawieszonych, stanowiąca pomost między strefami wyżej omawianymi, wykazuje najwyższe zróżnicowanie. Wynika to z nałożenia się czynników teksturalnych badanych próbek, omówionych w rozdziale następnym. Nie bez znaczenia wydaje się także wyższa prędkość drenażu wody wolnej. Tylko w przypadku próbek najgrubszych i najdrobniejszych frakcji zmian takich zaburzeń profilu wód związanych nie obserwuje się. Zdaniem autora, można to wiązać z nieobecnością wód kapilarnych zawieszonych w tych próbkach. W pierwszym przypadku pory mają z reguły charakter nadkapilarnych, w drugim – subkapilarnych, co uniemożliwia w obu przypadkach występowanie zjawisk kapilarności zawieszonej. Ponieważ zawartość wody kapilarnej zawieszonej ulegała zmianom w trakcie powtarzania eksperymentu na wybranych próbkach, sądzić należy, że strefa tych wód jest swego rodzaju dynamicznym wyrazem przebiegu drenażu w ośrodku skalnym; potwierdza to również obraz krzywej histerezy (fig. 12). Rola pozostałych wód związanych jest w tym względzie bardziej ograniczona. Istnieje obszerna literatura na temat zróżnicowania ilości wód związanych, pozostałych w skale po zdrenowaniu wody wolnej. Johnson *et al.* (1963), Johnson (1967) oraz Prill *et al.* (1965) przedstawiają dla piasków różnoziarnistych o porowatości 0,463-0,518 strome krzywe rozkładu wód związanych. Stopień nasycenia ośrodka skalnego wodami związanymi mieścił się w przedziale $s = 0,3-1,0$. W przypadku piasków o porowatości całkowitej wynoszącej od 0,429 do 0,445 krzywa rozkładu wód związanych była bardziej spłaszczona i opisywał ją przedział

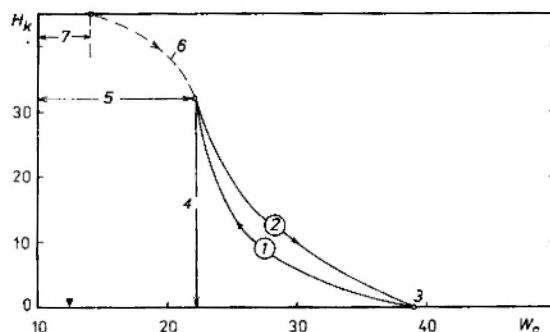


Fig. 12. Rozkład wysokości wzniosu kapilarnego H_k w cyklu zasilanie-drenaż. Piasek średnioziarnisty. 1 – krzywa nasycenia; 2 – krzywa odsączania; 3 – podstawa strefy wzniosu kapilarnego – maksymalny stan nasycenia próbki; 4 – wznios kapilarny; 5 – minimalny stan nasycenia strefy wzniosu kapilarnego; 6 – zawartość wód kapilarnych zawieszonych w fazie drenażu, % objętościowe; 7 – zawartość wód adhezyjnych

Distribution of capillary suction H_k in a wetting-drainage cycle. Medium sand. 1 – saturation graph; 2 – drainage graph; 3 – base of capillary suction zone or maximum saturation stage of sample; 4 – capillary suction; 5 – minimum stage of saturation in capillary suction zone; 6 – capillary suspension waters content through the drainage of sample, percentage by volume; 7 – adhesive water content

stopnia nasycenia $s = 0,1-1,0$. Nieco niższy stopień nasycenia środowiska wód związanych po zakończeniu odsączania spotyka się w publikacjach Vachauda (1966), Vachauda i Thony'ego (1971), Khanji (1975) i Vauclina (1975). W przypadku piasków o porowatości około 0,40 stopień nasycenia wahał się od około $s = 0,05$ dla strefy wód adhezyjnych, do około $s = 0,75$ dla strefy wód kapilarnych właściwych. Wykazali oni ponadto zagęszczanie się krzywych rozkładu wód związanych w kolejnych etapach nasycania i drenażu wody wolnej wokół uśrednionej wartości omawianej krzywej. Również Kovács (1981) przedstawia podobne kształty krzywych rozkładu zawartości wód związanych, dla których wyraźnie zwiększa się stopień nasycenia ośrodka skalnego wodami związanymi przy wzroście jego porowatości.

Z porównania wyników badań autora i danych z literatury wynika, że w nawiązaniu do strefowości występowania wód związanych wydzielić można strefowość nasycenia ośrodka skalnego (fig. 11). U podstawy tego profilu występują wody wolne w porach nasyconych podlegające ciśnieniu hydrostatycznemu. Stanowią one strefę saturacji. Nad nią występują wody kapilarne właściwe w porach całkowicie nasyconych, ale pod ciśnieniem ujemnym (kapilarnym). Strefa ta na ogół wyraźnie, lecz nie ostro, przechodzi do strefy wód kapilarnych, które występują już w

ośrodku nienasyconym w bardzo zróżnicowanym stopniu (s). W ośrodku tym lokalnie odbywać się może przepływ wody wolnej. Wyżej występuje strefa wód adhezyjnych, której stopień nasycenia jest w zasadzie podobny w całym ich profilu. Nie odbywa się w jej obrębie (również w strefie saturacji) przemieszczanie wody wolnej.

WPLYW CZYNNIKÓW TEKSTURALNYCH NA ZAWARTOŚĆ WÓD ZWIĄZANYCH

Z przebiegu krzywych rozkładu wód związanych po zakończeniu odsączania wynika związek między ich ilością a uziarnieniem osadów. W celu uzyskania szczegółowych danych autor przeprowadził analizę tego związku przy wybranych średnicach ziarna badanych próbek (fig. 13). Obraz zależności między zawartością wód związanych adhezyjnie i kapilarnych zawieszonych a średnicami ziarna ma postać krzywych wykładniczych hiperbolicznych, które określają spadek zawartości tych wód ze wzrostem średnic ziarna. Obraz taki przedstawiają również wykresy znane z literatury (King 1899b; Zunker 1930; Johnson *et al.* 1963). Wyraźny był jednak rozrzut punktów pomiarowych: wyższy w przypadku zależności od średnicy d_{50} niż w przypadku średnic d_5 i d_{10} . Przebieg omówionych krzywych był bardzo zbliżony w przypadku wykresów zestawionych dla obydwu ostatnich średnic ziarna; dalszą analizę przeprowadzono na podstawie zależności od średnicy d_{10} – odpowiadającej w przybliżeniu efek-

tywnej średnicy ziarna badanych próbek. Średnica ta jest bowiem uwzględniana w dalszych analizach innych zależności.

Zawartość wód adhezyjnych obniża się ze wzrostem efektywnej średnicy ziarna (d_{10}) badanej w zakresie 0,05-2,5 mm. Spadek ten jest blisko czterokrotny – z 15% do 4% wagowych. Dla średnicy powyżej 0,2 mm zmiana zawartości wód związanych jest już niższa (4-1,5% wagowych). W zakresie tym zawartość wód adhezyjnych jest bardzo zbliżona lub pokrywa się z zawartością wszystkich omawianych tutaj wód związanych. Można zatem przyjąć, że dla średnic efektywnych ziarna wyższych od 0,2 mm próbki zawierają niemal wyłącznie wody związane siłami adhezyjnymi. Należy jednak zauważyć, że w sąsiedztwie wartości 0,2 mm zaznaczył się stosunkowo największy rozrzut punktów pomiarowych dla obu odmian wód związanych, co może oznaczać, że granica zawartości wód kapilarnych zawieszonych nie jest płynna.

Z rozrzutu punktów omawianej zależności w całym zakresie wynika, że wyższymi od przeciętnych wartościami obu rodzajów wód związanych charakteryzują się piaski ze żwirem (pospółki) osadów wodnolodowcowych, zwłaszcza obszaru górskiego, oraz osady niższych frakcji (piasków drobnoziarnistych i pylastych). Zawartość tych wód jest najmniejsza w najgrubszych frakcjach lub piaskach średnioziarnistych o wysokich parametrach równomierności uziarnienia oraz kształtu ziarna (osady dolinne w obrębie Jeziora Turowskiego). Czynnikiem decydującym o zawartości wód związanych jest średnica ziarn najniższych

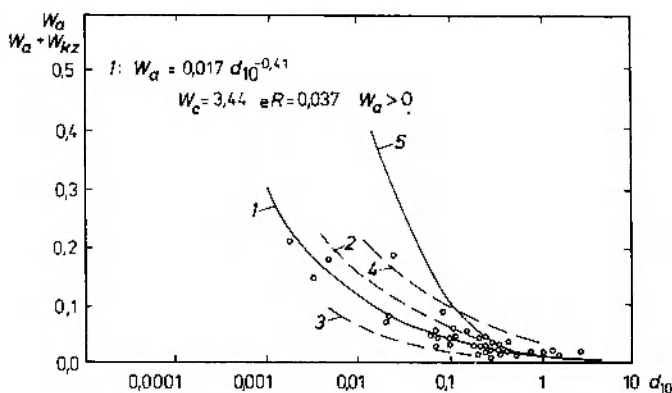


Fig. 13. Zależność zawartości wody związanej od uziarnienia próbek. 1-4: $W_a = f(d_{10})$; 5: $W_a + W_{kz} = f(d_{10})$; (W_a , $W_a + W_{kz}$ – % wagowe); 1, 5 – według autora; 2 – według Zunkera (1930); 3 – według Kinga (1899a); 4 – według Raghunatha (1982)

Relation of moisture contents (adhesive and open capillary waters) to grain size of samples. 1-4: $W_a = f(d_{10})$; 5: $W_a + W_{kz} = f(d_{10})$; (W_a , $W_a + W_{kz}$ – % by weight); 1, 5 – by author; 2 – after Zunker (1930); 3 – after King (1899a); 4 – after Raghunath (1982)

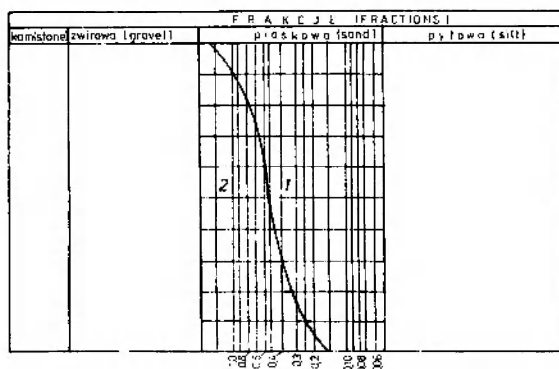


Fig. 14. Hipotetyczna krzywa uziarnienia oddzielająca w badanych próbkach wodę wyłącznie adhezyjną od pozostałych odmian wód związanych. 1 – wody kapilarne oraz adhezyjne; 2 – woda adhezyjna

Hypotetical granulometric curve separating pure adhesive water from others types of bounded waters. 1 – capillary and adhesive water; 2 – adhesive water

frakcji każdej próbki. Pewne znaczenie ma także współczynnik nierównomierności uziarnienia (u), który w badanych próbkach nie przekraczał z reguły 5, co uniemożliwiło szczegółowe określenie jego roli. Nie stwierdzono natomiast wpływu na zawartość omawianych wód porowatości całkowitej. Zgodnie bowiem z istotą fizyczną obecności wód związanych, ich zawartość zależy od powierzchni właściwej ziarna, a więc głównie od wielkości ziarna. Rozrzut punktów pomiarowych, wynika zatem z wpływu pozostałych czynników teksturalnych. Dolną część tej zależności opisano przybliżonym równaniem regresji potęgowej (fig. 13).

Skoro powyżej efektywnej średnicy ziarna $d_{10} = 0,2$ mm wody kapilarne zawieszane nie mają już praktycznie możliwości utrzymania się w próbkach, można zestawić dla tych prób doświadczalną krzywą uziarnienia (fig. 14). Krzywa ta rozdziela frakcje osadów utrzymujących wody kapilarne zawieszane (i stykowe) od frakcji, z którymi związane są tylko wody adhezyjne.

DRENAŻ WODY W NASYCONYM OŚRODKU SKALNYM

Podczas badań ośrodka porowatego, z którego drenowana była woda, określono między innymi wodoprzepuszczalność każdej próbki. Jak wykazały obserwacje i pomiary, nawet przy regularnym przepływie, tzn. w warunkach dokładnej zadanej spadku hydraulicznego, wartość współczynnika wodoprzepuszczalności nie jest jednakowa przy różnych spadkach hydraulicznych, a niekiedy nawet przy tym samym spadku hydraulicznym. Dla wyjaśnienia przebiegu drenażu wody przeprowadzono szczegółową analizę fizycznego zjawiska tego procesu, opisanego znanym prawem filtracji (Darcy 1856, 1858).

Z wyników wstępnych badań wynikało, że rzeczywiste różnice naporów hydraulicznych wzdłuż kolumny filtracyjnej ustalają się w sposób naturalny, w wyniku oporu ośrodka skalnego, jaki stawia on drenowanej wodzie. Zmiany różnic

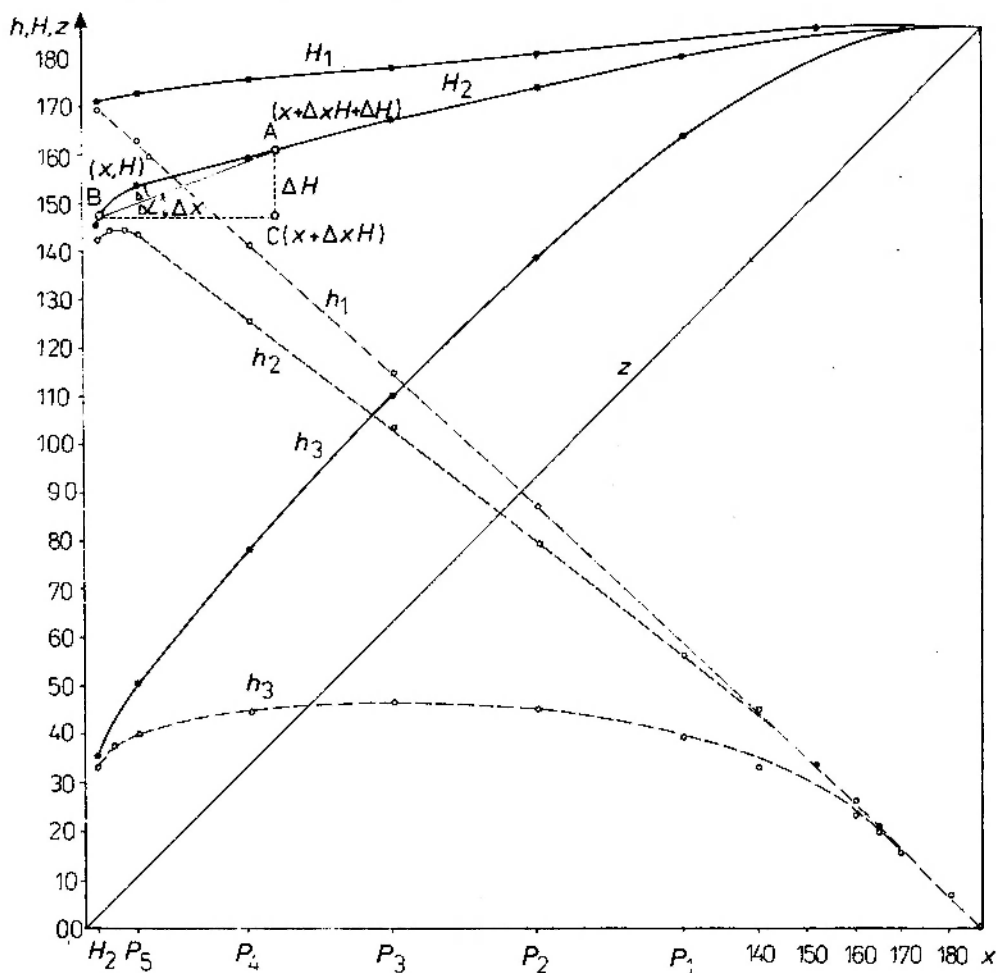


Fig. 15. Rozkład ciśnień w nasyconym ośrodku skalnym w warunkach przepływu ustalonego przy różnym spadku hydraulicznym

Pressure distribution within a saturated rock during the stable flow at different hydraulic gradient

naporów hydraulicznych, przy stałych wysokościach ustawienia przelewów (fig. 15), wskazują na zmienność warunków przepływu w połączonych ze sobą hydraulicznie porach skalnych. Spośród obu składowych naporu hydraulicznego, wysokość położenia (z) jest ciśnieniem stabilizującym przepływ, ponieważ przepływ wykazuje większą zależność od siły grawitacji, tzn. siły niezależnej od przepuszczalności badanej próbki. Natomiast wysokość ciśnienia (h) jest, zdaniem autora, zależna od warunków, w jakich odbywa się przepływ (fig. 27), głównie od wodoprzepuszczalności i stanu nasycenia badanych próbek. W warunkach nasycenia wysokość ciśnienia (h) zależna jest więc od cech teksturalnych ośrodka skalnego i właściwości fizykochemicznych wody. Stąd zaburzenia różnicy naporu hydraulicznego (ΔH) występują przeważnie wówczas, gdy spośród składowych tego naporu wysokość ciśnienia (h) przeważa nad wysokością położenia (z).

W założonych warunkach eksperymentu różnice naporów hydraulicznych, a tym samym również spadek hydrauliczny wzdłuż kolumny gruntu, są prawie zawsze niższe, niż wynikałoby to z różnicy ustawienia przelewów (fig. 15). Wysokie straty ciśnienia wystąpiły zwłaszcza w strefie szybszego drenażu wody, tzn. bliżej wylotu z kolumny, w wyniku przechodzenia przepływu drenującego, jednowymiarowego w radialny zbieżny (Castany 1967, 1972). Spadkowi hydraulicznemu przeciwstawia się opór ośrodka filtracyjnego: początkowo siła adhezji, związana z wielkością zawartości wód adhezyjnych, w dalszych etapach, tzn. przy wyższym spadku hydraulicznym i prędkości przepływu drenującego, także siły tarcia wewnętrznego oraz bezwładności przepływu (Macioszczyk 1973).

ZJAWISKA DEFORMACJI FILTRACYJNYCH W OŚRODKU POROWATYM

W trakcie drenażu obserwowano określone prawidłowości zaburzeń badanego procesu, które autor określił znanym w literaturze pojęciem deformacji filtracyjnych (Wieczysty 1982; Bujwid 1973).

Początkowy spadek hydrauliczny. W początkowym momencie występowania minimalnej różnicy naporu hydraulicznego dominującą składową pola sił jest siła adhezji. Jak wykazano w poprzednim rozdziale, zawartość wody adhezyjnej jest zależna od uziarnienia próbek, a zatem wpływa również na ich wodoprzepuszczalność. W miarę powiększania różnicy naporu hydraulicznego następuje w pewnym momencie przewaga siły

aktywnej (ΔH), która uruchamia przepływ. Dolną więc granicę przepływu, nazywaną też „progiem filtracji”, określa taki złożony spadek hydrauliczny, który pokonuje siłę wód adhezyjnych związanych przez szkielet skalny. W badanych próbkach zależność początkowego spadku hydraulicznego od współczynnika wodoprzepuszczalności jest odwrotnie proporcjonalna zbliżona do prostoliniowej. Zależność tę przedstawić można w postaci funkcji potęgowej: $i_p = 0,005 k^{-0,52}$ (fig. 16). Widoczny jest przy tym pewien charakterystyczny rozrzut punktów pomiarowych, który wskazuje na zależność tego zjawiska od zespołu cech ośrodka przepływu. Dla różnych osadów o tej samej wodoprzepuszczalności spadek hydrauliczny określający próg filtracji może różnić się kilkaset razy, co przedstawiają również Macioszczyk (1973) oraz Bondarenko i Habib (*vide* Michalak 1985). Prawdopodobnie oddziałuje tutaj równoległe inny czynnik – zależny od zawartości wód adhezyjnych, czyli prędkość przepływu wywołana przez różnicę naporu hydraulicznego (ΔH). W omawianym przedziale początkowego spadku hydraulicznego przepływ ten jest bowiem niestabilny, a lokalnie nawet nieciągły. W literaturze (Macioszczyk 1973) nazywany bywa preli-nearnym i opisywany nierównością: $i < 12 i_p$.

Z rozrzutu punktów pomiarowych zależności $i_p = f(k)$ wynika, że początkowy spadek hydrauliczny ma wyższą wartość w próbkach, w których obok efektywnej średnicy ziarna ważną rolę odgrywają też inne czynniki teksturalne nierównomierność uziarnienia, kształt ziarna oraz zagęszczenie próbek. Cechy te charakteryzują próbki

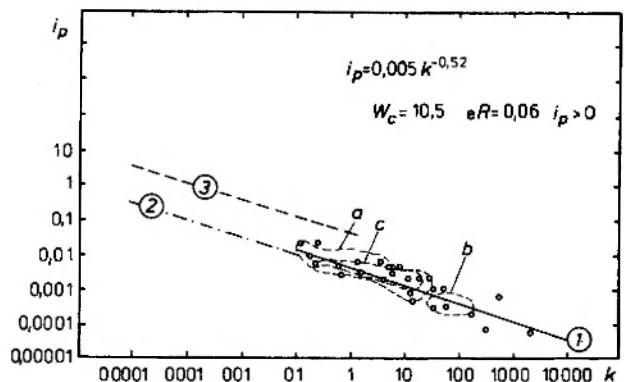


Fig. 16. Zależność między początkowym spadkiem hydraulicznym a współczynnikiem wodoprzepuszczalności. 1 – według autora; 2 – według Habiba (1971); 3 – według Bondarenki (1973)

Relationship between initial hydraulic gradient and the hydraulic conductivity. 1 – by author; 2 – after Habib (1971); 3 – after Bondarenko (1973)

badanych osadów dolin śródgórskich, wśród nich głównie piasków ze żwirem (fig. 16). Istnieje przypuszczenie, że w opisanych warunkach spadek hydrauliczny w pewnym stopniu jest stabilizowany również przez prędkość przepływu wywołaną — rzecz zrozumiała — przez różnicę założonego naporu hydraulicznego. Zjawisko to wymaga jednakże dalszych badań.

Zawartość powietrza gruntowego. W analizie porównawczej parametrów ośrodka drenażu, którymi są: porowatość wodochłonność, odsączalność oraz zawartość wód związanych, okazało się, że objętość wody nasycającej próbki była z reguły niższa od porowatości całkowitej. Różnice te były wyższe dla próbek z przewagą drobniejszych frakcji ziarna (fig. 17). W tych też próbkach obserwowano intensywniejsze zaburzenia drenażu wody. Należy więc przypuszczać, że różnice w równaniach bilansowych wartości omawianych parametrów nie są wynikiem niedokładności pomiarów, lecz wynikają z systematycznych zaburzeń ośrodka filtracyjnego, następujących w trakcie przepływu wody. Można przyjąć, że różnice te wynikają w znacznej mierze z obecności i stałego przemieszczenia się powietrza wypełniającego część porów skalnych. Obecność powietrza ma ważne znaczenie w drenującym przepływie wody i dlatego to zjawisko poddano bardziej szczegółowej analizie.

Według Bondarenki i Gak (1984), woda zawiera zawsze znaczną ilość mikroskopijnych pęcherzyków powietrza pokrytych błonkami substancji powierzchniowo czynnych, które chronią powietrze przed całkowitym rozpuszczeniem w

wodzie. Liczba pęcherzyków powietrza jest znaczna. Według różnych autorów (Michelson, Barbanowa, Orgo *vide* Bondarenko i Gak 1984) waha się w przedziale 10^5 - 10^8 w jednym centymetrze sześciennym wody. Rozmiary pęcherzyków dochodzą do 30μ . W przypadku przepływu burzliwego wymiary ich mogą wzrosnąć nawet do milimetra i więcej, przy jednoczesnym wzroście objętości do dziesiątych części procenta. Gdy następuje strefowe przerwanie ciągłości przepływu wody, zawartość powietrza w wodzie może dochodzić do dziesięciu i więcej procent. Zdaniem Czułkowej *et al.* (1983), w warunkach braku przepływu zawartość powietrza stabilizuje się po około czterodobowym odstaniu, wynosząc około 2 mm^3 w każdym centymetrze sześciennym wody.

Z obserwacji autora oraz przytoczonych danych wynika, że powietrze gruntowe występuje w próbkach nawet po bardzo dokładnym ich nasyceniu. Wydzielane jest ono z wody na powierzchniach ziarn przy podwyższonej temperaturze (np. pęcherzyki powietrza na ściankach kolumny po nocnym odstaniu wody), bądź też jest dodatkowo wprowadzone wraz z uzupełnianą wodą w trakcie badania. Według Kotiachowa (1977) zawartość powietrza gruntowego w porach skalnych jest tym wyższa, im niższa jest przepuszczalność skały. Należało zatem określić tę zależność od uziarnienia badanych próbek. W tym celu dokonano porównania różnicy między porowatością i wodochłonnością (odzwierciedlającą zawartość powietrza gruntowego) ze średnicą ziarna d_{10} (fig. 17). Z badań autora wynika, że rozrzut zawartości powietrza gruntowego w nasyconych wodą próbkach jest dość znaczny. Mieści się w przedziale około 5-7% różnicy między porowatością i wodochłonnością. Z wykresu wynika (fig. 17) ponadto, że zawartość powietrza jest odwrotnie proporcjonalna do średnicy ziarna i mieści się zwykle w przedziale od poniżej jednego procenta do około pięciu procent, najczęściej około 1,5% objętości. Podwyższanie zawartości powietrza gruntowego ze spadkiem średnicy ziarna sprawia, że większy jest również górny przedział rozrzutu punktów pomiarowych. Zdaniem autora, w próbkach takich występuje nadmierne zapowietrzenie. Szczególnie podatne na te zaburzenia są piaski ze żwirem, a także niektóre średnioziarniste, jeżeli w tych ostatnich przebieg nasycenia jest szybki. Z pomiarów wynika, że w próbkach o nadmiernym zapowietrzeniu może nawet dwukrotnie zostać przewyższona typowa wartość dla podobnej średnicy ziarna, w badanych przypadkach d_{10} , co już w istotny sposób zaburza przepływ (fig. 20).

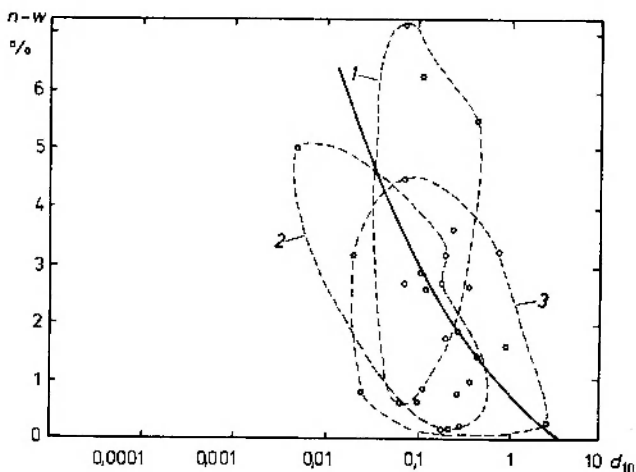


Fig. 17. Zależność między zawartością powietrza gruntowego ($n-w$) a średnicą ziarna badanych próbek w warunkach nasyconego ośrodka skalnego. 1, 2, 3 — obszary a, b, c
Relationship between soil-air content ($n-w$) and grain size under saturated conditions. 1, 2, 3 — a, b, c areas

Ważną dla omawianego zagadnienia jest również dolna granica przedziału zawartości powietrza gruntowego w badanych próbkach. Jest ona bowiem jednym ze wskaźników niedokładności, jakie popęłnić można utożsamiając porowatość z wodochłonnością osadów o różnych efektywnych średnicach ziarna. Minimalna zawartość powietrza gruntowego pojawiła się w próbkach o $d_{10} < 0,2$ mm i stopniowo wzrastała do około jednego procenta ze zmniejszaniem się tej średnicy do około 0,01 mm (fig. 17).

Z powyższego wyniku względna ocena zawartości powietrza gruntowego w badanych próbkach. Ilościowym wskaźnikiem jego obecności jest procentowa zawartość po nasyceniu próbek wodą przed rozpoczęciem procesu drenażu. Zależność tę można traktować jako wskaźnik nienasylenia próbki $n-w/n$. Z obliczeń autora wynika, że zawartość powietrza gruntowego jest kilkakrotnie wyższa od przedstawionej wyżej i mieści się w przedziale do 10%, najczęściej około 7% porowatości badanych próbek. Jedynie kilka próbek cechowały wartości powyżej 10%, co wynikać może z nadmiernego zapowietrzenia lub też z niedokładności oznaczeń omawianych parametrów. Dotyczyło to próbek o znacznej podatności na zapowietrzenie (fig. 20).

W procesie drenażu istniały warunki wzrostu zawartości powietrza gruntowego w próbkach. Wskazywały na to zaburzenia tego procesu, przejawiające się chwilowymi spadkami ciśnień.

Wzrost zapowietrzenia przejawiał się w takich przypadkach zmniejszeniem procentowej zawartości wód związanych i współczynnika odsączalności w porównaniu ze współczynnikiem wodochłonności wyznaczonym na początku eksperymentu. Należy mieć jednak na uwadze możliwość niedokładności obliczeń, wynikających z określenia strefowej zawartości wód związanych, a także z przeliczeń procentów wagowych na objętościowe. Szczególnie dotyczy to osadów drobnoziarnistych. Obliczenia takie są sprawdzianem obliczeń wcześniejszych. Wynika z nich, że dodatkowa ilość powietrza gruntowego wydzielonego z wody przepływającej przez badane próbki w zasadzie nie przekroczyła 2% objętości porów skalnych. Wyjątek stanowiły niektóre próbki osadów pylastych oraz piasków ze żwirem. A zatem sumaryczna zawartość powietrza gruntowego mogła dochodzić do 10%, a niekiedy nawet przekraczała 15% objętości porów skalnych. Biorąc to pod uwagę należy zauważyć, że proces drenażu nie przebiegał ściśle w warunkach pełnego nasycenia porów skalnych. Bezpośrednie obserwacje przepływu, zwłaszcza po nocnych przerwach w badaniach, wykazały (fig. 10), że objętość tę stanowią zazwyczaj pojedyncze skupienia pęcherzyków powietrza o średnicy rzędu dziesiątych części milimetra. W warunkach polowych określane są one mianem „kieszni suchego gruntu” (Horton 1933). Można więc przypuszczać, że skupienia te nie mają znaczenia dla ciągłości przepływu w całym

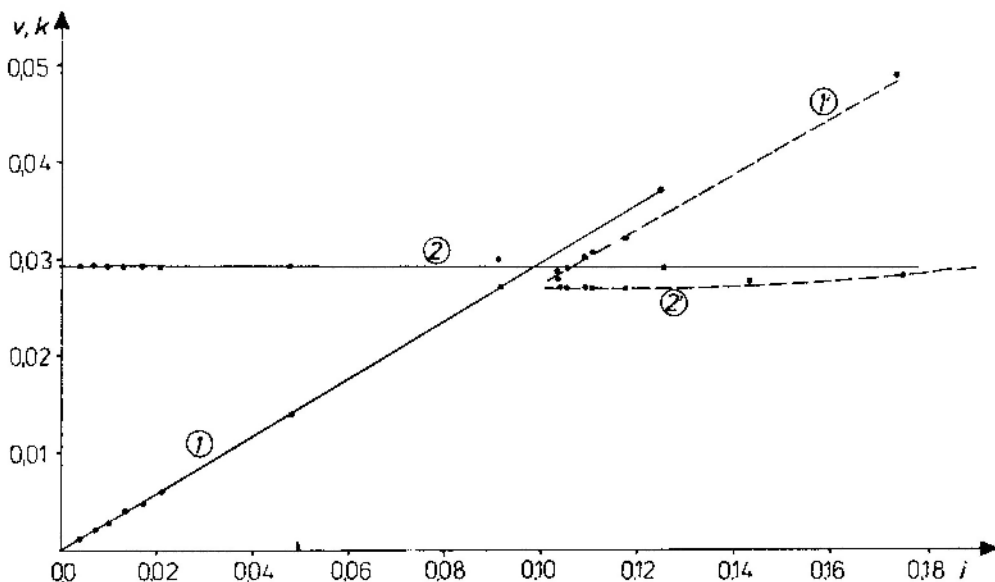


Fig. 18. Przykład deformacji strukturalnych w próbce w trakcie drenażu wody. 1, 1': $v = f(i)$; 2, 2': $k = f(i)$; k (cm/min)
An example of structural deformations of sample caused by water drainage. 1, 1': $v = f(i)$; 2, 2': $k = f(i)$; k (cm/min)

ośrodka skalnym. Przemawia za tym także zbliżona do liniowej zależność prędkości przepływu od spadku hydraulicznego. Jednakże w skali „mikroprzepływu” ośrodek taki nie powinien być już ściśle traktowany jako nasycony, a zawartość powietrza w próbkach może być traktowana jako swoista forma zjawiska strukturalnego w procesie drenażu. Charakteryzuje się ono różnym natężeniem w zależności od sił aktywnie i pasywnie działających na jego przebieg. Powietrze gruntowe w suchym materiale stawia bowiem opór przepływającej wodzie w fazie nasycenia, który współdziałając z siłami adhezji i kapilarności uniemożliwia wypełnienie wodą drobnych, odizolowanych przestrzeni.

Powstawanie niejednorodności strukturalnych drenowanego ośrodka. W trakcie przepływu wody mają również miejsce inne, podrzędne zaburzenia ośrodka filtracji. Wywołane są ciągłym tworzeniem się głównych i drugorzędnych dróg drenażu wody (fig. 18), (Busch, Luckner 1972; Bujwid 1973). Z porów, w których przepływa główna objętość wody, usuwane są przeszkody w postaci najdrobniejszej frakcji badanej próbki. Zjawisko to, znane jako sufozja mechaniczna, było obserwowane przez autora na podstawie zmniejszania się objętości próbek. Frakcja najdrobniejsza przesuwana bywa przez przepływającą wodę do innych porów, których drożność w ten sposób zostaje obniżona. Następuje kolmatacja „przyściennej” partii dominujących stref przepływu (fig. 18). W wyniku tego ruch wody nie jest, ściśle biorąc, ustalony. Z przebiegu filtracji wynika, że pod wpływem zmiany oporu środowiska skalnego musi się zmieniać także prędkość filtracji, gdyż inaczej nie byłoby ciągłości przepływu. Dlatego autor jest zdania, że wodoprzepuszczalność ośrodka nie jest stała, a nawet może się zmieniać chwilowo przy tym samym założonym spadku hydraulicznym (fig. 20). Z obserwacji zjawiska wynikało, że zmiany te mają charakter ciągły, o chwilowych równowagach hydrodynamicznych zaznaczających się wysokością ciśnienia (h). Najwyraźniejsze zmiany obserwowano w próbkach różnoziarnistych osadów dolin śródgórskich oraz w utworach pylastych.

Stwierdzone zjawiska deformacji filtracyjnych i powstawanie niejednorodności strukturalnych w trakcie badania próbek determinują ogólny przebieg zależności między prędkością przepływu drenującego a spadkiem hydraulicznym. W miarę wzrostu spadku hydraulicznego, po przekroczeniu progu filtracji, siła grawitacji przyspieszała przepływ wody, ponieważ wartość siły adhezji nie

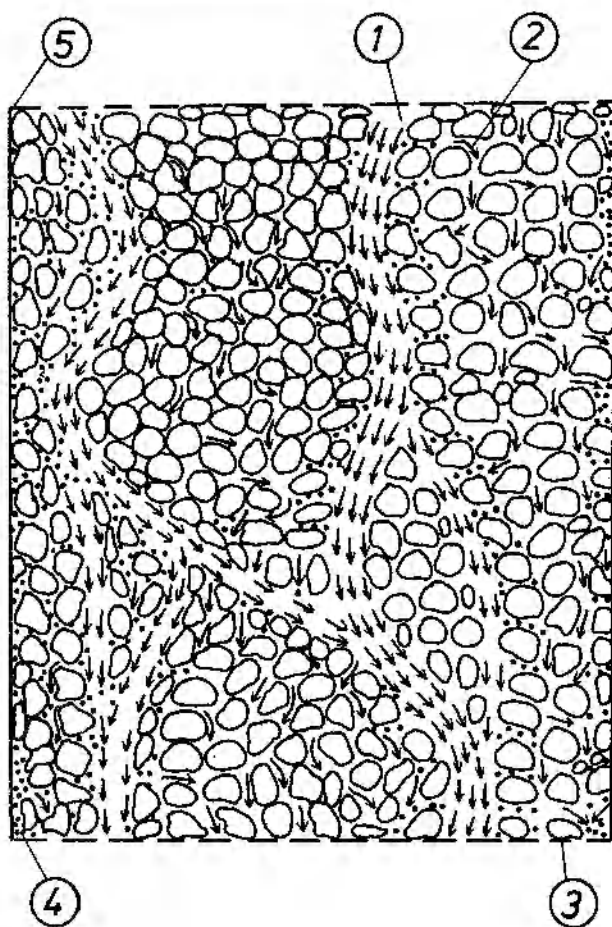


Fig. 19. Schemat zmian strukturalnych jednorodnego ośrodka filtracyjnego w badanej kolumnie gruntu. 1, 2 – przepływ wody w porach międzyziarnowych o podwyższonej (1) i obniżonej (2) drożności w wyniku zagęszczenia, sufozji i kolmatacji oraz zapowietrzania próbek; 3 – ziarna skalne; 4 – najdrobniejsza frakcja próbki; 5 – ściany kolumny filtracyjnej

ulegała zmianie. Następowo więc zauważalne, dolne odchylenie od linii określającej zależność między prędkością przepływu i spadkiem hydraulicznym. Z braku ściślejszej zależności między wodoprzepuszczalnością a zawartością wód adhezyjnych (fig. 20) wynika brak prostoliniowej zależności między spadkiem hydraulicznym a współczynnikiem wodoprzepuszczalności. Ponieważ przy wyższej prędkości przepływu wzrasta również opór wynikający z lepkości wody i zmian strukturalnych ośrodka, wzrasta również spadek hydrauliczny. Z badań autora wynikało, że zależność między współczynnikiem wodoprzepuszczalności a spadkiem hydraulicznym wykazy-

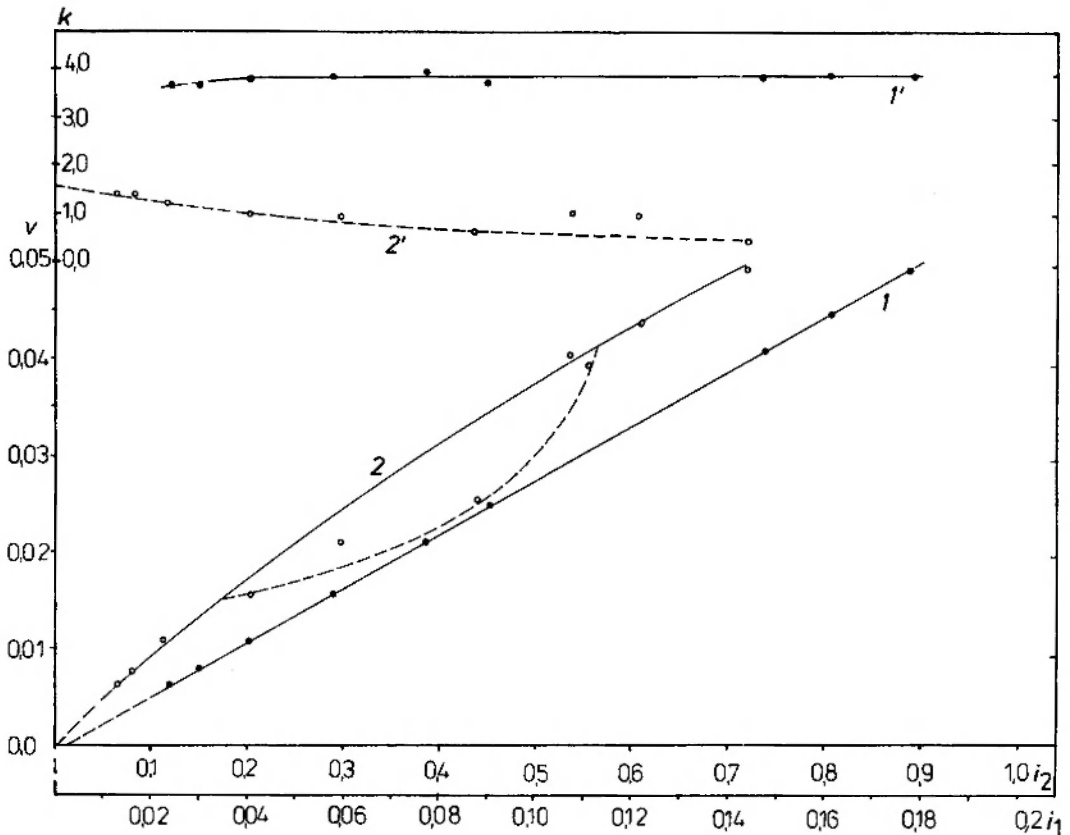


Fig. 20. Zależność między prędkością przepływu drenującego a spadkiem hydraulicznym. 1 - $v = f(i_1)$; 2 - $v = f(i_2)$; 1' - $k = f(i_1)$; 2' - $k = f(i_2)$. Cyframi 2, 2' oznaczono pomiary przepływu z odczytem i_2 na podstawie wysokości założenia przelewu. Relationship between drainage flow velocity and hydraulic gradient. 1 - $v = f(i_1)$; 2 - $v = f(i_2)$; 1' - $k = f(i_1)$; 2' - $k = f(i_2)$. Numbers 2, 2' give a measure of flow with reading i_2 on the basis of spillway position

wała w tych warunkach tendencję do obniżania się (fig. 20). Ciśnienie wody reaguje więc szybciej na opór ośrodka filtracyjnego niż prędkość przepływu, która – jak wykazały pomiary – cechuje się nieco wyższym stopniem regularności (stabilności przebiegu) nawet w obszarze ruchu laminarnego. Wykazał to między innymi Schneebeli (1955) za pomocą barwnych indykatorów. Zjawiska te sprawiają, że prędkość przepływu maleje w czasie badań nieliniowo i nie może być wprost proporcjonalna do spadku hydraulicznego. Zdaniem autora, ma ona postać ciągłej linii parabolicznej, która po przekroczeniu wpływu oddziaływania progu filtracji jest najbardziej zbliżona do prostej. Omawianą zależność opisano już dawno nieliniowym równaniem Dupuit-Forchheimera o postaci dwumianu kwadratowego $i = v/k + bv^2$ lub funkcją potęgową Smrekera-Missbacha: $i = Av^n$, gdzie A i b są współczynnikami równania zależnymi od przepływu.

Opisany przebieg przepływu drenującego udało się autorowi zaobserwować tylko w części badanych próbek. W pozostałych zależność między

prędkością przepływu i spadkiem hydraulicznym była praktycznie prostoliniowa, bądź ukazywała pewien rozrzut punktów, który trudno było jednoznacznie zinterpretować jako paraboliczny czy prostoliniowy. Badane parametry przepływu mieściły się bowiem w zakresie granicy dokładności pomiarów, wynoszącej około 0,3 mm dla parametrów długości próbek i ciśnienia wody. Na ogół bardziej zbliżone do zależności prostoliniowych były zależności określone w próbkach drobnoziarnistych.

Przy wyższych spadkach hydraulicznych w poszczególnych próbkach, niezależnie od uziarnienia, krzywizna linii parabolicznej wzrasta. Maleje wówczas wartość współczynnika wodopruszczalności zgodnie z krzywą wykładniczą (Schneider 1949 *vide* Kleczkowski 1980).

Reasumując powyższe rozważania można stwierdzić, że pojęcie liniowości filtracji ma charakter przybliżony i umowny (statystyczno-dowodowy) – Macioszczyk 1973) na skutek nieuchronnie zachodzących zmian strukturalnych ośrodka z przepływającą wodą. W istocie swej

zależność ta jest krzywoliniowa w całym zakresie przepływu wody (tak jak większość zależności badanego procesu), początkowo hiperboliczna, potem stopniowo zmienia się w zależność paraboliczną.

**CZYNNIKI TEKSTURALNE
KSZTAŁTUJĄCE WSPÓŁCZYNNIK WODOPRZEPUSZCZALNOŚCI**

Współczynnik wodoprzepuszczalności badanych próbek wzrastał wraz z efektywną średnicą ziarna i porowatością efektywną, a obniżał swoją wartość ze wzrostem współczynnika nierównomierności uziarnienia, zagęszczenia osadu i porowatości całkowitej. Współczynnik ten malał również ze wzrostem zawartości wód związanych adhezyjnie ze szkieletem skalnym.

Wpływ efektywnej średnicy ziarna. Wyniki przeprowadzonych eksperymentów wykazały (fig. 21), że zależność współczynnika wodoprzepuszczalności od efektywnej średnicy ziarna jest wyraźna, ale zróżnicowana w poszczególnych zakresach wielkości ziarna. I tak dla próbek o średnicy ziarna $d_{10} < 0,009$ mm obserwuje się stosunkowo wąski zakres wartości k . Niskie są też jego przyrosty w miarę powiększania się wielkości ziarna. Dopiero przy $d_{10} > 0,05$ mm ogólna zależność między oboma parametrami wzrasta i jest wysoka począwszy od $d_{10} = 0,1-0,3$ mm. W zakresie tym zaznacza się jednak stosunkowo najwyższy rozrzut punktów pomiarowych, wynikający z genetycznych cech badanych próbek. Rozrzut ten się nieco zmniejsza przy wyższych średnicach ziarna d_{10} . Jednocześnie przy wartościach $d_{10} > 0,8$ mm obserwuje się stabilizację przyrostu współczynnika wodoprzepuszczalności (tab. 3).

Powyższa zależność przepływu wody w zakresie omawianych wartości d_{10} wynika z wpływu wody związanej utrzymywanej w ośrodku nasyconym przez siły adhezji. W utworach o niskiej

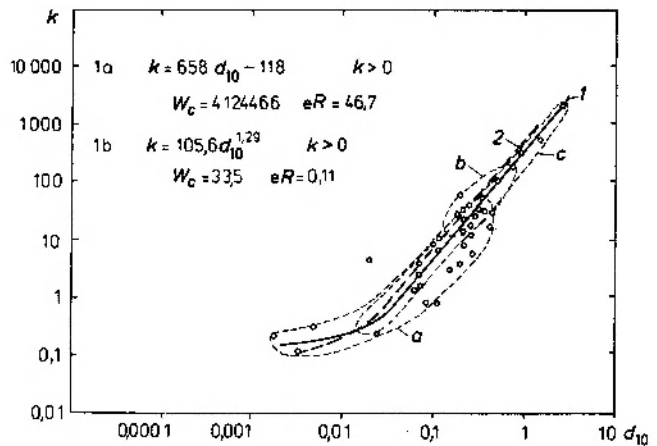


Fig. 21. Zależność współczynnika wodoprzepuszczalności od średnicy ziarna badanych próbek. 1 – według autora; 2 – według Lane'a i Washburna (vide Lambe, Whitman 1977). Relation of hydraulic conductivity to grains size in samples. 1 – by author; 2 – after Lane and Washburn (vide Lambe, Whitman 1977)

wodoprzepuszczalności siły te zatrzymują znaczną część wody w postaci związanej, zmniejszając bardzo wyraźnie przestrzeń porową przepuszczającą wodę wolną. W miarę wzrostu średnicy ziarna rola sił adhezji jest ograniczona przez siłę wynikającą z różnicy naporu hydraulicznego. Brak dominującej roli jednej z tych sił jest przyczyną stosunkowo znacznego rozrzutu punktów zależności $k = f(d_{10})$ w zakresie $d_{10} = 0,01-0,3$ mm. Spadek przyrostu współczynnika wodoprzepuszczalności przy średnicy ziarna $d_{10} > 0,9$ mm wiązać należy z wpływem na przepływ wody drugiej siły pasywnej, czyli bezwładności. Wskazują na to również obserwacje przepływu wody w próbkach żwirów, dla których bardzo trudno było utrzymać stabilny drenaż wody przy niskich, stałych spadkach hydraulicznych.

Omawianą zależność można aproksymować

Tabela 3. Zmiany przyrostu współczynnika wodoprzepuszczalności w zależności od średnicy ziarna d_{10}
Changes of hydraulic conductivity increment versus grain diameter d_{10}

Zmiana k [m/d] Change of k	d_{10} [mm]									
	<0,1	0,1-0,2	0,2-0,3	0,3-0,4	0,4-0,5	0,5-0,6	0,6-0,7	0,7-0,8	0,8-0,9	0,9-1,0
maksymalna maximal	11	22	37	30	50	60	90	80	100	40
średnia medium	2,5	7,5	15	20	30	25	50	100	30	40
minimalna minimal	0,6	2,4	6	8	13	20	30	50	50	30

funkcją potęgową w postaci: $k = 105,6 d_{10}^{1,29}$, lub w bardziej prosty sposób, lecz w zakresie $d_{10} > 0,05$ mm, funkcją liniową: $k = 658 d_{10} - 118$. Analiza nachylenia linii ograniczających rozrzut punktów zależności $k = f(d_{10})$ wykazuje, że względnie łagodniejszy wzrost górnej granicy występuje w większości próbek pobranych z osadów Jeziora Turawskiego. Przy określonej średnicy ziarna współczynnik wodoprzepuszczalności jest zatem wyższy od współczynnika dla pozostałych utworów, z których pobrano próbki. Natomiast w dolnym zakresie przedziału grupują się zazwyczaj próbki osadów dolin śródgórskich. W górnym zakresie najsilniejsza jest zależność $k = f(d_{10})$. Najniższy stopień zależności $k = f(d_{10})$ wykazywały próbki pobrane z kopalni „Belchatów”.

Wpływ współczynnika nierównomierności uziarnienia. Przedział zależności $k = f(u)$ jest bardzo szeroki dla próbek pobranych z osadów średniorozpuszczalnych, wąski natomiast dla próbek o bardzo wysokiej lub niskiej przepuszczalności (fig. 22). W badanych frakcjach osadów o wyraźnym wpływie u można mówić tylko w przypadku piasków żwirowatych. W miarę wzrostu u współczynnik wodoprzepuszczalności ulega zmniejszaniu. Rola średnicy efektywnej ziarna przy wyższych u jest ograniczona o czym świadczy występowanie punktów pomiarowych w dolnym zakresie zależności $k = f(d_{10})$. Ze wzrostem średnicy ziarna piasków żwirowatych znaczenie współczynnika nierównomierności uziarnienia ulega obniżeniu. Na przykład dla próbek o

$d_{10} \approx 0,1$ mm dolny zakres k jest około czterokrotnie niższy od wartości średniej, przy $d_{10} \approx 0,3$ mm – trzykrotnie niższy, a dla $d_{10} \approx 0,45$ mm już tylko dwukrotnie niższy.

Jeszcze bardziej złożoną zależność $k = f(u)$ obserwowano w przypadku pozostałych frakcji osadów, które cechowały się równomiernym uziarnieniem ($u < 5$). Jednakże i tutaj zaznaczyły się tendencje do zależności w obrębie poszczególnych dominujących frakcji ziarna. Linie tych zależności mają coraz bardziej stromy przebieg w miarę spadku efektywnej średnicy ziarna. Oznaczać to może, że rola u w kształtowaniu wodoprzepuszczalności badanych próbek jest podrzędna w stosunku do roli efektywnej średnicy ziarna.

Biorąc pod uwagę środowisko sedimentacji osadów, z których pobrano próbki do badań, można stwierdzić, że najłagodniejszy związek $k = f(u)$ zaznaczył się w osadach Jeziora Turawskiego. Wynika to przede wszystkim z równomierności uziarnienia ($u = 1,5-2,5$). Wyraźny był natomiast rozrzut punktów zależności $k = f(u)$ w próbkach pobranych z osadów dolin śródgórskich, wykazujących przy tym stosunkowo najściślejszy spadek k ze wzrostem u .

Wpływ porowatości całkowitej i zawartości wód związanych. W wielu próbkach zależność współczynnika wodoprzepuszczalności od zespołu cech teksturalnych osadów jest trudna do wyjaśnienia. Wynika to bowiem z różnego wpływu poszczególnych cech na wartość parametru k . Pewnym ułatwieniem w interpretacji wyników jest ocena tej zależności na podstawie porowatości całkowitej i zawartości wód adhezyjnych, ponieważ czynniki te są efektem wpływu uziarnienia oraz zagęszczenia badanych próbek.

Sygnalizowany we wstępie rozdziału spadek współczynnika wodoprzepuszczalności ze wzrostem objętości wód adhezyjnych i porowatości całkowitej ma postać funkcji wykładniczych (fig. 23). Wyraźne zależności występują w przypadku próbek o $k < 30$ m/dobę, a szczególnie w zakresie do 10 m/dobę. Dla próbek o wysokiej wodoprzepuszczalności zawartość wód adhezyjnych wykazuje nieznaczny spadek, a ponadto przedział zmienności dla określonego k jest węższy. Zmiany porowatości i zawartości wód związanych nie mają tutaj zatem większego znaczenia, a także nie wpływają wzajemnie na siebie. To świadczy, że wartość współczynnika wodoprzepuszczalności tej grupy osadów wynika tylko z rozmiarów ziarna, określającego wielkość porów przepływowych. Pozostały zakres funkcji wykładniczych jest różny, a porowatość całkowita i zawartość

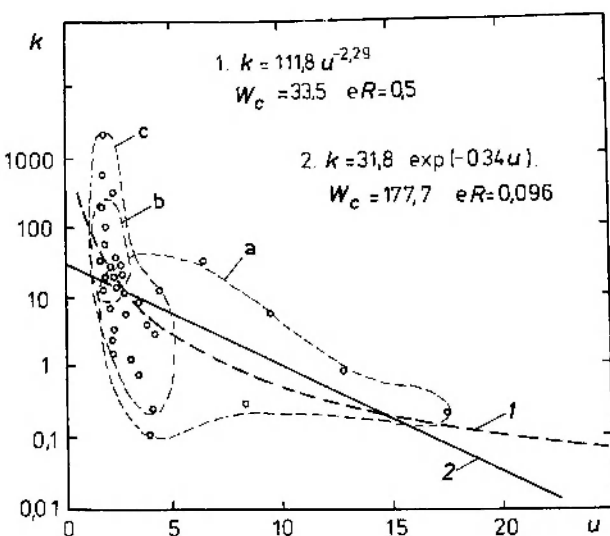


Fig. 22. Zależność współczynnika wodoprzepuszczalności od nierównomierności uziarnienia

Relationship of hydraulic conductivity to coefficient of uniformity

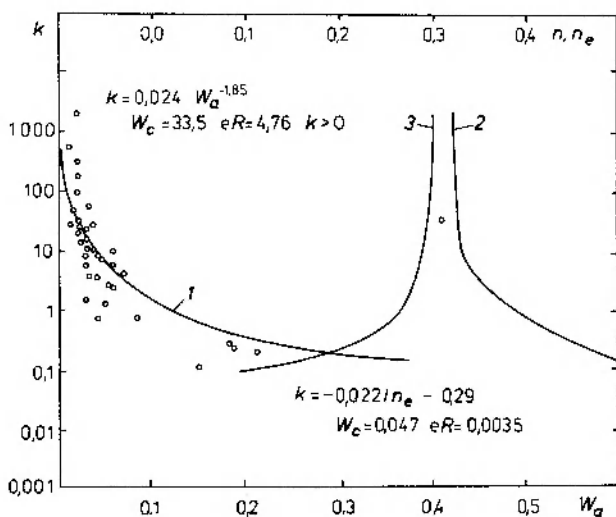


Fig. 23. Zależność współczynnika wodoprzepuszczalności od porowatości całkowitej i efektywnej oraz zawartości wód adhezyjnych. 1 — $k = f(W_a)$, W_a — % objętościowe; 2 — $k = f(n)$; 3 — $k = f(n_e)$

Relationship of hydraulic conductivity to total porosity, effective porosity and adhesive water content. 1 — $k = f(W_a)$, W_a — percentage by volume; 2 — $k = f(n)$; 3 — $k = f(n_e)$

wód adhezyjnych nieco różnie oddziałują na wartość współczynnika wodoprzepuszczalności. Zależność $k = f(n)$ jest mniej wyraźna niż $k = f(W_a)$. Według Pettijohna *et al.* (1976) konkretna wielkość współczynnika porowatości nie wyraża bowiem ani drogi przepływu wody w ośrodku porowatym, ani też oporu drobnych nierówności na powierzchniach ziarn skalnych. Jeżeli więc jeden lub oba czynniki ulegną zmianie, prowadzi to musi do zmiany współczynnika wodoprzepuszczalności, niezależnie od wartości współczynnika porowatości całkowitej. Tym też należy tłumaczyć większy rozrzut wartości współczynnika wodoprzepuszczalności w zależności od porowatości całkowitej niż od efektywnej średnicy ziarna (fig. 23).

Zależność między współczynnikiem wodoprzepuszczalności i zawartości wód adhezyjnych ma postać hiperboli w układzie logarymicznym dla osi k (fig. 23). Związek ten jest najwyraźniejszy dla zawartości wód adhezyjnych 3-15% wagowych, która odpowiada zakresowi $k = 10-0,3$ m/dobę. Poza tym zakresem wodoprzepuszczalność nie wykazuje znaczącego spadku ze wzrostem zawartości wód związanych. Z kolei dolna granica zawartości wód adhezyjnych nie wpływa na wielkość silnie wzrastającego współczynnika wodoprzepuszczalności, bowiem wody te zwilżają jedynie ziarna skalne, nie zamykając porów przepływowych.

W rozmieszczeniu punktów pomiarowych zależności $k = f(W_a)$ zaznacza się wpływ zmienności osadów różnych środowisk sedymentacyjnych. Najniższym rozrzutem cechowały się punkty pomiarowe próbek osadów dolinnych w obrębie Jeziora Turawskiego. Grupują się one w dolnym przedziale zawartości wód adhezyjnych przy określonej wartości k . Wyższym rozrzutem punktów cechują się próbki osadów dolin śródgórskich, przy czym są one zgrupowane w środkowej części ogólnej zależności $k = f(W_a)$, ale mają tendencję zmian bardzo zbliżoną do osadów poprzedniego środowiska. Duży rozrzut punktów omawianej zależności występuje w przypadku osadów kopalni „Belchatów”.

Wyniki pomiarów wodoprzepuszczalności wykazały, że głównym czynnikiem teksturalnym różnicującym wodoprzepuszczalność jest uziarnienie skały. Jak wiadomo, dla przepływu wody istotna jest wielkość połączonych ze sobą porów skalnych, którą określa promień hydrauliczny (R). Jest on ilorzem objętości wody wypełniającej wolne przestrzenie międzyziarnowe (n) i wielkości zwilżonej powierzchni ziarn skalnych, czyli efektywnej powierzchni właściwej (S). Powierzchnia ta w przypadku ziarn kulistych jest ilorzem całkowitej powierzchni ziarn ($S_z = \pi d^2 a$) i całkowitej objętości szkieletu skalnego $V_z = (\pi n d^3)/[6(1-n)]$. A zatem $S = (6(1-n))/d$. Zgodnie z powyższym wielkość promienia hydraulicznego wyraża się równaniem:

$$R = \frac{n}{S} = \frac{nd}{6(1-n)}$$

Ponieważ brak ścisłej zależności między porowatością całkowitą a średnicą ziarna w próbkach o ziarnach kulistych, o wielkości porów przepływowych decyduje efektywna średnica ziarna. Jeśli jednak ziarna cechują się zróżnicowaną kulistością i obtoczeniem oraz są różnie zagęszczone, wartość współczynnika liczbowego w ostatnim równaniu przekracza liczbę 6, obniżając tym samym rolę efektywnej średnicy ziarna w przepływie wody w ośrodku nasyconym.

POROWATOŚĆ EFEKTYWNA

Przepływ wody w ośrodku nasyconym odbywa się tylko w części wolnej przestrzeni porowej — w porach przepływowych, nie zajętych przez wody adhezyjne, które tworząc otoczki wokół czynnych powierzchni ziarn skalnych nie przekazują ciśnienia hydrostatycznego. Można przyjąć, że zawartość wód adhezyjnych nie ulega wyraźnej

zmianie ze zmianą stanu nasycenia ośrodka skalnego. W związku z tym różnicę między porowatością całkowitą a zawartością tych wód można uważać za porowatość efektywną badanych próbek. Tak rozumianą porowatość efektywną przyjmuje większość autorów (Bear *et al.* 1968; Kovács 1981), chociaż istnieją też inne poglądy (*vide* Kozerski 1972). Porowatość efektywna określana bywa również z różnicy pozornej i rzeczywistej prędkości przepływu, metodą nasycania skały cieczą, albo ze stosunku objętości wody do powstałego leja depresji.

W większości badanych próbek uzyskano wyraźny, paraboliczny spadek porowatości efektywnej ze wzrostem porowatości całkowitej powyżej $n = 0,33$ (fig. 24). Dla $n < 0,33$, charakterystycznej dla próbek o frakcjach grubiej ziarnistych (fig. 25), porowatość efektywna stabilizuje się, co oznacza, że wszystkie pory skalne są przepływowe. Podobne zależności znane są z literatury (Castany 1967; Busch, Luckner 1972; Major 1972; Raghunath 1982; fig. 23). Z zestawienia wyników badań wymienionych autorów wynika dosyć wysoki rozrzut tej zależności. Zwłaszcza trudny do wyjaśnienia jest blisko dwukrotny spadek porowatości efektywnej przy wzroście porowatości całkowitej o 1-2% (Castany, Raghunath). Natomiast zbyt niskie wartości uzyskane przez Buscha i Lucknera wiązać należy, zdaniem auto-

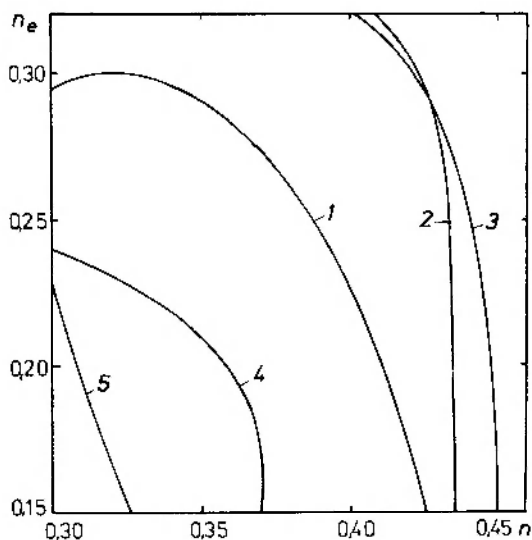


Fig. 24. Zależność porowatości efektywnej od porowatości całkowitej. 1 – według autora; 2 – według Castany'ego (1967); 3 – według Raghunatha (1982); 4 – według Majora (1972); 5 – według Buscha, Lucknera (1972)

Relation of effective porosity to total porosity. 1 – by author; 2 – after Castany (1967); 3 – after Raghunath (1982); 4 – after Major (1972); 5 – after Busch, Luckner (1972)

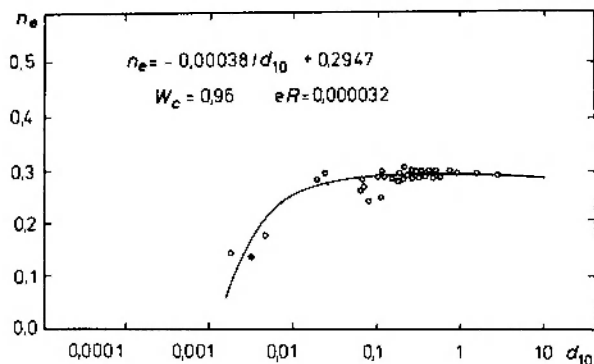


Fig. 25. Zależność porowatości efektywnej od średnicy ziarna
Relation of effective porosity to grain diameter

ra, z traktowaniem porowatości efektywnej jako objętości porów, z których zdrenowano wodę wolną zachowując, obok wody adhezyjnej, wody kapilarne zawieszono. Omawiana porowatość efektywna nie może być, rzecz zrozumiała, utożsamiana ze współczynnikiem odsączalności, bowiem proces drenażu w warunkach odsączania przebiega w ośrodku nienasyconym. W takich warunkach obok wód adhezyjnych zatrzymana zostaje pewna część wód kapilarnych: zawieszonych i stykowych.

Ze wzrostem porowatości efektywnej wzrasta, ogólnie biorąc, współczynnik wodoprzepuszczalności do wysokości około 10 m/dobę. Powyżej tej wartości badane próbki o różnym uziarnieniu cechują się podobną wartością porowatości efektywnej, tj. około 29% która ustala się przy efektywnej średnicy ziarna $d_{10} > 0,2$ mm (fig. 23). Przy średnicy tej charakterystyczny jest, jak wykazano wyżej, wzrost rozmiarów porów (przy zachowaniu ich sumarycznej objętości), które wpływają wyraźnie na przyrost współczynnika wodoprzepuszczalności. W zakresie $k = 10-1,5$ m/dobę obserwuje się tylko nieznaczne obniżenie porowatości efektywnej (do około 27% w porównaniu z wartością maksymalną), jednakże następuje wyraźne zmniejszenie rozmiarów porów, związane ze spadkiem efektywnej średnicy ziarna do około 0,08 mm. Przepływ wody w utworach o tym przedziale wodoprzepuszczalności wykazuje najwyższą nieregularność, powodowaną wpływem sił pasywnych – adhezyjnych. Znaczenie tych sił wzrasta jeszcze bardziej przy $d_{10} < 0,08$ mm, powodując nawet 50% spadek porowatości efektywnej charakterystycznej dla wyżej omawianych zakresów k . Przy takim spadku porowatości efektywnej współczynnik wodoprzepuszczalności obniżył się do około 0,2 m/dobę. Analizowaną zależność $k = f(n_e)$ aproksymować można funkcją wykładniczą w postaci:

$k = 0,0003 \exp 36,7 n_e$, lub funkcją potęgową w postaci: $k = 264076 n_e^{8,0}$

W badanym zestawie próbek maksymalne wartości wykazuje porowatość efektywna dolinnych osadów w obrębie Jeziora Turawskiego, która ponadto nie wykazywała większej zmienności. Dość regularne, ale nieco niższe od poprzednich, były wartości tego parametru w osadach dolin śródogórskich. Natomiast znaczny rozrzut punktów i nieregularność w stosunku do określonego k wykazywały wartości porowatości efektywnej próbek pobranych z osadów kopalni „Bełchatów”. Wynika to ze zmienności środowiska badanych osadów trzeciorzędowych i czwartorzędowych.

Celowa jest zatem analiza zmian tego parametru, bowiem określa on warunki przepływu w ośrodku nasyconym, wynikające z cech teksturalnych, a pośrednio również z genezy osadów.

REGRESJA DRENAŻU A WSPÓLNY WODOPRZEPUSZCZALNOŚCI

Z praktycznego punktu widzenia istotnym zagadnieniem hydrogeologicznym jest znajomość regresji wydajności drenażu w okresie braku zasilania ośrodka skalnego. Wówczas, zgodnie z założeniami eksperymentu, w zamkniętym obszarze filtracji istnieje równowaga między natężeniem (wydajnością) drenażu a naporem hydraulicznym, wyrażanym przez zmienne położenie swobodnego zwierciadła wody. Wydajność drenażu (Q), zgodnie z prawem Torricellego, zależy od wysokości napełnienia kolumny wodą. Wraz z obniżaniem się zwierciadła wody (dH w czasie dt) następuje spadek natężenia drenażu ($q = Q/F$) o charakterze funkcji wykładniczej zgodnie z zależnością (Kovács 1981):

$$F dH = Q dt = fk \frac{H}{l} dt.$$

Po przekształceniu:

$$t = \frac{Fl}{fk} \ln H + c.$$

Stąd spadek wysokości naporu hydraulicznego:

$$H = H_0 e^{-\alpha(t-t_0)};$$

lub regresja wydajności drenażu:

$$Q_t = Q_0 e^{-\alpha(t-t_0)}$$

Z powyższego wynika, że regresję drenażu opisać można matematycznym równaniem Mitcherlicha (Wieczysty 1982) znanym w hydrogeo-

logii jako równanie Mailleta (1905), z którego autor obliczył współczynnik α . Po zlogarytmowaniu i przeniesieniu wyrazów otrzymujemy:

$$\ln \frac{Q_t}{Q_0} = -\alpha(t-t_0);$$

stąd:

$$\alpha = -\frac{\ln \frac{Q_t}{Q_0}}{t}.$$

Z analizy warunków eksperymentu wynika (Kowalski 1984b), że współczynnik regresji nie zależy od spadku hydraulicznego oraz określającej ten spadek miąższości strefy nasycenia i jej rozmiarów (długość i szerokość). Natomiast zależy od parametrów filtracyjnych próbek, przede wszystkim od współczynnika wodoprzepuszczalności (fig. 26). W układzie bilogarytmicznym

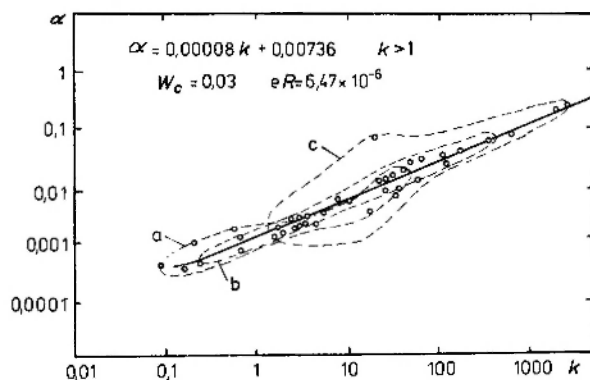


Fig. 26. Zależność między współczynnikami regresji drenażu i wodoprzepuszczalności

Relation between regression coefficient of drainage and hydraulic conductivity

cznym zależność $\alpha = f(k)$ jest zależnością prosto liniową na przeważającej długości jej przebiegu. Równanie regresji liniowej ma postać: $\alpha = 0,00008 k + 0,00736$ dla $k > 1,1$ m/dobę, natomiast regresji potęgowej: $\alpha = 0,00114 k^{0,64}$. Szczegółowa analiza rozrzutu punktów pomiarowych, interpolowanych prostą regresyjną, wykazała pewną zależność od zmiany porowatości efektywnej drenowanego ośrodka. Dotyczy to przede wszystkim dolnego zakresu omawianej zależności – dla k poniżej 1-2 m/dobę. W tym zakresie przedstawione równanie prostej daje nieznaczne zawyżenie k w stosunku do zagęszczenia rozrzutu punktów pomiarowych. Z przekształcenia zależności opisującej krzywą regresji wynika, że:

$$\alpha = \frac{kf}{l} \frac{1}{F} = \frac{kn_e F}{l} \frac{1}{F},$$

stąd:

$$k = \frac{\alpha^l}{n_e}$$

Zgodnie z powyższym, przy stałych wymiarach drenowanego ośrodka, zależność między α i k zaburzana jest dopiero w osadach pylastych. W osadach tych następuje bowiem spadek porowatości efektywnej o około 20% względem wartości stałych dla pozostałych frakcji badanych próbek, czyli od piasków drobnoziarnistych do żwirów. Jak wykazano (fig. 23), spadek porowatości efektywnej w osadach pylastych poniżej wartości 25% spowodowany jest przede wszystkim przez zawartość wód adhezyjnych. Sporadycznie obserwowano także większe odchylenie od liniowej zależności $\alpha = f(k)$ w przypadku próbek o mniejszym zagęszczeniu. W osadach od drobnoziarnistych do żwirów zaburzenia opisanej zależności wynikające ze zmiany porowatości efektywnej są niewielkie. Dlatego parametr n_e można przyjąć jako stałą wartość w opisanym wyżej równaniu, podobnie jak wymiary ośrodka przepływu, które nie ulegają większym zmianom w przypadku drenowanego ośrodka skalnego.

Z zależności między współczynnikami porowatości efektywnej i odsączalności (fig. 41) można przyjąć na zasadzie dedukcji istnienie zbliżonego, lecz nieco luźniejszego związku współczynników: regresji drenażu i odsączalności. Ze względu na maksymalną zawartość wód kapilarnych zawieszonych dla próbek o $\mu < 0,20$ o ściślejszym związku α i μ można, zdaniem autora, mówić dopiero w piaskach gruboziarnistych i żwirach.

DRENAŻ WODY

W NIENASYCONYM OŚRODKU SKALNYM

Dynamikę drenażu w warunkach zmiennego nasycenia scharakteryzowano na podstawie obserwacji w trakcie strefowego drenażu wody z pionowej kolumny gruntu (Kowalski 1984a).

ZJAWISKA ZWIĄZANE Z PROCESEM DRENAŻU

Jeżeli pionowy strumień wody znajduje się pod wpływem różnicy naporu hydraulicznego, w dowolnych odcinkach czasu (modułach czasowych) Δt zwierciadło wody zmienia swoje położenie w ośrodku filtracyjnym. W równych i stosunkowo krótkich odstępach czasu zwierciadło wody obniża się na drogach o różnej długości, co sprawia, że wartość chwilowej prędkości strumienia wody zmienia się z upływem czasu. Taki przep-

ływ w omawianych warunkach określić można jako niejednostajny przepływ drenujący. Jego prędkość jest prędkością średnią ruchu niejednostajnego w danym odcinku ΔH toru przemieszczania się strugi wody ($V_{sr} = \Delta H / \Delta t$). Jeżeli zwierciadło wody obniżane będzie w obrębie ośrodka filtracyjnego, to wydzielić w nim można różne strefy drenażowe. Związane one będą z przemieszczaniem zwierciadła wody o ΔH w czasie Δt . Ciągłe przemieszczania centrum strefy przepływu sprawiają, że średnie wartości parametrów drenażu zmieniają się nieprzerwanie – w sposób ciągły – zależnie od stanu nasycenia całego ośrodka skalnego. Spadek bowiem nasycenia powoduje zmniejszenie objętości czynnej przestrzeni porowej, przewodzącej w sposób ciągły wodę wolną (fig. 2). Wtedy zmienia się gradient hydrauliczny i prędkość przepływu drenującego (drenażu). Zależność między tymi ostatnimi parametrami jest zazwyczaj prostoliniowa tylko w początkowej fazie eksperymentu. Według wielu autorów (Wieczysty 1982; Castany 1972; Eagleson 1978) mamy wówczas do czynienia z przepływem ustalonym lub quasi-ustalonym, który może występować w ośrodku nasycenym lub zbliżonym do nasycenego. W pozostałej części eksperymentu obserwowano zwykle powolne, lecz wyraźne odchylenie od prostej, co jak powiedziano wyżej, wynika z drenażu w warunkach nienasycenia. Odchylenia te, zdaniem autora, spowodowane są wzajemnym oddziaływaniem sił bezwładności oraz opisanej już kapilarności zawieszonych i stykowej. Zjawisko bezwładności przejawia się w trakcie tego drenażu zróżnicowaniem zależności między natężeniem drenażu a spadkiem hydraulicznym. Jak wiadomo, siła bezwładności F_b ma wartość iloczynu masy wody (m) i przyspieszenia ($F_b = m \cdot g$) i zależy od zmiany przepływu wody w warunkach różnego naporu hydraulicznego wywołującego przyspieszenie. Drenaż wody w warunkach nienasycenego ośrodka skalnego jest więc wywołowany wypadkową różnicą sił: przyspieszenia (F') i bezwładności (F_b): $F = F' - F_b$. W fazie stopniowego wzrostu siły przyspieszenia, a zatem także natężenia drenażu, siła bezwładności jest skierowana przeciwnie do kierunku przyspieszenia. Jest wtedy jedyną z sił pasywnych (obok adhezji i kapilarności) opóźniającą przepływ drenujący. W dalszym drenażu, w trakcie nieregularnie zmieniającego się natężenia, spowodowanego przede wszystkim spadkiem stopnia nasycenia ośrodka filtracyjnego, siła bezwładności zmienia kierunek na zgodny z zanikającym kierunkiem przyspieszenia skierowanym ku dołowi. Siła ta

odrywając część wody kapilarnej wpływa zatem pośrednio na natężenie drenażu, zależnie od zawartości wód kapilarnych w badanych osadach. Działanie sił bezwładności ustaje, jeżeli spełnione zostaną warunki zasady d'Alemberta, czyli: $F - m \cdot g = 0$.

Z powyższego wynika, że zmieniający się stan nasycenia badanych ośrodków skalnych stanowi zasadniczą przyczynę zjawisk towarzyszących każdemu procesowi drenażu, przebiegającemu w polu sił aktywnie i pasywnie na niego działających. Ze wstępnych badań oraz obserwacji terenowych wynikało, że cechy teksturalne określają wielkość tych sił oraz wartości parametrów drenowanego ośrodka skalnego, między innymi współczynników: wodoprzepuszczalności i odsączalności.

Przedstawiony wyżej sposób pomiarów i ob-

serwacji umożliwił autorowi prowadzenie analizy zmian parametrów drenażu i zjawisk z nim związanych w trakcie przejścia z warunków nasyconych do nienasyconych. W tym celu dokonano oceny zmienności współczynników wodoprzepuszczalności i odsączalności grawitacyjnej w zróżnicowanym polu sił aktywnie i pasywnie działających na przepływ.

ZMIANY WSPÓŁCZYNNIKÓW WODOPRZEPUSZCZALNOŚCI I ODSĄCZALNOŚCI W DRENAŻU STREFOWYM

Drenaż wody w osadach przepuszczalnych o dominującej frakcji pylastej przebiegał bardzo powoli, w sposób stosunkowo najbardziej regularny (fig. 27). W profilu kolumny rejestrowano znaczne straty naporu hydraulicznego wzrastające w trakcie drenażu, który w końcowej fazie był też mniej

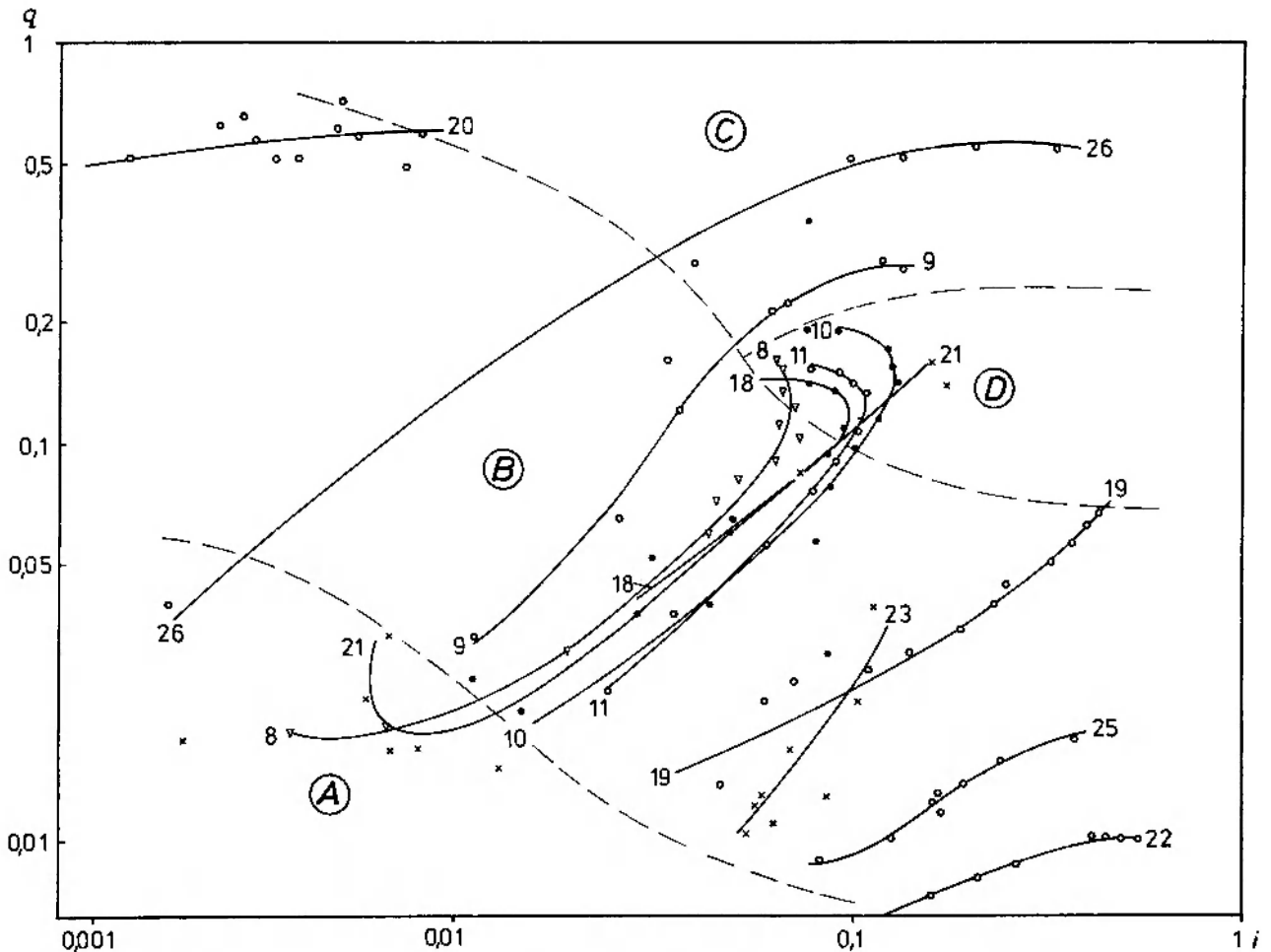


Fig. 27. Zależność między natężeniem drenażu a spadkiem hydraulicznym w warunkach nasyconego i nienasyconego ośrodka skalnego. 9,20 – numeracja próbek; A – obszar zaburzeń drenażu wywołanych przez siłę adhezji; B – obszar o słabo zaznaczającym się wpływie sił pasywnych; C – obszar drenażu wywołany wpływem sił bezwładności; D – obszar zaburzeń drenażu wywołanych wpływem sił kapilarności zawieszony i bezwładności w ośrodku nienasyconym

Relationship between intensity of drainage and hydraulic gradient in saturated and unsaturated soil. 9,20 – numbers of samples; A – area of disturbances of drainage caused by adhesion; B – area of feebly acting passive forces; C – area of disturbances of drainage caused by inertion; D – area of disturbances of drainage caused by suspended capillarity and by inertion within unsaturated medium

stabilny. Linie łączące napory hydrauliczne w piezometrach w kolejnych modułach czasowych (Δt) były równoległe względem siebie, często o kształcie parabolicznym – szczególnie w końcowej fazie eksperymentu. Obserwowano niewielkie zmiany spadku hydraulicznego. Zbliżona do prostoliniowej zależność między wartościami prędkości drenażu a spadkiem hydraulicznym wskazuje, że drenaż ten odbywał się w warunkach zbliżonych do nasyconych, określanymi różnicą naporu hydraulicznego (siły grawitacji), przy nieznacznym zakłóceniu przez drenaż wód kapilarnych zawieszonych (fig. 27). Zaburzenia tej zależności w dalszej części eksperymentu pozwalają wnioskować, że na drenaż oddziałują w coraz wyższym stopniu siły pasywne, głównie kapilarności zawieszonych. Takie zaburzenia mogą mieć miejsce dopiero przy obniżającym się stopniu nasycenia ośrodka skalnego, być może przy nieznacznym lub lokalnym tylko przerwaniu ciągłości przepływu (fig. 27). Nieznacznie maleje wtedy współczynnik wodoprzepuszczalności, natomiast współczynnik odsączalności powoli, lecz systematycznie wzrasta w kolejnych modułach czasowych (w wyniku uwalniania się niewielkiej objętości wód kapilarnych zawieszonych), zbliżając się do wartości charakteryzującej proces zakończenia drenażu, tzn. całkowitego odsączania wody wolnej. Nie obserwowano tutaj wyraźnej różnicy w przebiegu przepływu drenującego w zależności od środowiska geologicznego, z którego pochodziły próbki.

W piaskach drobnoziarnistych oraz grubszych frakcjach o niskiej do średniej wodoprzepuszczalności (k poniżej 5-7 m/dobę) obserwowano nieco wyższe od poprzednich zaburzenia drenażu. Zróżnicowane były przede wszystkim wartości obniżenia poziomu zwierciadła wody w kolejnych modułach czasowych. W początkowej fazie drenażu zależności między jego natężeniem a spadkiem hydraulicznym nie były regularne, trudne nawet do jednoznacznego określenia (fig. 27). Ponieważ rozrzut punktów oscylował wokół zależności prostoliniowej można sądzić, że drenaż odbywał się podobnie jak poprzednio w warunkach nasycenia. Brak ciągłości tej fazy przepływu prawdopodobnie wynikał z silnego oddziaływania siły adhezji, w warunkach zbliżonych do opisanego wcześniej progu filtracji. Gdy w trakcie eksperymentu różnica naporu hydraulicznego stawała się duża, następowało stopniowe „uspokojenie” przepływu drenującego, co wyraża się zależnością między jego prędkością a spadkiem hydraulicznym, zbliżoną do prostej. Współczynnik wodo-

przepuszczalności wzrastał, zbliżając się do wartości maksymalnej dla tej samej próbki badanej wcześniej w warunkach nasycenia. Nie zmienił się natomiast istotnie współczynnik odsączalności. Jednakże w trakcie dalszego przebiegu drenażu jego wartość nieregularnie wzrastała, przy jednoczesnym spadku współczynnika wodoprzepuszczalności. Następowo bowiem nieregularnie odrywanie się ze strefy aeracji zatrzymanych wcześniej wód kapilarnych zawieszonych. Zróżnicowanie tej fazy drenażu wynika zatem z tych cech osadów, które determinują wcześniej opisaną ilość wód kapilarnych zawieszonych.

W końcowej fazie strefowego drenażu warunki jego przebiegu w omawianych osadach były zbliżone w kolejnych modułach czasowych. Współczynnik odsączalności wahał się wokół wartości charakterystycznych dla badanych próbek po zakończeniu tego procesu. Jednocześnie ulega bardzo wyraźnemu obniżeniu współczynnik wodoprzepuszczalności. Z analizy całego przebiegu drenażu w osadach o przewodze drobnych frakcji piaszczystych wynika, że następuje tu stopniowy, lecz systematyczny spadek nasycenia, aż do momentu zakończenia badanego procesu.

Bardzo duże zróżnicowanie warunków drenażu obserwowano w próbkach piasków średnioziarnistych oraz ze żwirem, cechujących się średnią i dobrą wodoprzepuszczalnością. Z powyżej opisanych obserwacji wynika, że w osadach tych występowały zjawiska hydrodynamiczne drenażu właściwe frakcjom najdrobniejszym oraz frakcjom najgrubszym. W utworach średnioziarnistych równomiernie uziarnionych zaburzenia przebiegu drenażu spowodowane działalnością sił pasywnych są wyraźne w trakcie przejścia od warunków nasyconych do nienasyconych. Ponieważ napór i spadek hydrauliczny zmieniają się na ogół łagodnie w trakcie drenażu, to współczynniki wodoprzepuszczalności i odsączalności zmieniają się dość regularnie.

W piaskach ze żwirem przebieg drenażu jest najbardziej nieregularny. Cechują go skokowe spadki naporu hydraulicznego w profilu filtracyjnym oraz nieregularne obniżanie się swobodnego zwierciadła wody. Dlatego też ilość zdrenowanej wody była bardzo różna w kolejnych modułach czasowych, a w drugiej części eksperymentu ulegała niekiedy nawet systematycznemu obniżaniu. Obserwowano przy tym różny przebieg zmian naporu hydraulicznego w porównaniu z natężeniem przepływu drenującego. Napór hydrauliczny (H) i wysokość ciśnienia (h) reagowały bowiem znacznie szybciej na zmianę nasycenia ośrodka

skalnego niż zmiany objętości zdrenowanej wody. W warunkach drenażu omawianej grupy osadów zjawisko to wynika z intensywnego oddziaływania siły bezwładności w ośrodku nienasyconym, przeciwnej do sił kapilarności zawieszonych. Jak już wykazano, siła bezwładności sprawia, że z ośrodka nienasyconego, w którym nie jest przekazywane ciśnienie w sposób ciągły, mogą uwalniać się dodatkowe ilości wody, zależne od ilości zatrzymanej poprzednio przez siły kapilarne zawieszono (fig. 27).

We wszystkich piaskach gruboziarnistych oraz niektórych średnioziarnistych o niskim współczynniku nierównomierności uziarnienia i niższym zagęszczeniu drenaż przebiegał w sposób na ogół podobny, to znaczy był szybki o regularnym przebiegu. Wpływa na to przede wszystkim spadek nasycenia ośrodka skalnego. Powoduje on krótkotrwałe działanie sił kapilarności zawieszonych i bezwładności. W omawianym przypadku rola siły bezwładności może być dwójakiego rodzaju: początkowo bierna, a następnie – przy wyższym nasyceniu skały – czynna, gdy postępuje przerywanie ciągłości drenażu. Zjawisko to przejawia się bardzo nieregularnym odsą-

czaniem. Straty naporu hydraulicznego wzdłuż profilu kolumny filtracyjnej próbek są widoczne, lecz niewielkie. Bardziej zróżnicowany jest natomiast spadek zwierciadła wody w kolejnych modułach czasowych. Zjawiska te wpływają na znaczne zróżnicowanie zależności między natężeniem przepływu drenującego a spadkiem hydraulicznym, przejawiającej się niekiedy wyjątkowo wyraźnie nierównomiernym obniżaniem się wartości współczynnika wodoprzepuszczalności (k' , fig. 28). Parametr ten jest bezpośrednim wskaźnikiem spadku nasycenia ośrodka skalnego. Natomiast szybkie zdrenowanie wód kapilarnych zawieszonych sprawia, że współczynnik odsączalności w kolejnych modułach czasowych ustala się już stosunkowo szybko, w zakresie odpowiadającym całkowitemu zdrenowaniu wody wolnej.

Drenaż wody w osadach o przewadze najgrubszych frakcji, tzn. w żwirach, przebiegał bardzo szybko i nierównomiernie. Obserwowano nieznaczne straty naporu hydraulicznego w profilu kolumny, natomiast bardzo duże były spadki wysokości położenia zwierciadła wody w kolejnych modułach czasowych. Pewien rozrzut punktów pomiarów prędkości przepływu i spadku

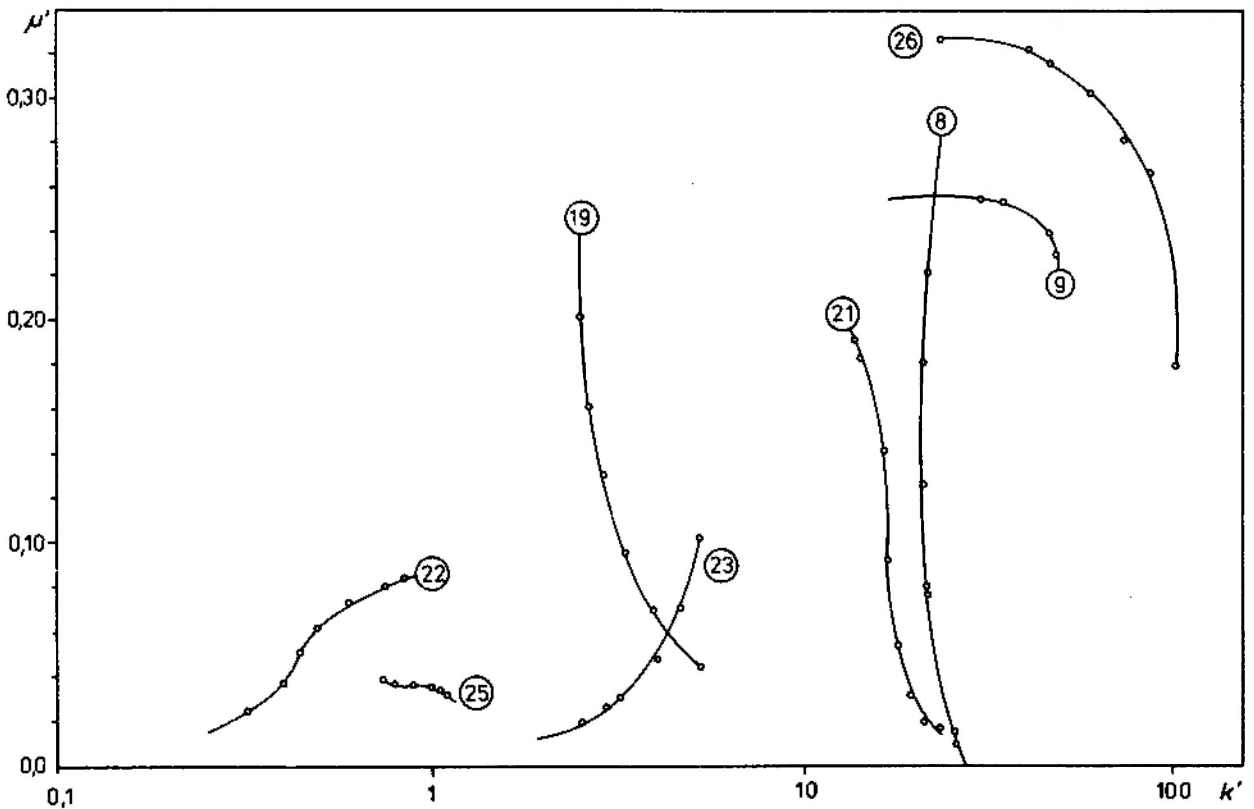


Fig. 28. Przykłady zmian współczynników wodoprzepuszczalności i odsączalności w trakcie strefowego drenażu wody z pionowej kolumny. 19,22 – numeracja próbek

Examples of changes of hydraulic conductivity and specific yield through the zonal drainage of water from a vertically oriented column. 19,22 – numbers of samples

hydraulicznego dla tej grupy próbek wskazywać może na warunki przepływu nieustalonego, którego przyczyną jest przypuszczalnie siła bezwładności. Przy wysokich prędkościach przepływu siła ta sprawia, że mimo całkowitego nasycenia drenowanego ośrodka, ulega obniżaniu wartość współczynnika wodoprzepuszczalności (Macioszczyk 1973). Przepływ może mieć wówczas charakter nielaminarny, a przypuszczalnie nawet turbulentny, o czym świadczyły bezpośrednie obserwacje drenażu w postaci przejawiającej się pulsacji wody w strefie jej wypływu z kolumny filtracyjnej.

Przebieg drenażu w warunkach nasycenia próbek zwirowatych sprawia, że współczynnik odsączalności charakteryzuje stosunkowo stałą wartość, mieszczącą się w zakresie wartości dla tego typu osadów, obliczonej po całkowitym zdrenowaniu wody wolnej. Szybkie zakończenie drenażu wskazuje, że w ośrodku skalnym na przepływ nie oddziałują siły kapilarności, a jedynie siły adhezji, które utrzymują wody związane powodujące zwilżenie ziarn skalnych.

W podsumowaniu omówionego zagadnienia przedstawiono dalszą analizę wykresów zależności między prędkością przepływu drenującego (natężeniem drenażu) a spadkiem hydraulicznym (fig. 27). Zaznaczają się tutaj pewne prawidłowości przebiegu linii interpolujących wartości powyższych parametrów. Można wydzielić strefy zmian krzywizny tych linii, nawiązujące do roli, jaką odgrywają siły aktywne i pasywne w przepływie drenującym w ośrodku o zróżnicowanym nasyceniu. I tak, przy małych prędkościach przepływu drenującego i spadku hydraulicznego linia interpolująca wykazuje łagodne nachylenie względem osi tego spadku. Oznaczać to może, że drenaż jest bardzo wyraźnie wstrzymywany przez siły adhezji, działające w ośrodku praktycznie nasyconym. Przemawia za tym również większy rozrzut punktów pomiarowych w tej strefie. W miarę wzrostu prędkości i spadku hydraulicznego zależność ta staje się bardziej regularna, zbliżona do prostoliniowej i wskazuje na drenaż zbliżony do ustalonego (quasi-ustalony). Wpływa na to dominująca rola siły wynikającej z różnicy naporu hydraulicznego w warunkach wysokiego stanu nasycenia. Górna granica drugiej strefy jest mniej wyraźna od dolnej. W miarę spadku nasycenia drenowanego ośrodka zależność między natężeniem drenażu i spadkiem hydraulicznym dla poszczególnych próbek wynika nie tylko z różnicy naporu hydraulicznego, lecz także z wzrastającej roli siły bezwładności. Sprawia ona, że przepływ

drenujący odbiegać może od liniowej zależności między analizowanymi czynnikami.

Ponieważ głównym czynnikiem określającym analizowany wyżej proces drenażu jest zmieniający się stan nasycenia ośrodka skalnego, w dalszych rozważaniach określono jego wielkość oraz wpływ na podstawowe parametry hydrogeologiczne.

ZALEŻNOŚĆ WSPÓLCZYNNIKÓW WODOPRZEPUSZCZALNOŚCI I ODSĄCZALNOŚCI OD SPADKU NASYCENIA OŚRODKA SKALNEGO

Zgodnie z wcześniejszymi badaniami (Richards 1952; Bear *et al.* 1968; Kovacs 1981) stan nienasycenia badanych próbek powoduje zmianę w wartościach parametrów drenażu w porównaniu z ich wartościami określonymi dla warunków nasycenia. Główny cel badań autora polegał tutaj na określeniu stopnia nasycenia ośrodka skalnego (s), który spowodował zmianę uzyskanych wartości współczynnika wodoprzepuszczalności, określanego też mianem względnego współczynnika wodoprzepuszczalności (k') (Kotiachow 1977). Jak wynika z figury 29a, początek zależności $k' = f(s)$ dla każdej próbki odcina na osi rzędnych wartości współczynników wodoprzepuszczalności odpowiadających całkowitemu nasyceniu. Drugi koniec wykresu tejże zależności wyznacza na osi odciętych końcową wartość stopnia nasycenia próbki (s), z której została całkowicie zdrenowana woda wolna. Między tymi skrajnymi wartościami wyznaczono przebieg zależności $k = f(s)$ na podstawie ilorazu współczynników regresji drenażu (α) w warunkach nasycenia oraz jego wartości w pierwszej fazie drenażu w warunkach nienasycenia ośrodka skalnego (α_1). Wykreślone na tej podstawie linie zależności $k' = f(s)$ mają podobny do siebie kształt, są jedynie przesunięte względem siebie wzdłuż osi z wartościami współczynnika wodoprzepuszczalności. W początkowym ich odcinku stwierdził autor duże podobieństwo badanej zależności do wykresu przedstawionego przez Wallace'a (*vide* Lambe, Whitman 1978; fig. 29b), a określonego innymi metodami. Jednak Wallace nie przedstawił dalszej zależności. Opierając się na początkowej analogii obu wykresów autor uważa, że dolna wartość s charakteryzuje stopień nienasycenia osadu, w którym drenaż ma charakter nieciągły. Współczynnik wodoprzepuszczalności reprezentuje wartość nierzeczywistą (fig. 29b). Podobieństwo wyników autor uważa za potwierdzenie wiarygodności swojej metody badawczej. Z badań tych wynika ponadto, że zależność $k' = f(s)$ jest linią ciągłą w zakresie:

$0,8 < s \leq 1,0$, obrazującą ciągłość przepływu drenującego. Stwierdzenie tego było jednym z głównych celów pracy. Poniżej dolnej wartości (s) przepływ ma charakter nieciągły; określany dlań współczynnik wodoprzepuszczalności stanowi już wartość nierzeczywistą. Należy dodać, że do podobnego wniosku doszedł autor analizując zależ-

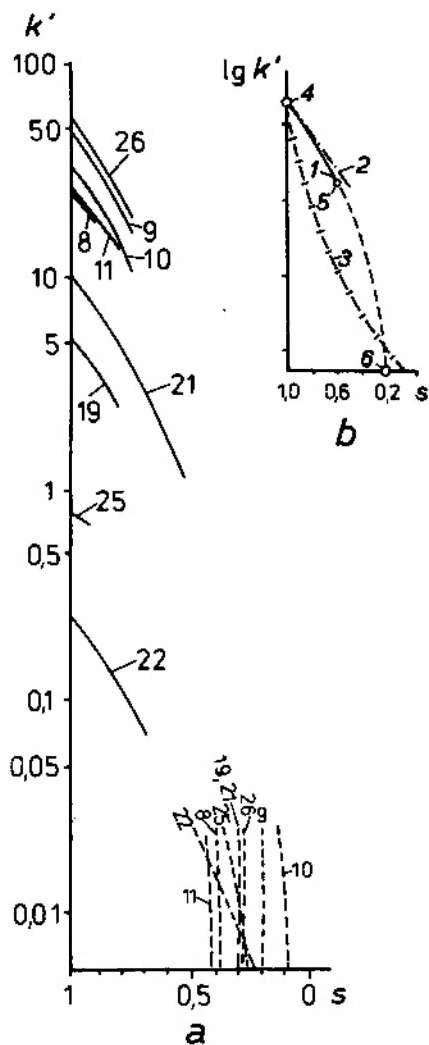


Fig. 29. Zależność współczynnika wodoprzepuszczalności od stopnia nasycenia ośrodka skalnego (a). 9, 22, 26 – numeracja wybranych próbek na wykresie a; b – wykres zbiorczy: 1 – według autora; 2 – według Wallace'a (Lambe, Whitman 1977); 3 – według Kovacs (1982); 4 – wartość współczynnika wodoprzepuszczalności dla ośrodka nasyconego; 5 – minimalna wartość współczynnika wodoprzepuszczalności w ośrodku nienasyconym w warunkach ciągłości przepływu; 6 – zawartość wód związanych w ośrodku skalnym po zakończeniu drenażu

Relation of hydraulic conductivity to saturation of soil. a – 9, 22, 26 – numbers of selected samples; b – assuming graphs: 1 – by autor; 2 – after Wallace (Lambe, Whitman 1977); 3 – after Kovacs (1982); 4 – value of hydraulic conductivity coefficient of a saturated medium; 5 – minimum value of hydraulic conductivity coefficient of the unsaturated medium under continuous flow conditions; 6 – bounded water content in rock after finishing of drainage

ność między współczynnikami porowatości efektywnej i odsączalności (fig. 34).

Na podstawie obliczonych dla poszczególnych próbek wartości k , k' , s zestawiono zbiorczą zależność $k'/k - f(s)$ (fig. 29). Otrzymane wykresy są do siebie bardzo podobne i nawiązują do wykresów znanych z literatury (Połubarinowa-Koczina 1977; Kovacs 1981; fig. 29). Należy zatem uważać za celowe zastosowanie metody regresji drenażu do badania tego procesu w warunkach różnego nasycenia. Na tej podstawie można bowiem było przedstawić prostą zależność będącą miernikiem stopnia nasycenia drenowanego ośrodka skalnego:

$$\frac{k'}{k} = \frac{\alpha}{\alpha_1} = f(s).$$

Wykorzystując przedstawioną wcześniej zależność $k'/k = f(s)$ autor określił zakres stopnia nasycenia ośrodka skalnego, z którego wynikają wartości stosunku współczynnika odsączalności w trakcie strefowego drenażu wody z kolumny filtracyjnej (μ') do wartości tego współczynnika po zakończeniu całego badanego procesu (μ), (fig. 30). Z analizy tej wynika, że w miarę spadku stopnia nasycenia (s) wzrasta wartość ilorazu μ'/μ . W próbkach o niższej wodoprzepuszczalności wraz ze spadkiem stopnia nasycenia obserwo-

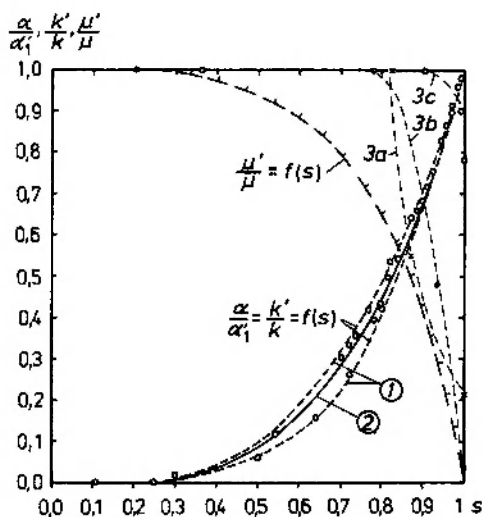


Fig. 30. Zależność względnego współczynnika wodoprzepuszczalności, regresji drenażu i odsączalności od stopnia nasycenia ośrodka skalnego. 1 – według autora; 2 – według Połubarinowej-Kocziny (1977); 3 a, b, c – przykłady zależności $\mu'/\mu = F(s)$ dla wybranych próbek

Relation of relative coefficient of hydraulic conductivity, regression of drainage, coefficient of yield to stage of rock medium saturation, 1 – by authors; 2 – after Połubarinowa-Koczina (1977); 3 a, b, c – $\mu'/\mu = f(s)$ for selected samples

wano spadek wartości strefowego współczynnika odsączalności (μ'), co należy wiązać ze znacznym zatrzymaniem wody w postaci kapilarnie zawieszanej. W przypadku próbek o wysokiej wodoprzepuszczalności duże obniżenie stopnia nasycenia powoduje tylko nieznaczny spadek współczynnika odsączalności, co wskazuje na nieznaną w nich rolę sił pasywnych w procesie drenażu. Z obliczeń autora wynika ponadto, że przy $s > 0,95$ współczynnik odsączalności μ' stanowi od 30% do 97% wartości charakterystycznej w fazie zakończenia drenażu w badanych próbkach. Stałą wartość (μ) osiąga współczynnik odsączalności strefowej (μ') przy stopniu nasycenia $s < 0,8-0,6$.

Z analizy współczynników μ' i k' , określanych równolegle (w tym samym czasie) w trakcie strefowego drenażu wody (fig. 2), wynika, że ich współzależność ma dwojaki charakter. W większości frakcji badanych próbek, szczególnie piasków średnioziarnistych, obserwowano spadek wartości współczynnika wodoprzepuszczalności (k'), przy jednoczesnym wzroście współczynnika odsączalności (μ'). W próbkach pylastych oraz żwirów tendencja zmienności obu parametrów była podobna. Z powyższego wynika, że jeżeli stopień nasycenia s mieścił się w zakresie 0,8-1,0, przepływ drenujący przebiegał w warunkach zbliżonych do nasyconych, a więc w warunkach filtracji. O takim przepływie wody, jak wiadomo, decyduje różnica naporu hydraulicznego. W utworach o najdrobniejszych badanych frakcjach główny opór stawia skutecznie siła adhezji, która wstrzymując wzrost natężenia drenażu nie dopuszcza do rozerwania ciągłości tego przepływu. W przypadku najgrubszych frakcji badanych próbek istotną siłą pasywną była siła bezwładności. Siła ta w podobny sposób obniża wartości obu współczynników, przy czym są to również wartości odpowiadające warunkom całkowitego nasycenia.

Jeżeli natomiast stopień nasycenia wykazuje wartości niższe od około 0,8 i ulega przy tym ciągłej zmianie, składowa pionowa sił wynikających z różnicy naporu hydraulicznego i bezwładności pokonuje w każdym module czasowym siły adhezji i kapilarności. W wyniku tego następuje odrywanie części wód związanych drenowanych łącznie z wodą wolną. A zatem w miarę spadku nasycenia ośrodka skalnego wartość strefowego współczynnika odsączalności (μ') wzrastała. Można więc mówić, że taki przepływ drenujący ma charakter odsączania. Obydwa analizowane parametry (μ' , k') można zatem traktować jako wskaźniki zmian istoty fizycznej procesu drenażu; ze

zmianą stopnia nasycenia ośrodka skalnego, niezależnie od jego cech teksturalnych jeden z nich wzrasta, a drugi maleje.

REGRESJA DRENAŻU W WARUNKACH NIENASYCENIA

Strefowy drenaż wody prowadzono do czasu pomiarów naporu hydraulicznego w co najmniej dwóch piezometrach, umożliwiającą konstrukcję wykresu obrazującego rozkład ciśnień wzdłuż kolumny filtracyjnej (Kowalski 1984a). Końcowe obserwacje i pomiary objętości zdrenowanej wody prowadzono klasyczną metodą wyznaczania współczynnika odsączalności (King 1899b), która stanowiła punkt wyjścia analizy współczynników regresji w warunkach nienasycenia. Ponieważ wpływ znajdował się nieco powyżej podstawy kolumny (fig. 3), istniała więc też możliwość obserwacji zjawisk związanych z tzw. podparciem drenażu przez swobodne zwierciadło wody. Metoda ta umożliwiła autorowi, między innymi, dokonywanie pomiarów wysokości oraz wilgotności strefy wód kapilarnych do interpretacji odsączalności (fig. 41).

Z analizy przebiegu drenażu wynika, że w tej fazie ma on typowo regresyjny charakter (fig. 32). Współczynnik regresji (α'_1) jest wyższy w osadach o wyższej wodoprzepuszczalności. I tak, w przypadku osadów gruboziarnistych α' zbliża się do wartości α określonej dla przepływu drenującego w warunkach nasyconych. W miarę odchylenia przepływu od warunków nasyconych wzrasta również rozrzut punktów pomiarowych omawianej zależności. Wyższą regresją od przeciętnej dla danej wartości współczynnika wodoprzepuszczalności cechują się piaski ze żwirem dolin śródgórskich, niższą – piaski w obrębie Jeziora Turawskiego. Z przekształconej zależności $k' = (k\alpha)/\alpha'_1$ obliczono współczynnik wodoprzepuszczalności ośrodka nienasyconego tej fazy drenażu. Zależność $\alpha'_1 = f(k')$ (fig. 33) wykazuje odmienny przebieg w porównaniu z zależnością $\alpha'_1 = f(k)$. Zdaniem autora, różnica ta wynika z nieliniowej, tzn. parabolicznej, zależności między współczynnikiem wodoprzepuszczalności (k) a stopniem nasycenia ośrodka drenażu (s).

W celu określenia czynników wpływających na prędkość drenażu wody na początku tej fazy, dokonano też analizy zależności $\alpha'_1 = f(\mu)$ (fig. 31). Przyjęto bowiem, że o prędkości drenażu decyduje suma i wielkość porów przepływowych, z którymi związana jest odsączalność grawitacyjna. Analizując wartości współczynnika regresji omawianej fazy drenażu należy stwierdzić, że

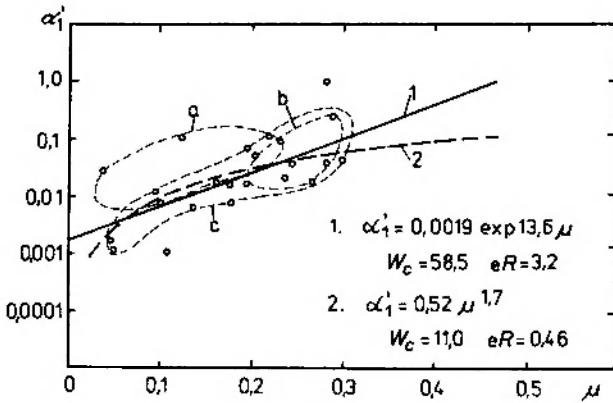


Fig. 31. Zależność między współczynnikiem regresji początkowej fazy drenażu w ośrodku nienasyconym a współczynnikiem odsączalności

Relationship between regression coefficient of initial phase of drainage in unsaturated medium and specific yield

ogólnie w osadach o wyższym współczynnikiem odsączalności wzrastała również prędkość drenażu. Zależność ta nie jest jednak regułą, bowiem występuje dosyć wyraźny rozrzut punktów, który dla analizowanych próbek nie pozwala w sposób jednoznaczny określić α_1 na podstawie współczynnika odsączalności. Wpływa na to przede wszystkim nierównomierność uziarnienia próbek. Ta z kolei, jak wykazano wcześniej, wpływa na porowatość całkowitą (fig. 7) oraz zawartość wód kapilarnych zawieszonych.

Z badań wynika, że wartości współczynnika regresji drenażu (α_1), około 5–10-krotnie wyższe od przeciętnych, były charakterystyczne dla piasków żwirowatych dolin śródgórskich. Współczynnik nierównomierności uziarnienia wyraźnie różnił się od współczynnika dla pozostałych próbek, co oznaczało, że na przykład porowatość całkowita była niższa niż wynikałoby to z jej związku z efektywną średnicą ziarna. Osady te zawierają znaczną ilość wód kapilarnych zawieszonych, co spowodowało, że mieszczą się one w dolnym zakresie przedziału zależności $\mu = f(k)$.

Również około 1–10 razy niższe od przeciętnych wartości współczynnika regresji drenażu (α_1) cechowały osady doliny rzeki nizinnej w obrębie Zbiornika Turawskiego. Osady te, o najniższym współczynnikiem nierównomierności uziarnienia oraz wysokim obtoczeniu ziarna, cechuje szczególnie niska zawartość wód związanych. Oznacza to, że przy określonej średnicy efektywnej ziarna osady te mają wyższą od przeciętnej zdolność odsączania wody wolnej.

Z powyższej analizy wynika, że rozrzut punktów zależności $\alpha_1 = f(\mu)$ wykazuje również prawidłowości i może być efektem zróżnicowania

cech teksturalnych osadów badanych środowisk geologicznych. Ponieważ liczba badanych próbek była ograniczona, nie można było w tym przypadku rozpatrywać poszczególnych środowisk odrębnie, ale badany zbiór traktowano jako całość, wskazując jedynie w sposób opisowy na istnienie określonych tendencji zmienności.

Przebieg końcowej fazy drenażu wody z badanych próbek cechował się bardzo wyraźnym spadkiem regresji wydajności (α_2). Wpływa na to różny stopień opóźnienia drenażu na skutek oporu sił pasywnych wzrastającego nienasyconia ośrodka filtracyjnego. Zależności natężenia drenażu tej fazy od czasu jego trwania (fig. 32) mają charakter liniowy, zbliżony do prostych o niewielkim kącie nachylenia względem osi czasu. Linie te często krzyżują się ze sobą, co wskazywać może na zróżnicowanie drenażu w zależności od badanych czynników teksturalnych i stanu nasycenia. Aby to uzasadnić, dokonano analizy zależności współczynnika regresji (α_2) od współczynnika wodoprzepuszczalności (k), (fig. 33). Z porównania tego wyniku mała tendencja wzrostu (α_2) ze wzrostem k . W próbkach tworzących górny zakres wartości współczynnika regresji α_2 wyższy jest współczynnik odsączalności przy danej porowatości całkowitej. Musi być zatem większa objętość porów przepływowych w skale. Ponieważ omawiane próby skupiają się też w górnym zakresie zależności $k = f(d_{10})$, należy sądzić, że cechują się one porami o wielkości wyższej od średniej dla określonej średnicy ziarna. Potwierdza to również niższa zawartość wód adhezyjnych w próbkach (fig. 23). Skoro jednak efektywna średnica ziarna badanych próbek nie wpływa w sposób zasadniczy na wartość porowatości całkowitej, należy uwzględnić również współczynnik nierównomierności uziarnienia (fig. 23). Z powyższego wynika, że próbki grupujące się w górnym przedziale zależności $\alpha_2 = f(k)$ charakteryzują się krótszym czasem odsączania wody wolnej. Są to przede wszystkim próbki o drobniejszym uziarnieniu, pobrane z wyrobiska kopalni „Bełchatów”. A zatem można przypuszczać, że dolny przedział zależności $\alpha_2 = f(k)$ reprezentują próbki o mniejszej objętości porów przepływowych, co wiąże się też z mniejszą ich średnicą. W tego typu próbkach wzrastają pory wynikające z podwyższonej zawartości wód związanych. W związku z tym czas drenażu z nich wody jest dłuższy. Są to głównie próbki osadów dolin śródgórskich.

Z analizy ostatniej fazy drenażu wynika więc jego istotne zróżnicowanie. W pierwszym etapie

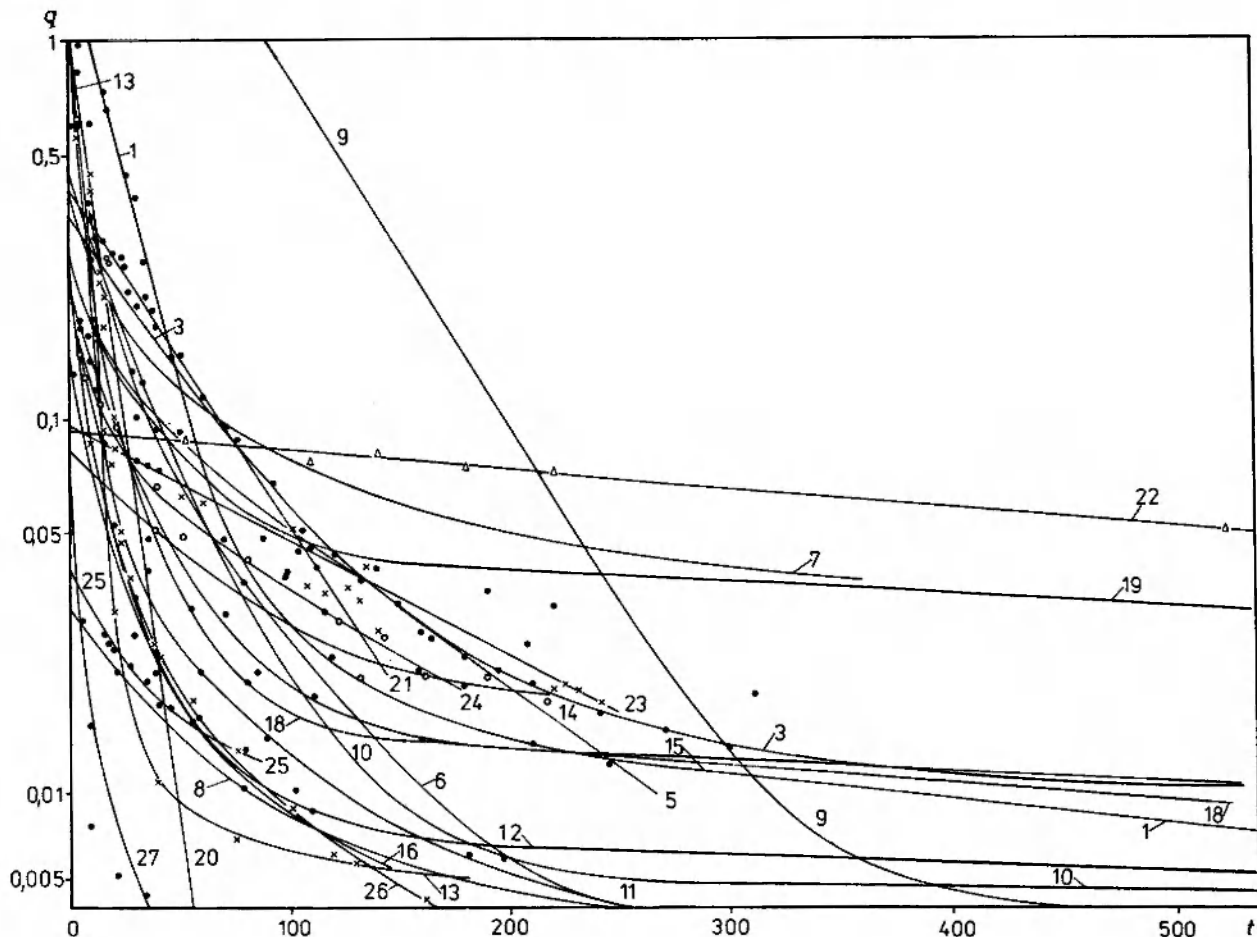


Fig. 32. Końcowa faza regresji drenażu wody z utworów piaszczystych. 1, 7, 22 – numeracja wybranych próbek
The last stage of regression of water drainage from the sandy soils. 1, 7, 22 – numbers of selected samples

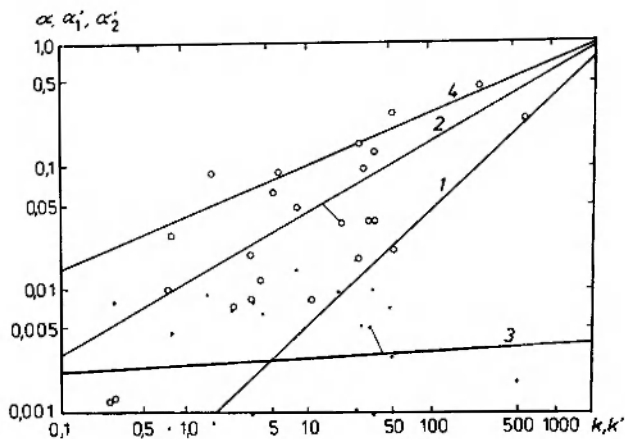


Fig. 33. Wykresy obrazujące poszczególne fazy regresji drenażu w zależności od współczynnika wodoprzepuszczalności. 1 – $\alpha = f(k)$; 2 – $\alpha_1 = f(k)$; 3 – $\alpha_2 = f(k)$; 4 – $\alpha_1 = f(k')$
Graphs showing water drainage regression in relation to hydraulic conductivity. 1 – $\alpha = f(k)$; 2 – $\alpha_1 = f(k)$; 3 – $\alpha_2 = f(k)$; 4 – $\alpha_1 = f(k')$

można mówić o ciągłym drenażu przy obniżającym się stopniu nasycenia próbek (s). Potwierdza to również inna zależność: $\mu = f(\mu/n_e)$ przedstawiająca ciągłość drenażu (fig. 34). Przy $s < 0,70$ następuje przegięcie krzywych regresji, co oznacza, że nie można już mówić o ciągłości przepływu drenującego w całym przekroju próbek. Tyl-

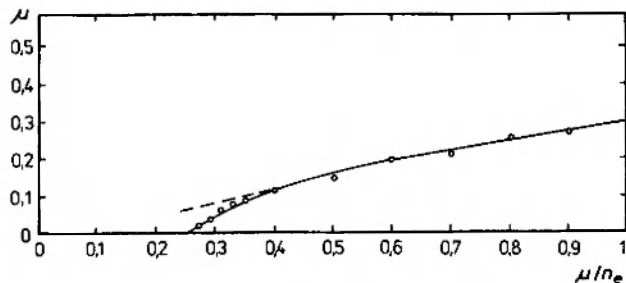


Fig. 34. Określenie ciągłości drenażu w ośrodku porowatym
Determination of drainage continuity in a porous media

ko lokalnie może występować ciągly przepływ drenujący, lecz wskutek wzrostu oporu sił pasywnych jego natężenie maleje (fig. 35). Natomiast, jak wcześniej wykazano, z całego profilu próbek drenowana jest woda kapilarna zawieszona, co potwierdzają bezpośrednie obserwacje wizualne (zmienny odcień wilgotności) opóźnianego zmniejszania się wilgotności próbek od stropu ku

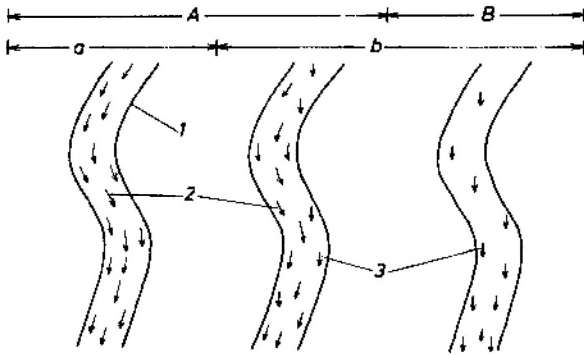


Fig. 35. Schemat drenażu w warunkach filtracji (A) i odsączenia (B). *a* – ośrodek nasycony; *b* – ośrodek nienasycony; 1 – kapilara łańcuskowa; 2 – drenaż wody pod wpływem siły różnicy naporu hydraulicznego; 3 – drenaż wody pod wpływem siły ciężkości i bezwładności

Scheme of water drainage in the seepage (A) and depercolation (B) conditions. *a* – saturated medium; *b* – unsaturated medium; 1 – chain capillar; 2 – water drainage under influence of hydraulic pressure; 3 – water drainage under influence of gravity and inertia

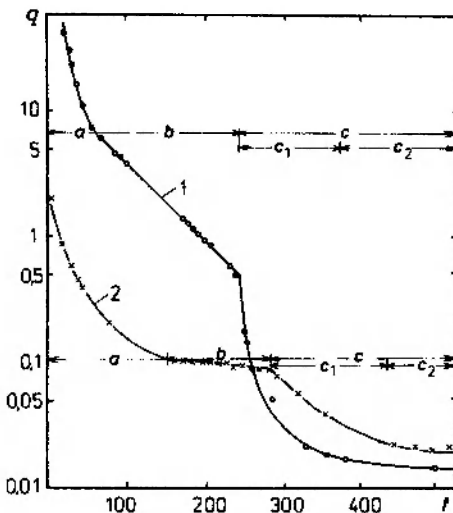


Fig. 36. Wykresy obrazujące regresję wydajności przepływu w warunkach nasycenia (*a*), filtracji (*b*) i odsączenia (*c*) w ośrodku porowatym. 1, 2 – numeracja próbek; *c*₁ – drenaż o charakterze częściowo ciągłym; *c*₂ – drenaż o charakterze nieciągłym

Graphs showing regression of flow volume in saturated (*a*), seepage (*b*) and depercolation (*c*) conditions in a porous media. 1, 2 – numbers of samples; *c*₁ – partly continuous drainage; *c*₂ – discontinuous drainage

spągowi. Ten ostatni etap drenażu wody obrazuje nieciągła linia regresji, prawie równoległa do osi czasu (fig. 36).

Przedstawione obserwacje drenażu wody prowadził autor aż do momentu wyrównywania się objętości odsączonej wody z wielkością parowania potencjalnego w ciągu doby, która nie przekroczyła 5 cm³. Praktycznie więc badany proces kończył się po kilku dobach. Dłuższy czas obserwacji zwiększał parowanie gruntowe, które zmieniło wartość innych badanych cech, czyli rozkładu omawianych wód związanych wzdłuż profilu prób po zdrenowaniu wody wolnej.

CZYNNIKI TEKSTURALNE OKREŚLAJĄCE WSPÓLCZYNNIK ODSĄCZALNOŚCI

Z badań wynika, że współczynnik odsączalności, ogólnie rzecz biorąc, wzrasta ze wzrostem efektywnej średnicy ziarna, natomiast obniża się w miarę wzrostu współczynnika nierównomierności uziarnienia i zagęszczenia badanych próbek. Zależność *k* od porowatości całkowitej (*n*), jako wypadkowej wpływu przeciwstawnych sobie czynników, wykazuje również odwrotny charakter. Podobną zależność wykazuje współczynnik odsączalności od zawartości wód związanych siłami adhezji oraz kapilarności.

Wpływ efektywnej średnicy ziarna. W procesie drenażu zauważyć można wzrost współczynnika odsączalności ze wzrostem efektywnej średnicy ziarna co jest, ogólnie biorąc, zgodne z wcześniejszymi poglądami (Tolman 1937). Równanie opisujące tę zależność stosunkowo najwierniej przedstawia funkcja regresji potęgowej następują-

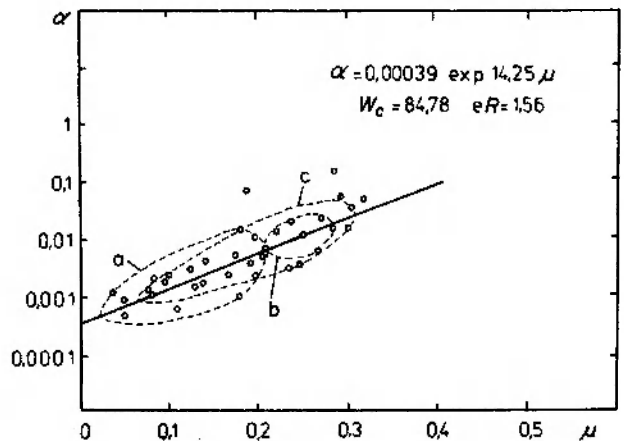


Fig. 37. Zależność między współczynnikami regresji drenażu i odsączalności

Relationship between regression coefficient of drainage and specific yield

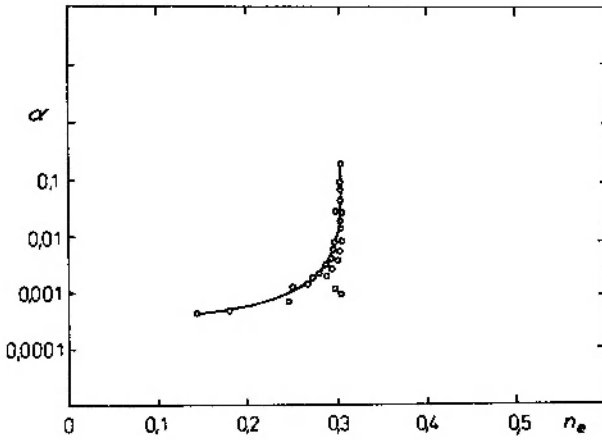


Fig. 38. Zależność między współczynnikami regresji drenażu i porowatości efektywnej

Relationship between regression coefficient of drainage and effective porosity

cej postaci: $\mu = 0,425 d_{10}^{0,63}$. Zależność ta jest najwyraźniejsza w próbkach drobnziarnistych. Również w piaskach średnioziarnistych zależność ta jest wyraźna, przy czym obserwuje się najwyższy wzrost szerokości przedziału μ (fig. 39). Wynika to, zdaniem autora, z wpływu charakterystycznej średnicy ziarna: 0,1-0,3 mm, która, jak wiadomo, jest podobna do zakresu wielkości porów strefy przejściowej między porami kapilarnymi i nadkapilarnymi. W takich porach drenowana woda wolna znajduje się w polu sił kapilarności, naporu hydraulicznego, a także bezwładności. Skoro ilość odsączanej wody jest rezultatem tych przeciwstawnych sobie sił, to zawartością wód kapilarnych tłumaczyć należy istnienie szerokiego zakresu zmienności μ dla piasków średnioziarnistych (fig. 39). W przypadku próbek o dużych średnicach efektywnych ziarna omawiana zależność jest słabo widoczna lub zupełnie nie występuje. Duża wartość d_{10} sprawia, że porowatość całkowita reprezentuje przeważnie pory nad-

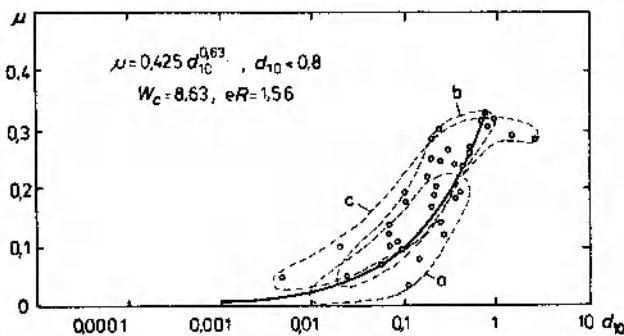


Fig. 39. Zależność współczynnika odsączalności od średnicy ziarna

Relation of specific yield to grain size

kapilarne. W związku z tym rola sił utrzymujących wodę w postaci związanej jest niewielka i ogranicza się praktycznie do zwilżania powierzchni ziarna. W tych warunkach współczynnik odsączalności odpowiada niemal porowatości całkowitej. Ponieważ, jak wykazano wcześniej, porowatość całkowita utrzymuje swoją wielkość, a nawet ją nieco obniża przy dużych średnicach ziarna, współczynnik odsączalności wykazuje podobną tendencję zmian.

Spośród badanych środowisk sedymentacyjnych najmniejszy rozrzut punktów zależności $\mu = f(d_{10})$ wykazują próbki osadów Jeziora Turowskiego. Wartości tych punktów grupują się wokół zależności wypadkowej dla całego badanego zbioru. Nieco wyższy rozrzut mają próbki o średnicy d_{10} około 0,25 mm.

Również dość wyraźną zależnością $\mu = f(d_{10})$ charakteryzują się próbki osadów kopalni „Bełchatów”, szczególnie o średnicy efektywnej poniżej 0,15 mm. W całym zakresie tej zależności współczynnik odsączalności jest niższy od wypadkowej dla całego zbioru przy określonej efektywnej średnicy ziarna.

Znacznym natomiast rozrzutem punktów omawianej zależności charakteryzują się próbki pobrane z osadów dolin śródgórskich. Punkty pomiarowe występują zazwyczaj w dolnym zakresie przedziału $\mu = f(d_{10})$, co oznacza zaniżenie wartości μ przy określonej średnicy efektywnej ziarna. Z porównania badanych środowisk wynika, że największe różnice występują przy $d_{10} = 0,1-0,3$.

Wpływ nierównomierności uziarnienia osadów. Ogólnie obserwowana odwrotna zależność współczynnika odsączalności od współczynnika nierównomierności uziarnienia wykazuje jednak nieregularny przebieg (fig. 40), wynikający ze zmian

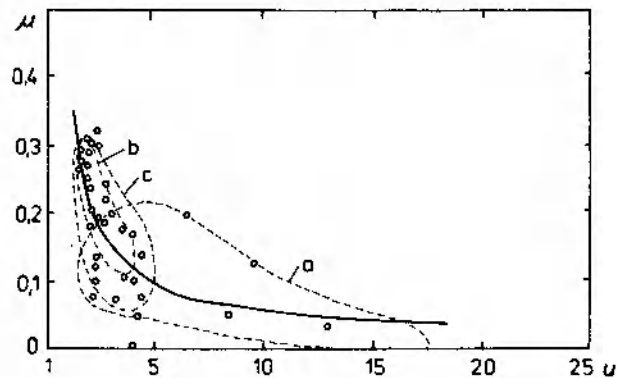


Fig. 40. Zależność współczynnika odsączalności od nierównomierności uziarnienia

Relation of specific yield to coefficient of uniformity

wielkości ziarna przy zbliżonym zagęszczeniu próbek. Poszczególne frakcje ziarna wykazują pod tym względem indywidualne zależności, tworząc na wykresie charakterystyczne „pierzaste” rozgałęzienia w środkowym zakresie wartości μ . Najwyraźniejszą zależność stwierdzono w przypadku piasków ze żwirem. W próbkach osadów bardzo równomiernie uziarnionych zależność $\mu = f(u)$ jest nieco wyraźniejsza przy $\mu < 0,22$, a szczególnie w przedziale 0,04–0,10. Brak natomiast badanej zależności dla osadów pylastych.

Biorąc pod uwagę rodzaj środowiska sedymentacyjnego, stwierdzono stosunkowo najmniej rozrzut punktów omawianej zależności w próbkach osadów Jeziora Turawskiego. Przebieg tej zależności jest bardzo zbliżony do wypadkowej dla całego zbioru. Podobny nieco przebieg $\mu = f(u)$ wykazują próbki z kopalni „Belchatów”, jednak o większym rozrzucie punktów, zwłaszcza przy wyższych u . Linia interpolacyjna występująca w dolnym zakresie zbioru (fig. 40), co świadczy o względnie wyższej roli tego parametru w porównaniu ze średnicą efektywną ziarna. W osadach śródogórskich znaczny jest rozrzut punktów tworzących omawianą zależność, który wypełnia cały zakres zbioru. Z tego względu interpretacja jest trudna przy ograniczonej liczbie punktów.

Wpływ porowatości całkowitej. Z wykresu (fig. 41) wynika, że w przedziale najczęściej powtarzających się wartości współczynnika porowatości $n = 0,29–0,44$ o rozrzucie $\pm 0,035$, współczynnik odsączalności zmienia się ponad dwudziestokrotnie. Najmniejszy rozrzut wartości $\mu = f(n)$ wykazują osady gruboziarniste oraz pylaste. Pozostałe

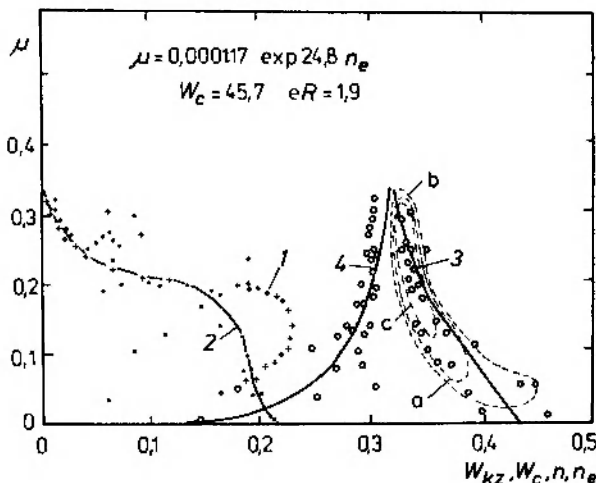


Fig. 41. Zależność współczynnika odsączalności od zawartości wód związanych, porowatości efektywnej i całkowitej. 1 - $\mu = F(W_{kz})$; 2 - $\mu = f(W_c)$; 3 - $F(n)$; 4 - $\mu = f(n_e)$
Relation of specific yield to moisture contents, effective and total porosity

osady charakteryzują się zbliżonym do siebie rozrzutem punktów, wśród nich zależność $\mu = f(n)$ wydaje się najwyraźniejsza w piaskach średnioziarnistych. Omawiana zależność najwyraźniej zaznacza się w próbkach pobranych z osadów dolin śródogórskich. Punkty pomiarowe układają się tutaj w dolnym przedziale zbioru. Brak natomiast wyraźniejszej zależności $\mu = f(n)$ w przypadku próbek pozostałych środowisk geologicznych.

Wpływ zawartości wód związanych. Wykres zależności $\mu = f(W_a)$ przedstawia wykładniczy spadek współczynnika odsączalności ze wzrostem objętości wód adhezyjnych. Dla wartości $\mu > 0,22$ zawartość tych wód była niewielka – poniżej 4^o/. Siły utrzymujące te wody w skale są więc nieznaczące. Ale już przy dwukrotnym wzroście W_a , współczynnik odsączalności wykazuje trzykrotny spadek. Przy wartości W_a wyższej od 8–10^o/o czterokrotny wzrost sił powoduje aż siedmiokrotny spadek μ . Oznacza to, że siły adhezji mają tutaj duże znaczenie, a przy $\mu < 0,02$ decydujące, praktycznie zatrzymujące drenaż wody.

W przedziale wartości $\mu = 0,03–0,24$ na opisywaną zależność ma wpływ również zawartość wód kapilarnych zawieszonych. Wody te wypełniają około 50^o/o porów skalnych. Szczególnie wysoki wpływ tych wód zaznacza się w przypadku $\mu = 0,08–0,16$, wypełniały one w tym przypadku prawie 70^o/o objętości porów. Odpowiada to średnicy ziarna d_{10} około 0,1 mm (fig. 39). W próbkach o takiej średnicy ziarna spośród sił pasywnych kapilarność wód związanych wykazuje największy wpływ zaburzający przebieg odsączania. Poniżej wartości $\mu = 0,03$ wpływ kapilarności gwałtownie spada. Jednocześnie obserwuje się niższy rozrzut punktów zależności $\mu = f(W_a)$, co oznacza, jak wykazano wyżej, prawie wyłączony wpływ adhezji, utrudniający proces odsączania.

Wpływ porowatości efektywnej. Zależność między współczynnikami odsączalności i porowatości efektywnej ma kształt hiperboli obrazującej wzrost μ ze wzrostem n_e (fig. 41). Wyniki obliczeń przedstawiono za pomocą regresji wykładniczej następującej postaci: $\mu = 0,000117 \exp 24,8 n_e$. Związek obu parametrów jest bardzo ścisły w zakresie $\mu = 0,08–0,16$. Ze wzrostem n_e od 0,23 do 0,30 nastąpił prawie 2,5-krotny wzrost μ . W zakresie tych wartości można stwierdzić również wysoką, ale stabilizującą się zawartość wód kapilarnych zawieszonych. Poniżej tego zakresu n_e zawartość wód kapilarnych gwałtownie spada, przy nieznacznym zaledwie obniżeniu się współczynnika odsączalności. Z tego wynika, że sumarycz-

na objętość porów przepływowych w próbkach ma mniejsze znaczenie niż rozmiary porów (fig. 2). Z obliczeń ilorazu μ/n_e (fig. 34) wynika, że w przypadku małych rozmiarów porów tylko około 30% wody może zostać z nich zdrenowane. Resztę stanowi woda adhezyjna oraz kapilarna zawieszona. Wpływ tej ostatniej ulega wyraźnemu obniżeniu wówczas, gdy zostanie zdrenowanych około 75% porów przepływowych, co sprawia, że współczynnik odsączalności przekracza wartość 0,20. Jeżeli objętość porów, z których zdrenowano wodę wzrasta liniowo względem ilorazu μ/n_e i przekracza 90%, to współczynnik odsączalności wzrasta powyżej 0,25 (fig. 34).

ZALEŻNOŚĆ MIĘDZY WSPÓŁCZYNNIKAMI ODSĄCZALNOŚCI I WODOPRZEPUSZCZALNOŚCI

Zagadnieniem podsumowującym badania procesu drenażu, zwłaszcza zjawisk wpływających na zmiany jego prędkości oraz ciśnienia wody, jest określenie zależności między współczynnikami odsączalności i wodoprzepuszczalności badanych próbek. Należy podkreślić, że zagadnienie to jest szeroko dyskutowane w literaturze, co znalazło wyraz w publikacjach między innymi Biecińskiego (1960), Kozerskiego (1966, 1972) i Turka (1967). Z analizy wynika, że rozrzut punktów pomiarowych wskazuje, ogólnie biorąc, na istnienie zależności (fig. 42), którą autor opisał funkcją w postaci regresji logarytmicznej: $\mu = 0,085 \log k + 0,092$. W stosunku do określonej wartości współczynnika wodoprzepuszczalności rozrzut

współczynnika odsączalności wynosi około $\pm 0,035$. W badanych próbkach obserwowano łagodny wzrost omawianej zależności o kształcie hiperboli do wartości: $k = 20\text{--}30$ m/d, $\mu = 0,22\text{--}0,24$. Następnie przebieg krzywej jest bardziej stromy do wartości: $k \approx 60$ m/dobę i $\mu \approx 0,28$. Powyżej wartości $k \approx 200\text{--}300$ m/d, współczynnik odsączalności nie wykazuje związku ze współczynnikiem wodoprzepuszczalności. Taki przebieg omawianej zależności nie wynika z samej przepuszczalności próbek, lecz z wzajemnej relacji między siłami aktywnymi i pasywnymi działającymi na drenaż w warunkach odsączania. Główną rolę przy tym odgrywa rozmiar porów, a przede wszystkim sumaryczna objętość porów przepływowych. Z analizy wynika bowiem, że w przypadku znacznego wzrostu porowatości efektywnej istnieje również ścisły związek μ i k . Jest on jedynie w pewnym stopniu „opóźniony” w stosunku do wzrostu wartości k i n_e (fig. 23). Spowodowane jest to tym, że porowatość efektywna określa, rzecz zrozumiała, objętość porów przepływowych, ale nie oddaje ich wielkości (rozmiarów). Wielkość tę można w przybliżeniu oszacować na podstawie analizy efektywnej średnicy ziarna (d_{10}). Łagodne nachylenie krzywej w pierwszej fazie omawianej zależności $\mu = f(k)$ spowodowane jest tym, że mimo wzrostu objętości porów przepływowych, drenaż zaburzony jest przez siły pasywne: początkowo adhezyjne (stąd drenaż wody w warunkach zbliżonych do nasycenia), a następnie również kapilarne. Największy rozrzut μ przy określonej wodoprzepuszczalności ma miejsce w przypadku wartości $\mu = 0,18\text{--}0,29$. W tym to zakresie pory międzyziarnowe zwiększają wyraźnie swoją wielkość, mimo ustalonej już porowatości efektywnej (fig. 25). Z badań wynika, że o ile duży rozmiar porów efektywnych nie wpływa zasadniczo na zaburzenia filtracji (w warunkach ruchu laminarnego), o tyle wpływa na przebieg odsączania, obniżając działanie sił pasywnych w postaci kapilarności zawieszanej.

W ostatniej, górnej części omawianego wykresu związek μ i k , jak już stwierdzono, nie występuje. Nieobecność wód związanych kapilarnie sprawia, że współczynnik odsączalności osiąga wartość porowatości efektywnej, a w przybliżeniu (pomijając zawartość powietrza gruntowego w fazie nasycenia) także wartość porowatości całkowitej. Równocześnie współczynnik wodoprzepuszczalności wzrasta bardzo wyraźnie, nawet przy stałym współczynniku porowatości efektywnej, w wyniku wzrostu rozmiarów największych porów. Ma to miejsce, rzecz zrozumiała, przy dużych

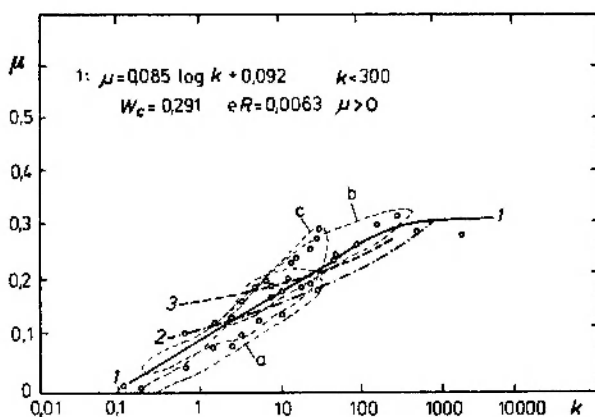


Fig. 42. Zależność między współczynnikami odsączalności i wodoprzepuszczalności w ośrodku porowatym. 1 – według autora; 2 – według Biecińskiego (1960); 3 – według Kozerskiego (1972)

Relationship between specific yield and hydraulic conductivity in porous media. 1 – by author; 2 – after Bieciński (1960); 3 – after Kozerski (1972)

Tabela 4. Zgodność doświadczalnych współczynników wodoprzepuszczalności (k) i odsączalności (μ) ze wzorem Biecińskiego $\mu_B = 0,117\sqrt[3]{k}$
 Analysis of experimental values of hydraulic conductivity (k) and specific yield (μ) with Bieciński's formula $\mu_B = 0,117\sqrt[3]{k}$

Numer próbki Number of sample	k	μ	μ ze wzoru Biecińskiego (μ_B) μ after Bieciński's formula (μ_B)	Różnica ($\mu_B - \mu$) Difference ($\mu_B - \mu$)	$\sqrt[3]{k}$	Wartość współczynnika liczbowego z doświadczeń (a) Value of number coefficient from experiments (a)
1	7,6	0,203	0,1563	-0,047	1,3360	0,152
2	11,5	0,140	0,1658	+0,026	1,4164	0,099
3	3,5	0,166	0,1399	-0,026	1,1960	0,138
4	0,72	0,1074	0,1116	+0,004	0,9542	0,113
5	17,93	0,245	0,1767	-0,683	1,5104	0,162
6	7,4	0,174	0,1557	-0,018	1,3310	0,131
7	8,0	0,195	0,1575	-0,034	1,3459	0,142
8	26,0	0,265	0,1863	-0,077	1,5927	0,166
9	48,8	0,238	0,2039	-0,034	1,7426	0,137
10	33,1	0,284	0,1929	-0,091	1,6486	0,172
11	27,9	0,220	0,1882	-0,032	1,6088	0,137
12	5,45	0,123	0,1491	+0,026	1,2741	0,096
13	550,0	0,290	0,2882	-0,002	2,4631	0,118
14	4,22	0,097	0,1437	+0,047	1,2284	0,079
15	34,4	0,30	0,1940	-0,106	1,6577	0,181
16	33,0	0,179	0,1928	+0,014	1,6479	0,109
17	16,43	0,235	0,1745	-0,060	1,4916	0,158
18	25,8	0,196	0,1861	-0,010	1,5910	0,123
19	5,3	0,194	0,1485	-0,046	1,2690	0,153
20	2000,0	0,284	0,3465	+0,063	2,9619	0,096
21	10,6	0,180	0,1639	-0,016	1,4011	0,128
22	0,24	0,05	0,095	+0,045	0,8156	0,061
23	2,5	0,137	0,1334	-0,004	1,1399	0,120
24	3,5	0,10	0,1399	+0,040	1,1960	0,084
25	0,77	0,037	0,1127	+0,076	0,9634	0,038
26	58,0	0,320	0,2090	-0,111	1,7862	0,179
27	0,27	0,049	0,0970	+0,048	0,8294	0,059
28	0,145	0,0025	0,0888	+0,086	0,7589	0,003
29	0,12	0,002	0,0864	+0,084	0,7387	0,003
30	19,5	0,186	0,1788	-0,007	1,5286	0,122
31	1,4	0,074	0,123	+0,049	1,0492	0,071
32	1,35	0,082	0,122	+0,040	1,0438	0,079
33	179,0	0,306	0,245	-0,061	2,0981	0,146
34	103,0	0,271	0,227	-0,044	1,9389	0,140
35	2,6	0,083	0,134	+0,051	1,1463	0,072
36	13,7	0,209	0,170	-0,039	1,4534	0,144
37	1,65	0,128	0,126	-0,002	1,0742	0,119
38	325,0	0,316	0,267	-0,049	2,2849	0,138
						$\bar{a} = 0,1148$

rozmiarach ziarna lub małym zagęszczeniu próbek.

Przedstawioną zależność (oprócz jej ostatniej części) potwierdza weryfikacja wzoru Biecińskiego (1960), w którym określono eksperymentalnie związek między omawianymi parametrami (μ

$= 0,117\sqrt[3]{k}$). Zestawienie obliczeń obejmowało eksperymentalnie ustalone przez autora wartości k , wyliczone za pomocą wzoru Biecińskiego odpowiadające mu wartości μ , ustalone eksperymentalnie wartości μ , różnicę między μ obliczonymi w powyższy sposób (tab. 4). Dla każdej

próbki obliczony został współczynnik liczbowy występujący w omawianym wzorze, odpowiadający eksperymentalnej wartości μ . Wyniki obliczeń potwierdzają generalnie słuszność wzoru Biecińskiego, przy czym współczynnik liczbowy w rów-

naniu wynosi 0,1148. Zgodność tę należy uznać również za potwierdzenie wyników badań autora, łącznie z poszerzeniem analizy omawianego fragmentu procesu drenażu.

WYKORZYSTANIE WYNIKÓW BADAŃ W WARUNKACH POLOWYCH

Przedstawione ustalenia laboratoryjne odzwierciedlają polowe warunki drenażu w następującym zakresie:

– Zamknięty obszar przepływu drenującego. Rozpatrywane jest zasilanie w warunkach „reżimu własnego” warstwy wodonośnej. Istnieje więc równowaga między strefami przepływu i drenażu w warunkach ruchu ustalonego i nieustalonego;

– Zmienność położenia zwierciadła wody i wydajności w czasie, czyli regresja drenażu w warunkach nasyconego i nienasyconego ośrodka skalnego. Parametry tego procesu odzwierciedlają optymalne drogi przepływu w obrębie warstwy wodonośnej;

– W okresach zakończenia drenażu w ośrodku skalnym pozostają wody adhezyjne oraz kapilarne związane ze swobodnym zwierciadłem wody. Warunki hydrodynamiczne profilu wód związanych są w ośrodku skalnym w stanie równowagi zaburzanej przez parowanie.

Na kilku przykładach poniżej przedstawiono możliwości adaptacji uzyskanych wyników do analizy obserwacji polowych:

1. Skały charakteryzujące się porowatością międzyziarnową (całkowitą lub tzw. porowatością nasycenia) w przedziale od kilku do kilkunastu procent nie odgrywają istotnej roli w procesie drenażu jako drogi krążenia wody podziemnej (na przykład w skałach zdiagnozowanych). Z badań laboratoryjnych wynika bowiem (fig. 23), że próbki o porowatości efektywnej niższej od kilkunastu procent charakteryzuje na przykład współczynnik wodoprzepuszczalności poniżej 0,1 m/dobę.

2. Obserwowane w trakcie przepływu drenującego straty ciśnienia wody na wypływie występują powszechnie w warunkach terenowych – naturalnych (drenaż źródłowy), oraz sztucznych, na przykład drenaż tzw. wód resztkowych. Z analizy rozkładu ciśnień – składowych naporu hydraulicznego w kolumnie filtracyjnej (fig. 15) – wynika, że bezpośrednią przyczyną tego zjawiska jest spadek wysokości ciśnienia (h) przy wyższych spadkach hydraulicznych. Spowodowane jest to przez zaburzenia strukturalne ośrodka drenażu

obniżające wodoprzepuszczalność. Zmiany wysokości ciśnienia mogą więc stanowić wskaźnik zaburzeń ruchu wody, powodujących zmienność ilorazu prędkości filtracji i spadku hydraulicznego. To znane, utożsamianie najczęściej z tzw. zeskokiem ciśnienia (lub zeskokiem hydraulicznym), zjawisko przejawia się wzrostem krzywizny zwierciadła wody w sąsiedztwie jej wypływu z ośrodka skalnego (fig. 15). Przy bardzo małym kącie krzywizny wypadkowy spadek hydrauliczny określa zależność (Wieczysty 1982):

$$\frac{AC}{AB} = \frac{\Delta H}{\Delta x} = \sin \alpha = \frac{\Delta H}{\Delta l} = \operatorname{tg} \alpha = i.$$

W strefie drenażu, np. źródła lub wypływu wody resztkowej, wzrasta spadek hydrauliczny, a wraz z nim pionowa składowa prędkości. Wówczas nie można przyjąć, że $\Delta H/\Delta x = \Delta H/\Delta l$, a tym samym utożsamiać „powierzchnię potencjału prędkości” przepływu drenującego ze swobodną powierzchnią zwierciadła wody, na podstawie której oblicza się spadek hydrauliczny. Powierzchnia potencjału prędkości znajduje się poniżej powierzchni swobodnego zwierciadła wody, zatem zawiąza rzeczywisty spadek hydrauliczny, który z kolei zaniża obliczenia współczynnika wodoprzepuszczalności. Istotną więc w tym przypadku sprawą jest analiza odchyżeń od równości funkcji $\sin \alpha = \operatorname{tg} \alpha$.

3. Badania laboratoryjne potwierdziły wcześniejsze przypuszczenia autora, że przebieg drenażu źródeł w warunkach braku zasilania drenowanej struktury wodonośnej wykazuje dwuetapowość. W przeważającej części procesu drenaż ten odbywa się w warunkach zbliżonych do nasycenia całego ośrodka, co przejawia się w postaci regularnej na ogół krzywej regresji, opisywanej znanym powszechnie w hydrogeologii równaniem Mailleta. Obliczenia współczynnika wodoprzepuszczalności dla polowych warunków tej regresji dały zadowalające rezultaty, również dla skał szczelinowatych (Kowalski 1983, 1984b), w których rola wód związanych kapilarnie była nieznamienista.

W drugim etapie przepływu drenującego wzrasta objętość strefy aeracji, przy jednoczesnym

Tabela 5. Klasyfikacja podstawowych parametrów drenażu wód podziemnych w badanych ośrodkach porowatych
 The classification of basic parameters of ground water drainage in investigated porous media

Główne kryteria podziału	Klasa wartości parametrów	Główny rodzaj osadów (przedział frakcji d_{50} oraz u)	Średnie wartości współczynników w 20° C			
			k	α	n_e	μ
Brak wpływu sił adhezji na drenaż wody przebiegający w ośrodku nasyconym, ewentualne zaburzenia przez siłę bezwładności; brak wpływu kapilarności zawieszony na odsączalność, asymptotyczny przebieg zależności n_e , $\mu = f(d_{10})$	I. bardzo wysokie	piaski gruboziarniste i żwiry (1-4,6; 1,8-2,2)	> 70	> 0,011	> 0,29	> 0,27
Dominujący wpływ sił różnicy naporu hydraulicznego w polu oddziaływań sił adhezji i wód kapilarnych zawieszonych. Drenaż wody w ośrodku nasyconym, częściowo nienasyconym. Górny przegub zależności między n_e , μ a d_{10} . Początek wyraźnej zależności między porowatością efektywną a zawartością wód związanych	II. wysokie	piaski średnioziarniste i gruboziarniste (0,2-2,1; 1,8-6,4)	7-70	0,005-0,011	(0,25-0,29)	0,21-0,27
Najwyraźniejsze zaburzenia przepływu wody wywołane oddziaływaniem sił pasywnych na drenaż w warunkach nasycenia i nienasycenia (adhezja, kapilarność). Dolna część prostoliniowej zależności $k = f(d_{10})$, prostoliniowa zależność $\mu = f(d_{10})$ między dolnym i górnym przegięciem, ostre przegięcie zależności k , $n_e - f(W_a)$	III. średnie	piaski średnioziarniste i drobnoziarniste (0,075-0,7; 2-12,9)	0,7-7	0,0005-0,005	0,20-0,29 (0,20-0,25)	0,12-0,21
Drenaż w ośrodku nasyconym i nienasyconym przy znacznym wpływie sił adhezji, a częściowo także kapilarności wód zawieszonych. Dolne odchylenie od prostoliniowej zależności $k = f(d_{10})$, dolna część przegubu $k = f(W_a)$, zależność prostoliniowa $n_e = f(d_{10})$, dolne przegięcie zależności $\mu - f(d_{10})$, dolna granica braku ściślej zależności między wodopruszczalnością i odsączalnością	IV. niskie	piaski drobnoziarniste i pylaste (0,01-0,09; 4-17,5)	0,07-0,7		0,10-0,20	0,03-0,12
Drenaż w ośrodku nasyconym lub zbliżonym do nasyconego w polu oddziaływania sił adhezji. Zaburzenie wywołane zapowietrzeniem. Asymptotyczny przebieg $k = f(W_a)$ oraz między n_e , μ a d_{10}	V. bardzo niskie	pyły (< 0,01)	< 0,07	< 0,0005	< 0,10	< 0,03

przerwywaniu ciągłości przepływu wody w podrzędnych drogach jej przemieszczania się na skutek znacznego spadku stanu nasycenia ośrodka skalnego. Następuje wzrost regresji drenażu na początku tego etapu, przy jednoczesnym jego nierównomiernym przebiegu w wyniku opóźnionego odrywania się wód kapilarnych zawieszonych. W końcowej fazie regresja drenażu źródeł ustala się w postaci nierównomiernych, lecz zwykle długotrwałych sączeń. Zjawiska te występują szczególnie często w przypadku drenażu wód powierzchniowych, co stwierdzono przy obserwacjach źródeł zboczowych oraz wypływach wód resztkowych w kopalniach odkrywkowych.

4. Wysoka zawartość wód związanych przed następnym cyklem zasilania sprawia, że stosunkowo niewielka porcja wody filtracyjnej może wywoływać kolejny stan nasycenia tej strefy i drenaż wody wolnej. Początkowo jest to sączenie części oderwanych wód kapilarnych zawieszonych,

czyli drenaż jeszcze w ośrodku nienasyconym. W dalszej kolejności drenaż może przebiegać w warunkach pełnego nasycenia, czyli w postaci filtracji. Proces ten wiąże się z poprzednim zjawiskiem i ma istotne znaczenie dla przedłużenia długotrwałości przepływu drenującego, zwłaszcza pokryw zwietrzelinowych na skałach krystalicznych (Kowalski, Marszałek, praca w druku).

5. Wyniki badań pozwoliły autorowi sklasyfikować podstawowe parametry hydrogeologiczne i ocenić ich wpływ na przebieg procesu drenażu. Przedstawione kryteria klasyfikacji zostały oparte na obserwacji zjawisk towarzyszących przepływowi wody w kolumnie filtracyjnej. Należy jednak podkreślić, że wartości w przedziałach poszczególnych klas nie tworzą prostych między nimi zależności (tab. 5). Jak bowiem wyżej wykazano, zależności te wynikają z wielu czynników o różnym oddziaływaniu.

WNIOSKI KOŃCOWE

W wyniku przeprowadzonych badań rozszerzono teoretyczne podstawy analizy wpływu różnych czynników teksturalnych determinujących drenujący przepływ wody w warunkach naturalnych. Należy jednak zaznaczyć, że zbyt uproszczone uogólnienia, jakimi się obecnie posługujemy w zakresie wyprowadzonych prawidłowości empirycznych, wynikają najczęściej z braku ściślejszego zespolenia procesów laboratoryjnych i zjawisk w przyrodzie. Wiadomo też jest, że naturalne warunki fizyczne w eksperymentach laboratoryjnych nie zawsze mogą być utrzymane. W szczególności dotyczy to czasu trwania badanego procesu oraz jego przebiegu w układzie przestrzennym, zwłaszcza w warunkach niejednorodności i anizotropii strukturalnej warstw wodonośnych.

Na drenujący przepływ wody składają się wyżej wymienione zjawiska hydrodynamiczne, wynikające ze zróżnicowania stopnia nasycenia ośrodka skalnego, spadku hydraulicznego i prędkości przepływu, a także deformacji filtracyjnych jako zmian dróg głównego przepływu wody oraz innych, jak na przykład zawartości powietrza gruntowego. Drenujący przepływ wody w ośrodku porowatym i zjawiska towarzyszące rozpatrzone zostały na tle zespołu czynników teksturalnych wielkości ziarna, nierównomierności uziarnienia, kulistości i obtoczenia ziarna, stopnia zagęszczenia próbek, porowatości całkowitej i efektywnej. Szczegółowa analiza tych cech oraz wód związa-

nych prowadziła do badania relacji między siłami pasywnymi i aktywnymi w opisywanych ośrodkach skalnych. Zawartości te przedstawiono na wykresach oraz w postaci odpowiednich funkcji regresyjnych.

Wobec wymagań uściśleń parametrów drenażu w badaniach terenowych (przy ustalaniu zasobów, w pracach odwodnieniowych i innych), autor uznał za właściwe nawiązanie do prac klasyfikacyjnych, rozszerzając podawane tam ustalenia. Z przeprowadzonych przez autora badań wynikają następujące wnioski:

1. O wielkości przepływu drenującego w każdej próbce decyduje górny zakres najdrobniejszej średnicy ziarna. Na powierzchni ziarn zawarta jest główna część wód adhezyjnych w środowisku skalnym. Średnica ta, określana jako efektywna, nie stanowi stałej wartości procentowej. Wielkość jej wynika w przybliżeniu z sumy procentów wagowych, tworzących dolny „przegub” kumulacyjnej krzywej uziarnienia każdej próbki, który uśrednia w przybliżeniu średnica ziarna d_{10} .

2. Istnieje wykładniczy spadek porowatości całkowitej ze wzrostem efektywnej średnicy ziarna, wykazujący przegięcie krzywej przy wartościach $n \approx 0,36$ i $d_{10} \approx 0,2$ mm. Oznacza to, że osady o zbliżonym zagęszczeniu cechując się wzrostem całkowitej porowatości mają pory o malejącej średnicy.

3. Siły adhezji wyraźnie hamują drenaż wody

przy średnicy ziarna d_{10} do 0,2–0,3 mm. Wielkość ta stanowi również górną średnicę ziarna, przy której praktycznie utrzymuje się w skale woda kapilarna zawieszona. Stwierdzono wyższą zawartość wód kapilarnych w procesie drenażu niż w trakcie nasycenia (infiltracji), co obrazuje pętla histerezy.

Z zawartością wód adhezyjnych oraz porowatością całkowitą wiązać należy objętość porów czynnych w przepływie w warunkach nasycenia, czyli porowatość efektywną. W badanych próbkach porowatość ta reagowała wyraźniej na zmiany zawartości wód adhezyjnych niż porowatości całkowitej.

4. W trakcie przepływu drenującego wystąpiły zjawiska deformacji filtracyjnych, które polegały na ciągłym zaburzeniu ukształtowanej wcześniej, nietrwałej równowagi między głównymi i drugorzędnymi drogami przepływu wody. Zachowanie ciągłości przepływu w całym ośrodku wymaga zmiany prędkości przepływu drenującego, lecz o kształcie hiperboliczno-parabolicznym w odróżnieniu od zmiany spadku hydraulicznego. Linio-wa aproksymacja tej zależności stanowi uproszczony opis matematyczny tego procesu. Wysokość ciśnienia, jako składowa różnicy naporu hydraulicznego, reaguje najwyraźniej na wszelkie deformacje filtracyjne. Wartość początkowego spadku hydraulicznego wykazuje odwrotnie proporcjonalną zależność od współczynnika wodoprzepuszczalności, opisaną najściślej funkcją w postaci regresji potęgowej.

5. Współczynnik wodoprzepuszczalności obniża swoją wartość nie tylko ze wzrostem spadku hydraulicznego, ale przede wszystkim w miarę spadku nasycenia ośrodka skalnego. Spadek ten ma rozkład paraboliczny, wynikający z przerywania ciągłości przepływu w części drenowanych porów, przy wzrastającym wpływie wód kapilarnych zawieszonych. Wyraźne przerwanie ciągłości tego procesu następuje przy stopniu nasycenia niższym od około 0,8. Kryterium nieciągłości przepływu może stanowić podstawę do podziału tego procesu na drenaż w warunkach filtracji oraz w warunkach odsączania z ośrodka nienasyconego.

6. W osadach pylastych, a także bardzo gruboziarnistych przepływ drenujący przebiega w warunkach zbliżonych do nasycenia praktycznie w trakcie całego eksperymentu. Najbardziej zróżnicowane warunki przepływu (laminarnego) panują w obrębie pośrednich frakcji piaszczystych o średnicy d_{10} około 0,1–0,3 mm. W warunkach nasycenia równanie regresji drenażu można opisać z dużą dokładnością za pomocą współczynników: wodoprzepuszczalności (k) i regresji (α). W warunkach nienasycenia krzywe regresji drenażu są bardziej strome, a także wykazują znaczny rozrzut dla badanych próbek, niezależnie od ich uziarnienia.

7. Wraz ze zmianą stanu nasycenia maleje współczynnik wodoprzepuszczalności, czemu towarzyszy wzrost współczynnika odsączalności (fig. 28). O wielkości k decyduje bowiem rozmiar porów przepływowych (czynnych) oraz ich całkowite nasycenia, natomiast o wielkości μ – sumaryczna ich objętość. Jeżeli sumaryczna objętość porów przepływowych jest rezultatem ich znacznej wielkości, przebieg drenażu jest krótkotrwały. Obserwowana współzależność μ od k wynika zatem z istnienia ogólnego związku między rozmiarami porów a porowatością i jest najwyraźniejsza w zakresie k około 20–60 m/dobę.

8. Geneza badanych osadów zaznacza się stosunkowo najwyraźniej w zakresie średnicy ziarna d_{10} około 0,1–0,3 mm. Średnica ta różnicuje wpływ sił pasywnych na wodę. Wyraża się to rozrzutem wartości badanych parametrów w nasyconym i nienasyconym ośrodku skalnym. Parametry osadów o różnej genezie tworzą na wykresach zagęszczone pola częściowo nakładające się na siebie.

9. Badania laboratoryjne wykazały istnienie wyżej omówionych zależności, które w dużej części nie były dotychczas znane. W warunkach polowych wyniki te wymagają odpowiedniej weryfikacji dotyczącej przede wszystkim skali zjawiska. Dlatego w dalszych studiach nad tymi zagadnieniami mogą ujawnić różnice między wynikami badań laboratoryjnych i polowych.

LITERATURA

AMAGŁOBIELI I. P., 1969: *Osnovy teorii miedlennego dwiżenija niutonowskich i nienitonowskich židkostiej w kapilarach i jejo primienienije k rasczotu nelineinnoj filtracii*. Tbilisi.

ANDREASEN A. H. M., 1950: *Adhesive Forces between*

Grains within Their Pores in Clastic Sediments. Kolloid-Zeitung.

ATHY L. F., 1930: Density, porosity and compaction of sedimentary rocks. *Bull. AAPG*, vol. 14, 1.

BABUSZKIN W. D., 1959: *K woprosu opriedielenija wodopro-*

- nicajemosti porod w zonie kolmatacyi, [w:] *Trudy sowieszczanija po woprosom wodopoznienija w gidrotiechniczeskom stroitelstwie*. Moskwa.
- BARIENBLATT G. I., SZESTAKOW W. M., 1956: Oprieditienije koeficyenta filtracyi i aktiwnoj poristosti po danym naliwow w suchoj grunt, podstijajemij gorizontalnym wodouporom. *Razwiedka i Ochrona Niedr* nr 8.
- BEAR J., 1972: *Dynamics of Fluids in Porous Media*. Elsevier, New York.
- BEAR J., ZASLAVSKY D., IRMAY S. (red.), 1968: *Physical principles of water percolation and seepage*. UNESCO (tłum. ros. Mir 1971, Moskwa).
- BEYER W., 1964: Zur Bestimmung der Wasserdurchlässigkeit von Kiesen and Sanden aus der Kornverteilung. *Wasserwirtschaft-Wassertechnik*, 14, 2.
- BEYER W., SCHWEIGER K. H., 1969: Zur Bestimmung des entwässerbaren Porenanteils der Grundwasserleiter. *Wasserwirtschaft-Wassertechnik*, 19, 2.
- BIAŁAS Z., 1966: O uśrednieniu współczynników filtracji z zastosowaniem cyfrowej maszyny matematycznej. *Tech. Poszukiwań Geol.* z. 9.
- BIAŁAS Z., CZYŻEWSKI Z., ZWIERZEWICZ T., 1971: Obliczanie współczynników filtracji za pomocą wzoru $k = 0,36 d_{20}^3$: Calculation of permeability coefficient by means of formula $k = 0,36 d_{20}^3$. *Tech. Poszukiwań Geol.* 37.
- BIAŁAS Z., KLECZKOWSKI A. S., 1970: O przydatności niektórych wzorów empirycznych dla określenia współczynnika filtracji k . *Arch. Hydrotech.* t. 17, 3.
- BIECIŃSKI P. A., 1960: Nowy metod oprieditienija wodootdacyz wodonosnych płastow. *Gidrotiech. i Mielioracyja* 6. Sofija.
- BIENIEWSKI J., 1961: Zagadnienie metodyki określenia współczynnika filtracji przy hydrogeologicznych badaniach złóż węgla brunatnego. *Węgiel brunatny*, z. 3-4.
- BIENIEWSKI J., JARODZKI L., 1970: Badanie współczynnika filtracji dla hydrogeologicznej prognozy przebiegu odwadniania złóż węgla brunatnego w Polsce. Studies of permeability coefficient for hydrogeological prognosis of the process of draining brown coal deposits in Poland. *Acta Univ. Wratisl. Pr. Geol.-Miner.* t. 2.
- BONDARENKO N. F., 1973: *Fizika dżiżenija podziemnych wod.* Gidromietieoizdat, Leningrad.
- BONDARENKO N. F., GAK E. Z., 1984: *Elektromagnitnyje jawlenija w prirodnich wodach.* Gidromietieoizdat, Leningrad.
- BOUSSINESQ I., 1877: Essai sur la theorie de eaux courantes *Memoires presentes par divers savants a l'Academie des Sciences.* no. 23. Paris.
- 1904: *Recherches theoretiques sur l'aqualement des nappes d'eau infiltrées dans le sol.* Paris.
- BUCKINGHAM E., 1907: Studies in the Movement of Soil Moisture. *USDA Bureau of Soils, Bull.* no. 8.
- BUJWID H., 1973: Procesy sufozcyjne w aluwjach doliny Wisły między Zakroczymem a Wyszogrodem. Suffosional processes in active alluvia of Zakroczym-Wyszogród section of Vistula river valley. *Biul. Geol.* t. 15.
- BUSCH K. F., 1956: Die Kapillarität des Bodens. *Wasserwirtschaft-Wassertechnik* 6, 5.
- BUSCH K. F., LUCKNER L., 1972: *Geohydraulik*. VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie, Leipzig.
- CARMAN P. C., 1938: Capillary Rise and Capillary Movement of Moisture in Fine Sands. *Soil Sci.* 52.
- 1939: Permeability of saturated sands, solis and clays. *J. Agricultur. Sci.*, 29, 2.
- CASTANY G., 1967: *Practical Investigation of Subsurface Waters*. Dunod, Paris.
- 1972: *Poszukiwanie i eksploatacja wód podziemnych*. Wyd. Geol., Warszawa.
- CHAPMAN R. E. 1983: *Geology and Water. An introduction to fluid mechanics for geologist*. Hague. Nedra, Leningrad.
- CHARDABELLAS P., 1964: Standardization of k-value Determination by Field Test through Standardizing the Grain-size Distribution Curve of Waterbearing Clastic Sediments. *Mitteilung des Institutes für Wasserwirtschaft* 20.
- CHAUVETEAN G., THIRRIOT G., 1967: *Regime of Flow in Porous Media and the Limit of Darcy's Law*. Paris.
- CHILDS E. S., TZIMAS E., 1971: Darcy's Law at Small Potential Gradients. *Soil Sci.* no. 3.
- CISTIN J., 1967: Zum Problem mechanischen Deformationen nichtbindigen Lockergesteinen durch die Sickerwasserströmung in Erddämmen. *Wasserwirtschaft-Wassertechnik* 2.
- COLLINS R. E. 1961: *Flow of Fluids through Porous Media*. New York.
- CZULKOWA N. W., SUPRUN S. G., MARKOW W. K., MAKAROWA T. W., 1983: O koliczestwie swobodnego wozducha w wodie. *Tiechnika*, 14. Kijew.
- DARCY H., 1856: *Le fontaines publiques de la ville de Dijon (avec Atlas)*. Victor Dalmont, Paris.
- 1858: Recherches experimentales relatives au mouvement de l'eau dans les tuyaux. *Memoires presentes par divers savants a. Academie des Sciences de l'Institut de France*, 2^e ser. 15. Paris.
- DAVIS S. N., DE WIEST R. J. M., 1966: *Hydrogeology*. New York. Tlum. Mir, Moskwa.
- DE WIEST R. J. M., 1969: *Flow through Porous Media*. Academic Press. New York, London.
- DMITRUK S., IZBICKI R., SUCHNICKA H., 1982: *Mechanika ośrodków rozdrobnionych*. Politechnika Wroclawska. Wroclaw.
- DOBRYNIN W. M., 1970: *Dieformacyi i izmienenija fiziczeskich swojstw kollektorow niefti i gaza*. Nedra, Moskwa.
- DUPUIT J., 1863: *Etudes theoretiques et pratique de la conduite et de la distribution des eaux*. Paris.
- EAGLESON P. S., 1978: *Hydrologia dynamiczna*. PWN, Warszawa.
- ENGELHARDT W., 1960: *Der Porenraum der Sedimente*. Springer, Berlin
- ENGELHARDT W., PITZER H., 1954: Über die Zusammenhänge zwischen Porosität, Permeabilität und Korngröße bei Sanden und Sandsteinen. *Heidelberger Beitr. u. Min., Petr.*, 4, 12.
- FAIR G. M. HATCH L. P., 1933: Fundamental Factors Governing the Stream-Line Flow of Water through Sand. *J. Am. Water Works Ass.* vol. 25.
- FORCHHEIMER PH., 1924: *Hydraulik*. II wyd., Leipzig.
- FRASER H. J., 1935: Experimental Study of the Porosity and Permeability of clastic Sediments. *J. Geol.*, nr 42.
- GIBBS R. J., MATTHEWS M. D., LINK D. A., 1971: The relationship between sphere size and settling velocity. *J. Sedim. Petrol.* 41.
- GILDING B. H., 1982: Similarity solutions the porous media equations. *J. Hydrol.* 56.
- GILLHAM R. W., 1984: The capillary fringe and its effect an water-table response. *J. Hydrol.*, 67.
- GÓRSKI J., 1979: Własności filtracyjne luźnych okruchowych utworów wodonośnych. PWN, Warszawa.

- GÓRSKI J., KOZERSKI B., KWATERKIEWICZ A., 1973: Przegląd własności hydrogeologicznych wybranych serii wodonośnych Pojezierza Suwalskiego. Review of Hydrogeological Properties of Selected Water-Bearing Series of the Suwałki Lake District. *Z badań hydrogeologicznych w Polsce*. t. 3, *Biul. Inst. Geol.* nr 277.
- GRADZIŃSKI R., KOSTECKA A., RADOMSKI A., UNRUG R., 1976: *Sedymentologia*. Wyd. Geol., Warszawa.
- GRINBAUM I. I., 1965: *Ob ocenke wodootdaczki i aktywnoj poristosti rychlo oblomocznykh gruntow po koefficientu filtracyi*. Moskwa.
- Grunty budowlane* 1976: PN-74-B-02480. Polski Komitet Normalizacji i Miar.
- GUĐOK N. S., 1970: *Izuczenie fizycznych swojstw poristych sried*. Niedra, Moskwa.
- HABIB J., 1971: *Flow-rate of Seepage of Water through Clay, and Darcy's Laws*. Doctors Thesis. University of Toulouse.
- HALEK V., SVEC J., 1973: *Hydraulika podziemi vody*. Praha.
- HANSBO S., 1960: Consolidation of clay with special reference to the influence of vertical sand drains. *Statens Geotech. Inst. Proc.*, 18.
- HAZEN A., 1892: Some physical properties of sands and gravels, with special reference to their use in filtration. *24th Ann. Reg. Massat. St. Board of Health*, Boston.
- 1895: *The Filtration of Public Water Supplies*. New York.
- HORTON R. E., 1933: The role of infiltration in the hydrologic cycle, *Am. Geoph. Union Trans.*, 14.
- HUBBERT M. K., 1956: Darcy's law and the field equation of the flow of underground fluids. *J. Petrol. Techn.* vol. 8.
- HUBERT M. K., 1969: *The theory of Ground-water Motion and Related Papers*. Hafner, N. Y.
- IRMAJ S., 1954: On the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Soil. *Trans. AGU*, vol. 35, no 1.
- 1956: Extension of Darcy law to unsteady unsaturated flow through porous media. *Ass. Int. Hydrol., Symp. Darcy*, Dijon.
- 1965: Modeles theoretiques d'ecoulement dans les corps poreux. *Bull. RIIEM*, no 29.
- JOHNSON A. I., 1962: Methods of Measuring Soil Moisture in the Field. *Geol. Surv. Water Supply Pap.* 1619-U.
- 1967: Specific Yield-Compilation of Specific Yields for Various Materials. *Geol. Surv. Water Supply Pap.* 1662-D.
- JOHNSON A. I., PRILL R. C., MORRIS D. A., 1963: Specific Yield Column Drainage and Centrifuge Moisture Content. *Geol. Surv. Water Supply Pap.*, 1662-A.
- KACZYŃSKI R., Oznaczanie współczynników filtracji gruntów słaboprzepuszczalnych, półprzepuszczalnych i praktycznie nieprzepuszczalnych. Determination of permeability coefficients of low-permeable, semi-permeable and practically impermeable soils. *Prz. Geol.* 10.
- KASTANEK F., 1971: Numerical Simulation Technique for Vertical Drainage from a Soil Column. *J. Hydrol.*
- KHANJI J. D., 1975: *Investigation of the Recharge of Ground Water with Free Water Table by Infiltration*. University of Grenoble. Grenoble.
- KHOSLA B. K., 1980: Comparison of calculated and in situ measured unsaturated hydraulic conductivity. *J. Hydrol.*, 47.
- KING F. H., 1899a: *A Study on Porosity and Grain Relationship in Experimental Sands*. U. S. Geological Survey.
- 1899b: Principles and Conditions of the Movements of Ground Water. *19th Annual Report of U. S. G. S.* 18971-98.
- KLECZKOWSKI A. S., 1980: W setną rocznicę sformułowania przez O. Smrekera krytycznej oceny fundamentalnego prawa ruchu wód podziemnych Darcy'ego-Dupuita-Thiema. In hundredth anniversary of Smrekers critical opinion on the fundamental Darcy's-Dupuit's law of motion of underground waters. *Arch. Hydrotech.* t. 27, z. 2.
- KLUTE A., 1952: Some Theoretical Aspects of the Flow of Water in Unsaturated Soils. *Proc. Am. Soil Sci. Soc.* vol. 16, no 2.
- KOCISZEWSKA-MUSIAŁ G., 1969: Charakterystyka piasków współczesnej Wisły od źródeł do ujścia Bugu. Description of recent Vistula sands found between its springs and Bug River mouth. *Biul. Geol.* t. 11.
- KOCISZEWSKA-MUSIAŁ G., 1971: Charakterystyka aluwów współczesnego koryta doliny Wisły. *Biul. Geol.* t. 12.
- KORDAS B., 1971: Laboratoryjne badanie zakresu stosowności prawa Darcy'ego. The experimental investigation on the range of validity of the Darcy law applicability. *Arch. Hydrotech.* t. 18, z. 1.
- KORDAS B., KAMIN'SKI B., 1968: Empiryczne wzory na określenie współczynnika filtracji w świetle badań laboratoryjnych. Accuracy of empirical rules relative to the factor of infiltration. *Gosp. Wod.* nr 10.
- KOTIACHOW F. N., 1977: *Fizika nieftianych i gazowych kolektorow*. Niedra, Moskwa.
- 1962: Koliczestwiennaja ocenka struktury porowych kanałow porod nieftianych i gazowych zalezėj. Nowosti nieftianoj i gazowej tiechniki. *Nieftopromysl. Dielo* no. 2.
- KOTOW A. I., NIERPIN S. W., 1958: Wodnoupornyje swojstwa glinistych poczw i priroda naczalnych gradientow filtracyi. *Izw. AN SSSR*, no 9.
- KOVÁCS G., 1968a: *Characterization of Shape of Grains in Seepage Hydraulics*. Budapest.
- 1968b: *Characterization of the Molecular Forces Influencing Seepage with the Help of the pF Curve*. *Agrokemia es Talajtan* (Supplementum). Budapest.
- 1981: *Seepage Hydraulics*. Akademiai Kiado, Budapest, Amsterdam.
- KOWALSKI S., 1982a: przyczynek do poznania wpływu cech gruntu na procesy filtracji. Contribution to the knowledge of influence of soil properties on the percolation processes. *Kwart. Geol.* t. 26, nr 3/4.
- 1982b: *Wpływ genezy osadów na ich parametry hydrologiczne (na przykładzie osadów zbiornika Turawa)*. I Zjazd Naukowy PTPNoZ. Warszawa.
- 1983: Wody podziemne w skałach górnokredowych Gór Stołowych. *Pr. Hydrogeol. Ser. Spec.* z. 15.
- 1984a: Badanie procesu filtracji wody w trakcie jej drenażu w pionowej kolumnie gruntu. The investigation of water filtration process during its drainage form the vertical soil column. *Acta Univ. Wratisl.* no 529. *Pr. Geol.-Miner.* 9.
- 1984b: Regresja drenażu wód podziemnych w świetle laboratoryjnych badań parametrów filtracyjnych. Recession of underground drainage in the light of laboratory examination of permeability. *Tech. Poszukiwań Geol.* nr 3.
- 1984c: Warunki drenażu wód podziemnych na podstawie piaszczystych osadów Zbiornika Turawskiego. Ground water drainage condition in sandy sediments of the Turawa impoundment lake. *Mat. i Studia Opol.* r. 26, z. 52/53.
- w druku: Charakterystyka hydrogeologiczna wpływów wód podziemnych w wyrobisku Kopalni Węgla Brunatnego „Belchatów”. *Acta Univ. Wratisl. Pr. Geol.-Miner.* 9, 2.

- KOWALSKI S., MARSZAŁEK H., w druku: Chemizm wód Karkonoskiego Parku Narodowego. *Studia Natura*, Kraków.
- KOWALSKI S., MROCZKOWSKA B., 1975: Wody podziemne w osadach czwartorzędowych doliny górnego Bobru w Marciszowie. *Przew. LXVII Zjazdu PTG*. Wyd. Geol., Warszawa.
- KOZENY J., 1927: Ueber kapillare Leitung des Wasser im Baden. *Sitzungsberichte der Wiener Akademie der Wissenschaften*. vol. 136. 2a. Wien.
- KOZERSKI B., 1966: Determination of the specific yield in water-bearing rocks on the basis of their granulation. *Bull. Acad. Pol. Sc. Ser. Sc. Geol. Geogr.* vol. 14, nr 3.
- 1972: Zależność między współczynnikami: odsączalności, porowatości efektywnej i filtracji w świetle badań laboratoryjnych utworów wodonośnych Pojezierza Suwalskiego. Interrelations among coefficients of yield, effective porosity and filtration in the light of laboratory investigations of water-bearing deposits of the Suwałki lakes. *Biul. Geol. Uniw. Warsz.*, t. 14.
- 1967: Zależność współczynnika odsączalności od uziarnienia skał sypkich. Dependence of water yield coefficient upon granularity of loose rocks. *Biul. Geol.* t. 9.
- KRUMBEIN W. C., MONK G. D., 1942: Permeability as a function of the size parameters of unconsolidated sand. *Techn. Publ. Amer. Inst. Min. Metallurg. Engr.* 1492.
- KUTILEK M., 1969: Nedarcyovskie proudeni vody v zemních w laminární oblasti. *Vodohospod. Casop.*, nr 5.
- KUŹNIAR J., 1980a: Przybliżona metoda obliczania spadku hydraulicznego oraz piezometrycznej linii ciśnień ośrodka jednorodnego w obszarze ruchu dowolnie zmiennego. *Pr. Nauk. Uniw. Śl.* nr 363. *Geologia* t. 4.
- KUŹNIAR J., STRZELECKI T., 1970: Piezometryczna linia ciśnień ośrodka porowatego przy ustalonej filtracji laminarnej pod ciśnieniem. *Pr. Nauk. Inst. Geotech.* nr 3. *Studia i Mat.* 3.
- LALIBERTE G. E., COREY A. T., BROOKS R. H., 1966: Properties of Unsaturated Porous Media. *Hydrol. Pap.* 17. Colorado State University.
- LAMBE T. W., WHITMAN R. W., 1978: *Mechanika gruntów*. t. 1 i 2. Arkady, Warszawa.
- LEBIEDIEW A. F., 1930: *Poczwiennyje i gruntowyje wody*. Izd. AN SSSR. Moskwa-Leningrad.
- LUDEWIG M., 1966: *Beitrag zur Ermittlung der Gültigkeitsgrenzen des Darcyschen Gesetzes bei Sanden und Kiesen*. Hochsch. f. Banw. Leipzig.
- LUCKNER L., SZESTAKOW W. M., 1976: *Modielirowanije infiltracyi*. Niedra, Moskwa.
- ŁOMTADZE W. D. 1984: *Inżeniernaja geologia – Inżeniernaja pietrologija*. Niedra, Leningrad.
- MACHER J., 1964: Współczynniki filtracji utworów luźnych w ujęciu różnych autorów. *Kwart. Geol.* t. 8, nr 4.
- MACIOSZCZYK T., 1965: *Dynamika wód podziemnych*, cz. 1. *Własności płynów i ośrodków porowatych*. Uniw. Warszawski, Warszawa.
- 1973: Zmienność parametrów nieliniowej filtracji wód podziemnych. Variability of parameters of non-linear groundwater filtration. *Biul. Geol.* t. 15.
- MACIOSZCZYK T., SZESTAKOW W. M., 1983: *Dynamika wód podziemnych – metody obliczeń*. Wyd. Geol., Warszawa.
- MAILLET E., 1905: *Essais d hydraulique souterraine et fluviale*. Paris.
- MAJOR P., 1972: *Investigation of Balance Parameters of Ground Waters in Plains*. Scientific Reports No 2152. Vituki, Budapest.
- MARSILY DE G., 1981: *Hydrogeologie quantitative*. Masson, Paris.
- MAST R. F., POTTER P. E., 1963: Sedimentary structures, sandshape fabrics and permeability, pt. 2. *J. Geol.* 71.
- MEINZER O. E., FISHEL V. C., 1934: Tests of permeability with low hydraulic gradients. *T. A. G. U., 15th Annual Meeting*. Pt. 2.
- MICHALAK J., 1985: Ocena wpływu oddziaływań krzyżowych na warunki hydrodynamiczne panujące w głębokich poziomach wodonośnych na przykładzie niecki mazowieckiej. Materiały sesji naukowej: *Modelowanie dużych regionalnych systemów hydrogeologicznych*. Warszawa.
- MROCZKOWSKI W. F., 1962: Zależność współczynnika filtracji od zawartości frakcji pylastej i ilastej. *Kwart. Geol.* t. 6.
- MROCZKOWSKI W. F., 1965: Zależność współczynnika filtracji od aktywności powierzchni granicznej ziarn i cząstek gruntów sypkich. *IV Krajowy Zjazd Górniczy*. Katowice.
- MUROTA A., SATO K., 1969: Statistical Determination of Permeability by the Pore-Size Distribution in Porous Media. *13th Congress of IAHR*. Kyoto.
- MUSCAT M., 1937: *The Flow of Homogeneous Fluids through Porous Media*. New York.
- MUSY A., 1976: Simulation des écoulements en milieu poreux non saturé. *J. Hydrol.*, 29, 1–2.
- NOSOWA O. N., 1959: *Issledowanije koefficyjenta wodooddaczi pieszanych gruntow*. Leningrad.
- 1962: *Rasczot wodooddaczi pieszanych gruntow*. Moseniergoizdat, Moskwa-Leningrad.
- OLSEN H. W., 1965a: Darcys law in kaolinite. *Trans. Amer. Geoph. Union*, 46, nr 1.
- 1965b: Deviations from Darcy's law saturated clays. *Proc. Soil Sci Amer.*, 29.
- OSSOWSKI J., 1985: Współczesne metody pomiaru wodoprzepuszczalności ośrodków spoistych. *III Ogólnopolskie Sympozjum – Aktualne Problemy Hydrogeologii*. Kraków.
- PESCHKE G., 1969: Untersuchungen ueber die Grundwasserbewegung bei kleinsten Reynoldschsen Zahlen. *Acta Hydrophys.* 1–2.
- PETTIJOHN F. J., POTTER P. E., SIEVER R., 1972: *Sand and Sandstone*. Springer, Berlin. Tłum. Mir, Moskwa 1976.
- PHILIP J. R., 1957: The theory of infiltration. *Soil Sci.* nr 83, 84, 85.
- POŁUBARINOWA-KOCZINA P. J., 1977: *Teorija dżwizenija gruntowych wod.* Niedra, Moskwa.
- PRILL R., JOHNSON A. J., MORRIS D. A., 1965: Specific Yield – Laboratory Experiments Showing the Effect of Time on Column Drainage. *Geol. Surv. Water Supply Pap.*, 1662-B.
- RAGHUNATH H. M., 1982: *Ground Water*. Willey, New Delhi.
- RICHARDS L. A., 1952: Report of the subcommittee on permeability and infiltration, Committee on Terminology. Soil Science Society of America. *Soil Sci.* 16.
- ROSE H. E., 1945: An investigation into the laws of flow of fluids through beds of granular materials. *Proc. Inst. Mech. Engr.* 153.
- 1959: Calculations based on Kozeny-Carman theory. *J. Geophys. Res.*, 64, 1.

- ROUSE H., 1949: *Engineering Hydraulics*. J. Wiley and Sons. New York.
- ROZA S. A., 1953: Riezultaty eksperymentalnego izuczenia nacznego filtracyonnogo gradienta. *Trudy WNIIG*, no. 4.
- SCHEIDEGGER A. E., 1957: *The Physics of Flow through Porous Media*. Toronto.
- SCHNEEBELI G., 1955: Experiences sur la limite de validite de loi de Darcy et l'apparition de la turbulence dans un ecoulement de filtration. *La houille blanche*, no. 2. Paris.
- SCHOELLER H., 1962: *Le Eaux Souterraines*. Masson and C., Paris.
- SLEPIČKA F., 1969: The Linear and Non-Linear Regimes of the Filtration Law and their Consequences in Geohydraulic Problems. *XII Congr. of the IAHR. Proc.* vol. 4. Kioto.
- SLICHTER C. S., 1899: Theoretical Investigation of the Motion of Ground Waters. *U. S. Geological Survey. 19th Annual Report*. Part. 2.
- SMITH W. O., 1932: Capillary Flow throughout Ideal Uniform Soil. *Physics*, vol. 3.
- SMITH W. O., FOOTE P. D., BUSANG P. F., 1931: Capillary Rise in Sands of Uniform Spherical Grains. *Physics*, 2.
- SMREKER O. M., 1914: *Das Grundwasser, seine Erscheinungsformen Bewegungsgesetze und Mengenbestimmung*. Leipzig-Berlin.
- SOBCZAK J., ŻURAWSKI M., 1966: Czasowa zmienność współczynnika filtracji na podstawie obserwacji terenowych. *Spraw. Poznańskiego Tow. Przyj. Nauk.* nr 2.
- SOBOWSKA K., 1977: Zjawiska sufozji i kolmatacji zachodzące przy przepływie osiowo symetrycznym. *Zesz. Nauk. AGH*, nr 542: *Górn. z. 80. Pr. Inst. Wiertniczo-Naftowego* nr 7.
- SOZAŃSKI J., 1977: Zeskok zwierciadła wody w studni pionowej. *Górn. Odkrywkowe*, 19 nr 11 (121).
- STAKMAN W. P. 1966: The Relation between Particle Size, Pore Size and Hydraulic Conductivity of Sand Separate. *Symposium on Water in the Unsaturated Zone*. Wageningen.
- STOCHLAK J., 1968: Statystyczne wskaźniki uziarnienia gruntów sypkich. Statistical indices of grain size of sediments. *Prz. Geol.* nr 3.
- SWARTZENDRUBER D., 1962: Modification of Darcy's Law for the Flow of Water in Soils. *Soil Sci.* no. 1. – 1968: *The Applicability of Darcy's Law*. New York.
- SZESTAKOW M. W. et al., 1969: *Praktikum po dynamice podziemnych wod.* Moskwa.
- TEISSEYRE A. K., 1984: Osady denne Jeziora Turawskiego w świetle badań geologicznych. Bottom sediments of Jezioro Turawskie Lake. A geological study. *Geol. Sudetica*, vol. 18, nr 1.
- TERZAGHI K., 1943: *Theoretical Soil Mechanics*. Chapman and Hall, Wiley and Sons, New York.
- TOLMAN C. F., 1937: *Ground Water*. New York.
- TUREK S., 1967: Ocena współczynnika odsączalności na podstawie współczynnika filtracji. Estimate of water yield coefficient made on the basis of filtration coefficient. *Prz. Geol.* nr 3.
- VACHAUD G., 1966: General Verification of Darcy's Law and Determination of Capillary Conductivity. *Symposium on Water in the Unsaturated Zone*. Wageningen.
- VACHAUD G., THONY J. L., 1971: Hysteresis during Infiltration and Redistribution in a Soil Column of Different Initial Water Contents. *Water Resour. Res.* no. 1.
- VALENTIN F., 1970: *Non-linear Resistance of Porous Media*. München.
- VAUCLIN M., 1975: *Experimental and Numerical Investigation of the Drainage of Ground Water with Free Water Table. The Influence of the Unsaturated Zone*. University of Grenoble.
- VAUCLIN M., KHANIJ D., VACHAND G., 1976: Etude experimentale et numerique du drainage et de la recharge des nappes a surface libre, avec prise en compte de la zone non-saturee. *J. Mecan.*, 15, 2.
- WACŁAWSKI M., WIECZYSTY A., 1964: Wyniki badań laboratoryjnych nad wpływem kształtu ziarn i ich ułożenia na wielkość współczynnika wodoprzepuszczalności. *Tezy referatu na Sesji Nauk. Politechniki Krakowskiej*. Kraków.
- WALLACE M. I., 1948: *Experimental Investigation of the Effect of Degree of Saturation on the Permeability of Sand*. S. M. thesis. Dept. of Civil Eng. Cambridge.
- WATSON K. K., WHISLER F. D., 1969: Analysis of Infiltration into Draining Porous Media. *Proc. of ASCE*. IR. 4.
- WHISLER F. D., BONWER H., 1970: Comparison of Methods of Calculating Vertical Drainage and Infiltration for Soils. *J. Hydrot.* 1.
- WIECZYSTY A., 1982: *Hydrogeologia inżynierska*. PWN, Warszawa.
- WIERIGIN N. N., 1961: *Metody opriedielenija filtracyonnych swojstw gornych porod*. Gostrojizdat, Moskwa.
- WIERIGIN N. N., ZIEKCIER E. S., SZERŻUKOW B. S., 1969: *Metody opriedielenija filtracyonnych paramietrow*. Nauka, Moskwa.
- WRIGHT D. E., 1968: Nonlinear flow through granular media. *Proc. A. S. C. E.* no. HY 4, vol. 90.
- ZARADNY H., 1986: Wpływ zasilania powierzchniowego na położenie zwierciadła wód gruntowych. Influence of soil surface recharging on ground water table. *Pr. Nauk. Inst. Geotechn. P. Wrocl.* 49, Ser. Konferencje 21.
- ZARADNY H., FEDDES R. A., 1979: Calculation of non steady flow towards a drain in saturated-unsaturated soil by finite elements. *Agricultural Water Management* 2. Elsevier, Amsterdam.
- ZIEKCIER I. S. (red.), 1983: *Gidrogeodynamika*. Nauka. Nowosybirsk.
- ZUNKER F., 1930: *Behaviour of Soils Connection with Water. Handbook of Soil Sciences*. vol. VI. Springer, Berlin.
- ŻAK CZ., 1981: *Badania procesu odsączania na tle teorii ruchu wód podziemnych*. Seria Preprinty nr 222. Politechnika Wroclawska. Wroclaw.

EXPERIMENTAL WATER DRAINAGE USING SELECTED CENOZOIC DEPOSITS FROM THE SUDETES AND THEIR FORELAND

Stefan KOWALSKI

Institute of Geological Sciences, the University of Wrocław,
ul. Cybulskiego 30, 50-205 Wrocław, Poland

Summary

ABSTRACT: Presented are the results of hydrogeological investigations performed on samples of Cenozoic deposits from intermontane valleys of the Sudety Mts and from their foreland. Taken into account are hydrogeological parameters of the samples and also the conditions of water drainage. The report begins with an outline of geology and hydrogeology of the areas studied, accompanied by a detailed description of structural features shown by water-permeable sediments. The mineral composition of the sediments, their granulometric characteristics (grain size, roundness, sorting etc.) and the degree of consolidation of samples have been established. The total porosity and various kinds of bounded waters (especially adhesive and capillary waters) were next considered in connection with the above structural characteristics. Further, a differentiation in capillary water content in the processes of water-saturation and drainage has been shown. This differentiation was the greatest in samples of sediments from the intermontane valleys and the least in the sediments of the Mala Panew valley near Turawa Lake (Silesia Lowland). The content of bounded water, however, depends, first of all, on the grain size. It has been shown that even-grained samples of d_{10} grain-size exceeding 0.2 mm revealed similar adhesive water content and lack or low content of suspended capillary waters.

The above results became the starting point to achieve the principal objective of the work, that is to perform an analysis of drainage in conditions of different water saturation. For the complete saturation kinds and magnitudes of drainage perturbations have been established. It follows that the disturbances of homogenei-

ty of the media in which the drainage takes place, is dependent on, among others, the ground air and mechanical suffusion. These relationships allowed an explanation of the existence of variations in pressure, in flow velocity and in value of water permeability coefficient, which change slightly following changes in the gradient of water table. Presented was also the role of water-permeability coefficient in the drainage process depending on particular structural features of sediment samples. Among others, a strict interdependence between the coefficients of drainage regression and of water-permeability was demonstrated.

It follows from the investigations that the main factor disturbing the values of parameters of drainage are conditions of undersaturation of the rock medium. It is mostly affected by drainage interrupting and temporal changes in the content of suspended capillary waters. The decrease of sediment consolidation results in a decrease of water-permeability, but in an increase of gravity storage coefficient. It follows from the present writer's work that the continuity of draining flow is conditioned by the degree of saturation exceeding approx. 0.7.

The results shown in several tens of diagrams and plots lead to conclusion that each draining flow depends on an association of structural features and on deformation of the medium during the water flow. Therefore its course should be considered separately for the conditions of saturation (filtration) and for the conditions of undersaturation (storage). The results of laboratory research was presented using a few examples of natural and artificial drainage in the field conditions.

INTRODUCTION

Studying of drainage process in the ground by means of laboratory experiments was the objective of my investigations. Up to the present the knowledge on the phenomena involved in this process has been unsatisfactory and the dynamics of drainage has not been unequivocally established as yet. Monitoring of the phenomena taking place in the drainage flow column (fig. 3) and accompanied by an analysis of the measured quantities as well as the numerical description of drainage processes (fig. 4, Tab. 2) has been adopted in my study. It refers mostly to pressure distribution (Fig. 15) as well as the drainage flow velocity and the existence of different types of bounded water. The investigations have been performed on loose sediments which approximate a homogeneous percolating medium whose structural features make it possible to study the water flow phenomena. It enabled us to recognize the dependence of drainage on grain size, uniformity, sphericity as well as grain roundness (Tab. 1, Fig. 5). Also the relation

between the consolidation of samples and the porosity (Fig. 6) has been studied because it summarizes to a great degree the influence of the mentioned grain parameters on the process investigated.

An analysis of the-variability of textural parameters due to the sediment origin has also been done. It was performed on samples taken from Quaternary deposits from valleys of the Sudety Mts and from valley deposits adjacent to Turawa Lake as well as from the Quaternary and Tertiary formations of the "Belchatów" brown coal mine (Fig. 1). 38 samples selected from a population of one hundred and several tens and taken from all the geological environments of the study area were comparatively studied in respect of their infiltration permeability, hydraulic conductivity, specific yield as well as of the observations of drainage regression of ground-water discharges.

RESULTS OF LABORATORY TESTS

TEXTURAL FEATURES AND PHYSICAL PROPERTIES
OF SEDIMENT SAMPLES

A broad range of samples representing various permeable deposits from silts to gravels have been investigated. Mostly they were medium grained sands because these are the commonest sediment variety in the geological environments under investigations.

Among the textural features it is the upper range of the finest grain diameter that determines the magnitude of drainage flow. The surfaces of such grains fix the main part of adhesive waters in rocks (Fig. 13). This grain diameter called effective diameter results from the total of weight percents composing the lower bend of grain-size distribution curve (Hazen 1899).

The total porosity exhibits the inversely proportional dependence on the volume density of samples (Fig. 6), decreasing exponentially versus the grain size (Fig. 7), and its dispersal (Fig. 7) as well as the roundness and the directly proportional dependence on the grain sphericity (Fig. 8). The relation $n = f(d_{10})$ shows the bend for $n \approx 0.36$ and $d_{10} \approx 0.2$ mm. This means that in sediments of similar consolidation but exhibiting an increase in their total porosity, the pores show a decrease in size. There was a tendency of increase of the influence of grain uniformity coefficient on the porosity for higher grain diameter d_{10} . The effect of roundness on porosity was more evident than that of the grain sphericity. In the first case the decrease in porosity has been recognized while a slight increase was observed in the second one. The opposite character of the above relationships weakens the influence of grain shape on the porosity; also the inversely proportional relationship predominates, which is confirmed in literature (Kovács 1981).

THE CHARACTERISTICS OF BOUNDED WATERS

During infilling the open spaces in rock by free water at first each grain tends to retain some water on its surface (Fig. 9). The water is still retained after draining of free water (Fig. 11), so it occurs permanently in conditions of different saturation. Therefore it can be assumed that the content of adhesive and capillary waters does reflect the magnitude of passive forces which resist the flow of free water. It is commonly considered that the thickness of adhesive water layer does not depend on the size of grains with similar mineral composition. Then the water content and action of adhesive forces is increased in samples characterized by the highest specific area of rock grains that is in a case of the finest grain sizes (Fig. 13). My studies show that these forces distinctly retard the drainage flow below the grain diameter $d_{10} = 0.2-0.3$ mm. At the same time this value actually defines the upper limit of diameter of grains which are still capable of holding the capillary water (Fig. 14).

The total content of bounded waters is different in various processes of flow; it is higher in drainage than in saturation. The graph of so called "hysteresis loop" (Fig. 12) is plotted within the range of adhesive water volume and porosity for the saturation curve and of adhesive water volume, suspended capillary water and porosity for the drainage curve. The capillary water content depends first of all on the grain diameter as well as on the velocity of drainage flow. Therefore one can express the opinion that the suspended capillary water, on the contrary to the adhesive water, constitutes a kind of "dynamical parameter" of water flow being discussed. The observation of selective wettability and of surface tension forces (Fig. 10) showed a significant humidity differentiation of the capillary ascent zone.

The effective porosity should be linked to the adhesive water content in a saturated medium and to the total porosity (Bear *et al.* 1968). Further, my studies (Fig. 24, 25) revealed that the effective porosity is more closely related to the bounded water content than to the total porosity.

DRAINAGE IN SATURATED MEDIUM

During investigations of porous media in course of draining their hydraulic conductivity were estimated. The value of hydraulic conductivity coefficient appears not to be identical for different hydraulic gradient and, moreover, sometimes even for the same hydraulic gradient (Fig. 19). It seems to be related to the structural changes of the investigated medium in respect of distribution of the finest grains (Fig. 18) and of the presence of the ground-air. Usually the volume of the ground-air does not exceed a few percent and is inversely proportional to the effective grain diameter (Fig. 17). Filtration deformations of a porous medium depended on a constant disturbances of the previously formed unstable balance between the main and second-order paths of water flow (Fig. 20). The maintaining of flow continuity within the whole medium needs a gradient of the flow velocity but of a hiperbolic-parabolic form, i.e. unlike that related to the hydraulic gradient variation. The linear approximation of the latter relationship constitutes a simplified mathematical description of the flow. The second derivative of hydraulic gradient – the hydraulic conductivity coefficient is a more

distinct indicator of lack of the strict rectilinearity of the filtration law (Fig. 20). The last parameter changes continuously with an increase of hydraulic gradient. It has been found that the pressure (h) as a component of the hydraulic pressure head is most distinctly susceptible to all the kinds of filtration deformations (Fig. 15). The magnitude of initial hydraulic gradient (i_p) is greater if besides the effective grain diameter the significant role in the drainage flow is played by the other investigated textural factors. An inversely proportional (closed to rectilinear) dependence of initial hydraulic gradient on hydraulic conductivity (Fig. 16) has also been found. It is the size of drainage pores, and not their total volume, that determines the hydraulic conductivity coefficient. Namely, one can observe a decrease of this coefficient with an increase of adhesive water content according to a exponent hyperbolic law, particularly in the k interval of 0,3 to 10 m/day (Fig. 23). On the other hand, a well marked increase in the hydraulic conductivity with the effective porosity has been found, that is beginning from the point of distinct decrease of content of adhesive water filling the pores of second rank flow (Fig. 2). Since it is the grain size that determines the size of pores in rock, then the hydraulic conductivity increases with the grain diameter. This increase is the highest for $d_{10} = 0.1-0.3$ mm although the highest dispersion of measuring points was observed in this interval too, due to the different origin of the sediments studied (Fig. 21). The measurements corresponding to the deposits of higher maturity from the foothills are concentrated in the upper interval for $k = f(d_{10})$, while those corresponding to the deposits of low maturity from the mountains are located in the lower interval (Tab. 3), mainly because of more inhomogeneous granulation. The influence of the latter feature on the hydraulic conductivity decreases with the increasing grain diameter (Fig. 22).

In conditions of lack of supplementary inflow, the draining flow is of regressive type. Therefore it can be described by a formula in which the drainage regression coefficient (α) is used (Fig. 26). As follows from the present study the value of α depends mostly on the hydraulic conductivity coefficient and for small values of the latter, partly also on the effective porosity. Moreover it is commonly believed that geometrical features of a confined area of drainage do not change significantly, that is do not influence the α parameter.

A complexity of drainage flow in unsaturated media arises from an intricate relation between the above described active and passive forces which define the flow. These forces depend on the assumed hydraulic gradient as well as on the hydraulic conductivity of samples (Fig. 27). Namely, in deposits of both low (silty sands) and very high (gravels) conductivity the drainage usually proceeded in conditions close to the saturation (Fig. 28). More complex flow conditions appeared in the case of intermediate grain-size sandy deposits both in gravelly sands of the intramontane valleys and in medium-grained sands of all the studied sedimentary environments. In the author's opinion, this group of sediments is characterized by phenomena typical of low permeability deposits (strong effect of adhesion and capillarity) and of very high permeability ones (inertia and friction forces). It is therefore that in samples of medium-grained sands the measurements revealed a high dispersion of the results. Due to the increase in volume of the bounded water within undersaturated rock there occurs a decrease of the hydraulic conductivity coefficient (Fig. 29). The relation $k = f(s)$ appears to be a continuous parabolic line for $s > 0.8$. It shows the continuity of drainage. In the range of saturation $s = 0.8-1.0$ the drainage flow proceeds near the saturation point i.e. in the filtration conditions (Fig. 30). If however, the degree of saturation is lower and, moreover, is constantly varying, then the draining flow is of percolation type, being perturbed by percolation of extra water previously bounded as that of open capillary type (Fig. 32, 36). Then, in respect of their physical sense the two processes are of different type since any increase in the saturation degree involves a decrease of the parameters of one process and an increase of those corresponding to the second one. Therefore, the discontinuity of flow criterion may (Fig. 35) constitute the basis of dividing the process into the drainage for the conditions of filtration and the percolation for an undersaturated medium (Figs. 31, 33, 34).

It is the total volume of the flow pores that in most part determines the value of the gravitation drainage coefficient, the actual size of the pores being of lesser importance. Therefore, there exists a kind of similarity between the behaviour of both the coefficient of yield variation and that of effective porosity (Fig. 41), particularly for the range 0.05-0.15 and the convergence in the values

of both above 0.25. Nevertheless the two parameters describe different saturation conditions of the medium drained. From the statistical analysis it appears that the magnitude of yield coefficient depends rather on the whole association of the textural factors (Fig. 38) investigated, than on any particular factor.

The size of flow pores determine the time of drainage flow in filtration conditions because the flow velocity is directly proportional to the grain diameter d_{10} as well as to the total porosity, i. e. to the factors determining the content of adhesive and open capillary waters. This is confirmed by a relatively high scatter of μ for the d_{10} ranging in the interval of 0.1–0.3 mm (fig. 39).

A tendency for increasing of the yield coefficient with an increase of hydraulic conductivity has been observed (Bieciński 1960; Fig. 42, Tab. 4). This tendency seems to result, according to the present writer, in a specific relation between the total volume of pores and the size of flow pores during the drainage. The lack of a strict interrelationship between the above features weakens the relation μ versus k due to keeping some

of the drained water in the flow pores in the form of open capillary water, which is not the case in a saturated medium. Therefore the draining flow dynamics in filtration and percolation conditions is determined by two, partly contradictory, forces. Even if the values of hydraulic conductivity coefficient measured for the "zonal drainage" conditions were similar to those obtained with other methods for the conditions of saturation nevertheless the values of drainage coefficient appeared to be lowered with respect to the final value of the yield coefficient. However, in case of the influence of inertia on the draining flow within an undersaturated medium the yield coefficient during the whole experiment was reaching the maximum values for all samples, while the values of hydraulic conductivity appeared to have been drastically decreased. This relation is relatively most precise in the case of close linkage of open porosity with effective grain diameter. The total volume of pores were determined then by their size. This interval was characterized by hydraulic conductivity coefficient of 20–60 m/day.

FIELD APPLICATION OF LABORATORY RESULTS

The presented laboratory results reflect the field draining flow for the following conditions:

- description of a draining flow within a closed domain. Inflow is considered to be so-called "own regime of aquifer". So there must exist an equilibrium between the flow and draining zones for the conditions of both stable and unstable flow;

- a temporal variation of water-level i. e. the regression of drainage for saturated and undersaturated media. The parameters of this process reflect the most favourable paths of draining flow inside an aquifer;

- after the draining comes to an end the adhesive as well as the open capillary water remain in the rock. The hydrodynamic conditions of bounded water profile remain in rock in the state of equilibrium being perturbed only by evaporation.

A few examples are presented to demonstrate the applicability of the obtained results for the analysis of the field observations:

1. The rocks characterized by intergranular porosity (total intergranular porosity or so called saturation porosity) not exceeding 20 percent are not important as media of drainage flow of un-

derground water circulation for example in lithified rocks. The laboratory experiments have demonstrated (Fig. 23) that samples with the effective porosity being below 20 percent have, for example, the hydraulic conductivity coefficient below 0.1 m/day.

The water pressure losses at outflow are, as observed, widespread in the natural field conditions (spring drainage) as well as in those artificially induced as, for example, the drainage of so called residual waters. It results from analysis of pressure distribution versus hydraulic pressure head in the drainage column (Fig. 15) that the direct cause of the above mentioned phenomenon is the decrease of pressure height (h) at higher hydraulic gradients. This is caused by structural perturbations of the drainage medium, which make the hydraulic conductivity lower. The variations of pressure may therefore be an indicator of water motion perturbations, which result in the variability of the ratio of filtration velocity to hydraulic gradient. This well-known phenomenon, commonly identified with the so called pressure drop, is reflected in an increase of the water surface curvature (Fig. 15). For very small angles of this curvature the resultant hydraulic gradient

Table 5. The classification of basic parameters of ground water drainage in investigated porous media

Main criteria of partition	Range of parameter values	Type of sediment (d_{10} and u fraction interval)	Mean values of coefficients, at 20° C			
			k	μ	n_e	μ
No effect of adhesive forces on the drainage in saturated medium, possible perturbations due to inertia, no effect of open capillary on (drainage) yield coefficient, asymptotic dependence n_e , $\mu = f(d_{10})$	I. very high (1-4.6; 1.8-2.2)	coarse-grained sands and gravels	70	0.011	0.29	0.27
Predominant effect of hydraulic pressure gradient in the field of activity of adhesive forces and open capillary waters. Drainage in saturated medium, partially under-saturated. Upper bend of dependence of n_e , μ and d_{10} . Marked dependence has been found between effective porosity and moisture water content	II. high	medium-and coarse-grained sands (0.2-2.1; 1.8-6.4)	7-70	0.005-0.011 0.20-0.29	(0.25-0.29)	0.21-0.27
Evident perturbation of flow due to influence of passive forces on drainage in the state of saturation (adhesion, capillarity). Lower range of straight-line $k = f(d_{10})$ dependence, linear $\mu = f(d_{10})$ between the lower and upper bend, sharp bend of dependence of k , $n_e = f(W_a)$	III. medium	medium-and fine-grained sands (0.075-0.7; 2-12.9)	0.7-7	0.0005-0.005 (0.20-0.25)		0.12-0.21
Drainage in saturated and under-saturated medium with considerable effect of adhesion and open capillarity. Low deviation from linear dependence $k = f(d_{10})$; straightlinear dependence $n_e = f(d_{10})$; lower bend of $\mu = f(d_{10})$ relation; lower limit of absence of strict relation between conductivity and yield coefficient	IV. low	fine-grained and silty sands (0.01-0.09; 4-17.5)	0.07-0.7 < 0.0005		0.10-0.20	0.03-0.12
Drainage in saturated or near-saturated medium with the influence of adhesive forces. Perturbation caused by ground-air; asymptotic relation $k = f(W_a)$ and n_e , μ versus d_{10}	V. very low	silts (< 0.01)	< 0.07		< 0.10	< 0.03

is determined by the following equation (Wieczysty 1982):

$$\frac{AC}{AB} = \frac{\Delta H}{\Delta x} = \sin \alpha = \frac{\Delta H}{\Delta l} = \operatorname{tg} \alpha = i.$$

In a zone of drainage, for example, a spring or a residual water outflow, the hydraulic gradient and the vertical component of velocity increase. Then it can be assumed that the relation $\Delta H/\Delta x' = \Delta H'/\Delta l'$ is no longer valid and therefore the so

called "velocity potential surface" of draining flow cannot be identified with the free water surface, being important in determining the hydraulic gradient. The surface of velocity potential occurs below the free water surface, so the true hydraulic gradient becomes overestimated; this, in turn, makes calculations of the hydraulic conductivity coefficient underestimated. So in this case the analysis of deviations from the equation $\sin \alpha = \text{tg } \alpha$ is of primary importance.

3. The laboratory studies have confirmed the previous supposition of the author that the process of draining of springs in the case of no water supply exhibits a two-stage characteristics. During the first phase of flow, corresponding to a predominant period of time, the flow proceeds in almost saturated conditions. This is commonly reflected in regular-shaped regression curves consistent with the Maillet equation, well-known in hydrogeology. The calculated hydraulic conductivity coefficients for the field conditions of this regression has been found to be satisfactory also for fissile rocks (Kowalski 1983, 1984b), in which the influence of capillary waters could be neglected.

In the second phase of flow, the volume of aeration zone increases together with breaking of the continuity of flow in subordinate paths of water motion. This is due to a considerable decrease of degree of rock saturation. The drainage regression increases at the beginning of this phase and the process becomes fairly irregular because of the detained detaching of the suspended capillary waters. At the end, the drainage regression takes usually the form of nonuniform, long-time percolation. This phenomenon is especially common in the case of subsurface water drainage,

as has been recognized through observations of mountain-slope springs and of residual water outflows in quarries.

4. The occurrence of the distinct moisture profile of the bounded waters up to the next inflow period causes that a relatively small portion of the infiltration water can produce a successive attaining of the saturation state in this zone and lead to the drainage of free water. At the beginning it consists of percolation of the detached suspended capillary waters, and proceeds in undersaturated medium. Next the draining can occur in the full saturation conditions i. e. in the form of filtration. This process is related to the former phenomena and is significant in extending the time of drainage, especially in the case of debris covers on crystalline rocks.

5. The results of investigations has allowed the author to take a stand in the matter of classification of the basic hydrogeological parameters. The criteria based on the observed phenomena accompanying the water flow in porous media have been presented (Tab. 5). The variability of these phenomena depends on characteristic values of textural features under investigation as well as on the individual types of bounded waters. The interdependences between the discussed parameters were taken into account as well. However, the boundary values of the distinguished classes do not constitute a simple interrelationship between them. These parameters, as shown above, depend on the whole association of factors of variable influence.

*Translated by
Jerzy Peisert and Pawel Aleksandrowski*