

## O NIEKTÓRYCH METODACH GEOELEKTRYCZNYCH W HYDROGEOLOGII

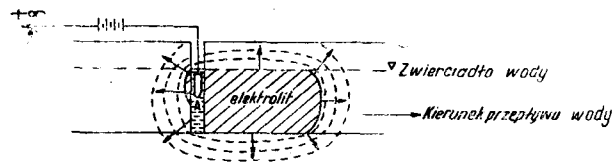
Spośród metod geofizyki stosowanej największe znaczenie dla hydrogeologii mają metody geoelektryczne, w szczególności zdjęcia elektrooporowe i elektrokarotaż. Jakkolwiek zdjęcia elektrooporowe stosuje się za granicą bardzo szeroko przy rozwiązywaniu zagadnień hydrogeologicznych, zwłaszcza zaś przy poszukiwaniach wód podziemnych dla zaopatrzenia w wodę rolnictwa, to jednak w Polsce nie znalazły one zastosowania.

Rezultaty badań elektrooporowych poparte materiałami geologicznymi przeważnie pozwalają dostatecznie dokładnie określić warunki występowania i rozprzestrzenienia wód pierwszego horyzontu oraz stopień ich mineralizacji. Szczególnie cenne są wyniki zdjęcia elektrooporowego dla wód typu szczelinowokrasowego, co się wiąże z koniecznością wyjaśnienia systemu spękań i ich przestrzennego zasięgu.

Metody profilowania i sondowania elektrycznego, chociaż prawie nie stosowane w kompleksowych badaniach hydrogeologicznych, są jednak na ogół znane naszym hydrogeologom dzięki bogatej literaturze zagranicznej i niektórym pozycjom krajowym, dlatego też nie ma potrzeby szerzej ich omawiać. Mało znane są natomiast metody elektrooporowe określające kierunek i szybkość przepływu wód podziemnych, a więc elementy dynamiki, niezbędne do właściwej charakterystyki hydrogeologicznej danego rejonu. Jedną z nich jest „metoda potencjału elektrycznego”, która pozwala określić kierunek i szybkość przepływu wody podziemnej, gdy jeden otwór wiertniczy jest doprowadzony do warstwy wodonośnej. Sposób ten zastosowany został po raz pierwszy w latach trzydziestych (Francja), a po drugiej wojnie światowej znalazł szerokie praktyczne zastosowanie w ZSRR (Kazachstan, Ural, Krym), gdzie też zostały uzupełnione jego podstawy teoretyczne oraz metoda praktycznego wykorzystania w badaniach hydrogeologicznych.

Kierunek przepływu wód podziemnych można także określić przez pomiary natężenia pola elektrycznego powstającego wskutek filtracji wody przez pory i szczeliny w skałach. Metoda ta daje najlepsze wy-

niki przy niegłęboko leżących wodach podziemnych, przy czym nie wymaga otworów wiertniczych ani studni. Najszerze zastosowanie znalazła przy wykrywaniu zamaskowanych wypływów źródeł, stref intensywnego dopływu wód podziemnych do rzek i odwrotnie, ubytków wody z koryt rzecznych.



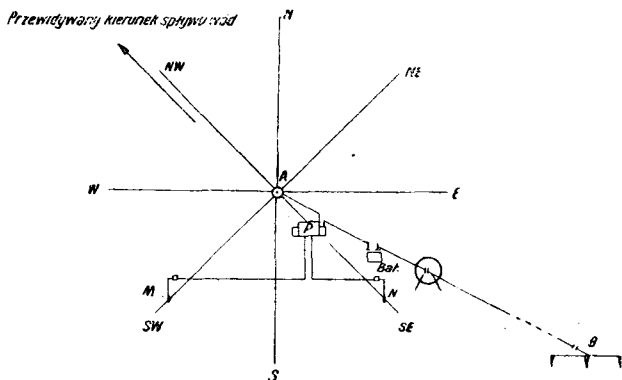
Ryc. 1. Pole elektryczne wokół elektrolitu, powstałe przy doprowadzeniu ładunku elektrycznego (wg J. W. Jakubowskiego i Z. L. Liachowa).

### METODA POTENCJAŁU (ŁADUNKU ELEKTRYCZNEGO)

Dla określenia kierunku i szybkości przepływu wód podziemnych wystarczy jeden otwór wiertniczy lub studzienny doprowadzony do warstwy wodonośnej. Jeżeli do otworu tego wprowadzimy woreczek płócienny z solą kuchenną (NaCl) lub chlorkiem amonu ( $\text{NH}_4\text{Cl}$ ), to w samym otworze i w bezpośrednim jego otoczeniu powstanie roztwór soli o właściwościach elektrolitu (opór właściwy elektrolitu jest znacznie niższy od badanej wody podziemnej), który będzie unoszony z wodą w kierunku jej spływu. Kierunek i szybkość przesuwania się roztworu solnego można ustalić, wprowadzając do otworu wiertniczego elektrodę prądową (A), a drugą (B) odsuwając na większą odległość (nieskończoność). W ten sposób za pomocą elektrod pomiarowych (M, N) umieszczonych na powierzchni ziemi można w określonych odstępach czasu ustalić linie równego potencjału wytworzonego przez elektrodę (A) w polu elektrycznym (ryc. 1).

Szybkość i kierunek przesuwania się linii ekwipotencjalnych określają wtedy szybkość i kierunek przepływu wód podziemnych.

Aparatura i przybory niezbędne do prowadzenia badań nie różnią się od tych, które stosuje się przy normalnych zdjęciach elektrooporowych. Pomiarów dokonuje się potencjometrem, a źródłem prądu są zwykle baterie, w których natężenie nie powinno schodzić poniżej 0,3—0,5 A. Ma to duże znaczenie dla jakości otrzymanych wyników. Elektrode (A) doprowadzającą prąd do roztworu solnego w otworze wiertniczym umieszcza się w woreczku z solą i opuszcza nieco poniżej zwierciadła wody. Długość woreczka powinna mieć 0,5—2,0 m (w zależności od słupa wody w otworze wiertniczym i przypuszczalnej szybkości przepływu wody podziemnej), grubość zaś nieco mniejszą od średnicy otworu. Elektroda (A) połączona jest z baterią przez potencjometr. Drugą elektrodę prądową (B) odsuwa się od otworu wiertniczego na odległość równą 15—20-krotnej głębokości zalegania zwierciadła wody, najczęściej w kierunku przeciwnym od przypuszczalnego spływu wód. Dla zwiększenia natężenia prądu (zmniejszenia oporów) wbija się miękki nie jedną metalową elektrodę, lecz kilka. Jedną z elektrod pomiarowych (N) przyjmuje się za stałą i umieszcza w kierunku przeciwnym od przewidywanego spływu wód podziemnych. Odległość od otworu wiertniczego do stałej elektrody przyjmuje się równą 1,5—2-krotnej głębokości do zwierciadła wody, gdy otwór jest nie zarurowany, i 2—3-krotnej, jeżeli otwór jest zarurowany. Druga elektroda pomiarowa (M) jest ruchoma i służy do wyszukiwania wokół otworu wiertniczego linii równego potencjału (ryc. 2). Obie elektrody pomiarowe są najczęściej miedziane, a doprowadzające prąd — żelazne. Potencjometr i baterie umieszcza się na ogół blisko otworu wiertniczego na linii profilowej stałej elektrody (N).



Ryc. 2. Schemat ustawienia aparatury i elektrod (potencjometr i baterie umieszcza się na ogół blisko otworu wiertniczego na linii profilowej stałej elektrody — N).

Dla prawidłowego rozmieszczenia elektrod celowe jest zapoznanie się z warunkami hydrogeologicznymi miejsca badań oraz z konstrukcją otworu wiertniczego. Ważne jest możliwie dokładne określenie głębokości zalegania warstwy wodonośnej, jej miąższości, przepuszczalności, upadu, ciśnienia hydrostatycznego oraz przypuszczalnego kierunku spływu wody. Z otworu wiertniczego należy znać: średnicę i głębokość otworu, sposób zarurowania, długość filtru i miejsce jego ustawienia w warstwie wodonośnej.

Najczęściej jednak przy rozpoczęciu badań brak jest większości tych danych. Można się wtedy ograniczyć do następujących: głębokość zwierciadła wody, wysokość słupa wody w otworze, przypuszczalny kierunek spływu wód podziemnych. Jeżeli badania prowadzone są w starych, zamulonych otworach wiertniczych lub w studniach, konieczne jest oczyszczenie ich dla uniknięcia zaniżonych wyników badań. Po ustaleniu głębokości zwierciadła wody i orientacyjnego kierunku przepływu wód podziemnych rozmieszcza się elektrody B i N i przystępuje do wytyczenia linii profilowych, wzdłuż których ustalone

będą punkty dla linii ekwipotencjalnych. Najczęściej można ograniczyć się do czterech linii profilowych, przecinających się pod kątem 45°. Miejscem przecięcia się linii jest otwór wiertniczy. Stałą elektrodę N umieszcza się w kierunku przeciwnym od przypuszczalnego spływu wód, a odległość jej do otworu wiertniczego zaznacza się palikami na pozostałych liniach profilowych. Po wytyczeniu linii profilowych i naniesieniu ich w odpowiedniej skali na plan można przystąpić do pomiarów izoliny normalnego (naturalnego) pola elektrycznego. W tym celu opuszcza się elektrodę A (na razie bez woreczka z solą) w otwór wiertniczy tak, aby na całej długości była zanurzona w wodzie i rozpoczyna się za pomocą elektrody M zdjęcie pola elektrycznego. Znalezienie ekwipotencjalnej linii polega na wyszukaniu elektrody (M) takiego punktu na profilu, przy którym wskazówka galwanometru nie reaguje na włączenie prądu w obwodzie sieciowym. Podobnie powtarza się pomiary na wszystkich pozostałych profilach i w ten sposób uzyskuje się pierwotne położenie izoliny (linii ekwipotencjalnej), którą w odpowiedniej skali nanosi się na plan, a dane odległości, czas pomiarów, natężenie prądu, zapisuje się w specjalnie do tego celu przygotowanym dzienniku polowym.

Punkty przecięcia izoliny z liniami profilowymi oznacza się w terenie palikami. Po zdjęciu pierwotnego (naturalnego) przebiegu izoliny opuszcza się do otworu wiertniczego woreczek z solą, w którym umieszczona jest elektroda (A), zapisując przy tym w dzienniku czas wprowadzenia soli do wody ( $t_s$ ). Mniej więcej po upływie 2—3 godzin przystępuje się do pomiaru następnego położenia izoliny (II seria), przy czym tok postępowania jest analogiczny do wyżej opisanego.

W czasie prowadzenia badań ważne jest odpowiednie częste uzupełnianie (co 0,5—1 godziny) rozpuszczającej się soli w woreczku z elektrodą (A), aby utrzymać stałą i stosunkowo wysoką koncentrację roztworu solnego w przepływającej wodzie. Szybkość rozpuszczania się soli w woreczku jest pośrednio wskaźnikiem szybkości przepływu wód podziemnych. Przy przewidywanych szybkościach przepływu do 1 m/dobę umieszcza się w woreczku 0,5—1 kg soli, zaś przy większych — od 2 do 5 kg. Najlepiej przygotować dwa identyczne woreczki, z których jeden napełnia się w tym czasie, gdy w otworze znajduje się drugi. Pozwala to skrócić do minimum przerwy w zasilaniu przepływającej wody roztworem solnym i utrzymać stałą koncentrację.

Należy dodać, że sól może być wprowadzona do wód podziemnych kilkoma sposobami i w różnej postaci (roztwór, wysp soli suchej z powierzchni lub sól umieszczona w woreczku), jednak jak stwierdzono doświadczalnie, najbardziej stałą koncentrację, a także największe możliwości kontroli nad szybkością rozpuszczania się soli zapewnia tylko wyżej opisana metoda.

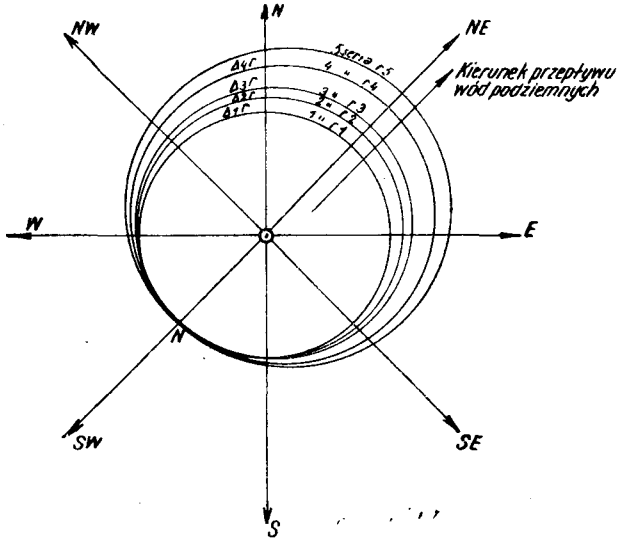
Dla sprawdzenia, czy promień pierwszej izoliny został wybrany prawidłowo (odległość N od otworu wiertniczego dla stałej elektrody), prowadzi się kontrolny pomiar przyjmując inną odległość, przez co powstanie druga izolina (II) dla przepływu prądu w badanym polu elektrycznym. Pomiary te dokonuje się zwykle w przerwie między cyklami pomiarowymi dla I izoliny i wyniki nanosi się na wspólny plan. Gdy wyniki pomiarów dla II izoliny dają lepszy obraz kierunku przepływu wody podziemnej, prowadzi się badania dla obydwóch izoliny lub tylko dla drugiej.

Przy szybkości filtracji wody 10 m/dobę pomiary izoliny prowadzi się w sposób ciągły (jeden po drugim), co pozwala wykonać badania w ciągu jednego dnia (8—12 godz.). Zwykle dla określenia kierunku i szybkości przepływu wody wystarcza zdjęcie 3—4 kolejnych położenia izoliny, nie licząc pomiaru pierwszego naturalnego układu izoliny napiętej przed zatonieniem soli.

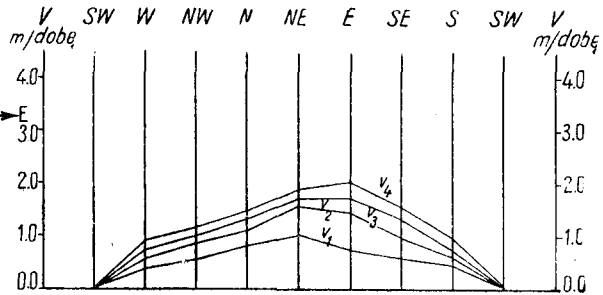
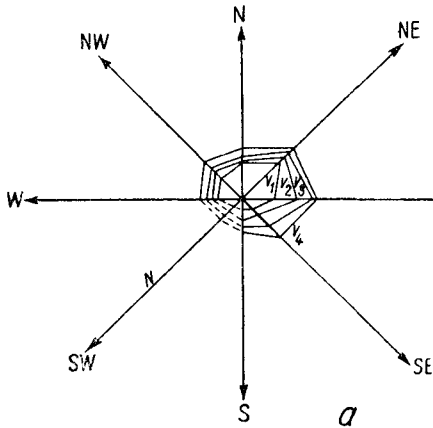
Przy szybkościach przepływu wody 1—2 m/dobę badania trwają zazwyczaj 2—3 dni. Częstotliwość pomiarów ustala się zwykle po obliczeniu  $V_1$ , tzn. po

zdjęciu pierwszej izoliny zasolenia wody. Odstępy między pomiarami zwiększa się, jeżeli maksymalne przyrosty odległości ( $\Delta r$ ) w danej serii wynoszą kilka cm/godzinę.

W czasie prowadzenia badania może się okazać, że kierunek przepływu wody w warstwie wodonośnej znacznie odbiega od przewidywanego. Jeżeli odchylenie rzeczywistego kierunku od przewidywanego jest mniejsze niż  $90^\circ$ , to przy umiejętnej interpretacji otrzymane wyniki pomiarów zwykle wystarczają do określenia kierunku i szybkości przepływu wód podziemnych. Gdy kąt ten jednak jest większy niż  $90^\circ$ , to niezbędne jest przedstawienie stałej elektrody N na inną linię profilową odpowiadającą kierunkowi przepływu, z czym związany jest oczywiście nowy cykl pomiarów.



Ryc. 3. Schemat przesuwania się izoliny w czasie pomiarów.

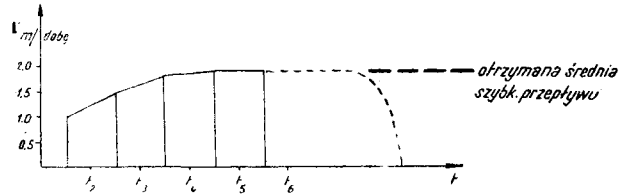


Ryc. 4. Sposoby graficznego przedstawienia średnich wartości szybkości dla poszczególnych serii pomiarów w zależności od kierunku.

Kolejne izoliny przenosi się w odpowiedniej skali na plan (ryc. 3) na podstawie wyliczeń, prowadzonych w dzienniku polowym. Przeliczenia są konieczne, ponieważ przerwy między poszczególnymi seriami pomiarów mogą być różne i dlatego też wykresy na planie przesuwania się izoliny nie będą odwzorowywały szybkości przepływu wód podziemnych. Aby umożliwić właściwą interpretację, sporządza się oddzielnie wykres średnich szybkości przesuwania się czoła elektrolitu (ryc. 4a), gdzie w odpowiednich kierunkach odkłada się średnie szybkości, a nie  $\Delta r$ . Szybkości przepływu w różnych kierunkach można także wyrazić za pomocą wykresu (ryc. 4b).

Srednią szybkość przesuwania się czoła elektrolitu dla poszczególnych pomiarów można wyliczyć za po-

mocą wzoru  $V_{sr} = \frac{\Delta n^r}{\Delta t}$ . Szybkość średnią dla przepływu wód podziemnych w poszczególnych pomiarach otrzymuje się zwykle z wykresu, na którym pionowo odkłada się odpowiednie średnie szybkości przepływu, a poziomo czas (ryc. 5).



Ryc. 5.

Krzywa wykresu prędkości przepływu wody wykazuje na początku pomiarów wartości mniejsze wskutek zmniejszenia prędkości przy pomiarach czynionych bezpośrednio po zapuszczeniu do otworu soli. Powstaje wtedy zjawisko dyfuzji i inne, i dlatego za szybkość średnią przepływu przyjmuje się poziomy, wyrównany odcinek wykresu. Jest to uzasadnione tym, że chociaż roztwór solny jest dobrym elektrolitem, to jednak wskutek rozcieńczenia go w procesie filtracji, a także oporu elektrycznego, jaki stawia środowisko skalne, następuje spadek doprowadzonego elektrodą (A) potencjału, co powoduje zmniejszenie się  $\Delta r$  między pomiarami nawet aż do zera, mimo że roztwór solny przesuwa się w dalszym ciągu razem z wodą. Tak więc po spadku napięcia zasięg pola elektrycznego wokół otworu wiertniczego i w kierunku przepływu wód podziemnych jest ograniczony. Wynosi około 20—25 m przy większych współczynnikach filtracji i odpowiednio mniej (6—10 m) przy małych współczynnikach.

Izoliny pierwszej serii pomiarowej (spadku napięcia), zdjęta przed wprowadzeniem soli do otworu wiertniczego w warunkach poziomego układu war-

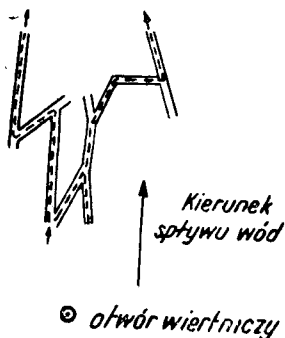
stwy wodonośnej i jej jednorodnej budowy, ma kształt zbliżony do koła, którego środek stanowi otwór wiertniczy. Ponieważ jednak podobne warunki hydrogeologiczne spotyka się w terenie dość rzadko, izoliny jest zwykle zdeformowana, tzn. wyciągnięta w kierunku najmniejszego oporu elektrycznego. Kształt izoliny pierwszej serii pomiarów pozwala więc sądzić o kierunku upadu warstwy wodonośnej — lub systemu spękań — w wypadku skał szczelinowych.

Dla porównawczego określenia szczelinowości skał wodonośnych używa się współczynnika szczelinowości  $K_s$ , który otrzymuje się dzieląc dłuższą oś izoliny przez krótszą. Gdy skała jest potrzaskana równomiernie szczelinami i leży poziomo,  $K_s \sim 1$ , w prze-

ciwnym przypadku  $K_s > 1$ , a dłuższa oś izolunii będzie wskazywać przeważający kierunek spękań. Tak więc określając kierunek i szybkość przepływu wód podziemnych można jednocześnie uzyskać ważny materiał uzupełniający do wyjaśnienia budowy geologicznej badanego odcinka. Po określeniu szybkości podziemnego przepływu, znając spadek hydrauliczny (J) oraz porowatość (P) warstwy wodonośnej, można obliczyć współczynnik filtracji K według wzoru

$$K = \frac{VP}{J}$$

Metoda pomiarów potencjału, podobnie jak i pozostałe metody graficzne, w określonych warunkach hydrogeologicznych pozwala osiągnąć wyniki najbardziej zbliżone do rzeczywistych. Zakres stosowania powyższej metody obejmuje wody słodkie lub słabo zmineralizowane 1–2 g/l. Ponieważ jednak na obszarze Polski większość wód podziemnych, a zwłaszcza pierwszego horyzontu ma mineralizację nie przekraczającą 1 g/l, warunek ten nie przeszkadza w jej jak najszerszym zastosowaniu.



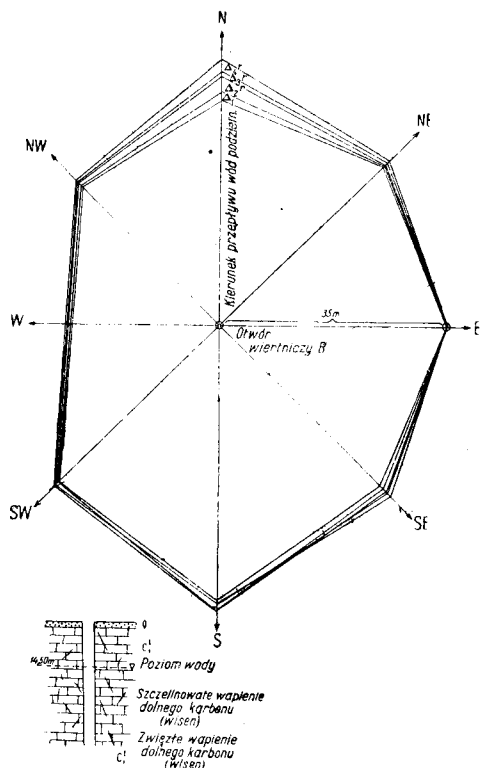
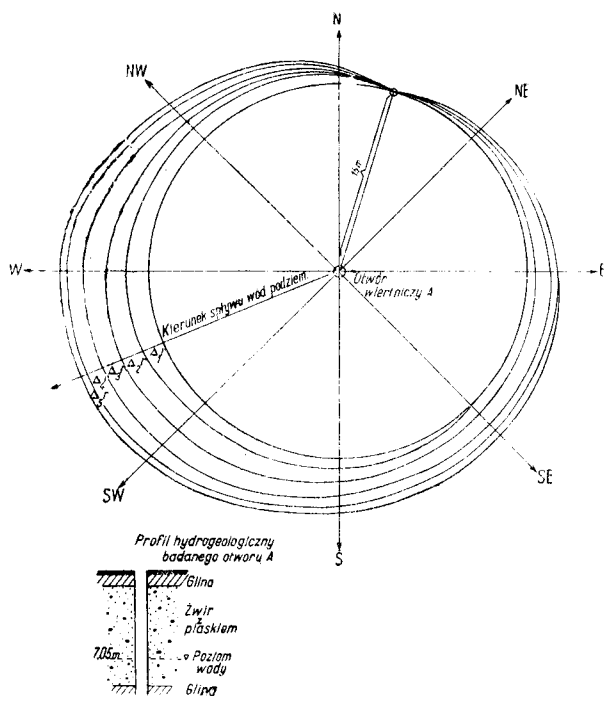
Ryc. 6.

Metodą potencjału najlepiej jest określać kierunek i szybkość splotu wód z powierzchnią swobodną lub słabo napiętą (do 0,5 m), jak to ma zwykle miejsce dla wód pierwszego horyzontu, przy czym dokładność metody mniejsza się przy wzroście głębokości do 50 i więcej metrów. Gdy badania prowadzone są w terenie z silnie rozwiniętą rzeźbą powierzchni, należy w miarę możliwości unikać bliskiego sąsiedztwa (5–10 m) zboczy dolin, stromych zagłębień itp., gdyż

wpływają one zniekształcająco nie tylko na izolunii pierwszej serii pomiarowej, lecz także i na pozostałe. Wpływ budowy geologicznej na ukształtowanie pola elektrycznego wokół otworu wiertniczego i strefy nasycenia elektrolitem nie został jeszcze całkowicie wyjaśniony. Niewątpliwie stwierdzony jest jednak fakt zaniżonych wyników pomiarów szybkości przepływu przy stromym układzie warstwy wodonośnej. Tego rodzaju warunki hydrogeologiczne spotyka się jednak dość rzadko. Pewne trudności przy interpretacji pomiarów mogą wynikać dla badań przepływu wód szczelinowych i krasowych. Elektrolit przepływając wzdłuż systemu szczelin i kanałów, może niekiedy zbacać z głównego kierunku przepływu albo nawet pozornie cofać się w kierunku otworu wiertniczego (ryc. 6). Na powierzchni ziemi będzie się to wyrażało w zahamowaniu przesuwania się czoła elektrolitu, zmniejszeniu  $\Delta r$  do zera, nakładaniu się jednego położenia izolunii na drugie, a niekiedy w cofaniu izolunii (ryc. 7 B). Podobne zjawiska mogą także zachodzić przy badaniu przepływu wody przez skały porowate, tam jednak ich przyczyny są najczęściej inne. Przy zaobserwowaniu zjawisk w czasie pomiarów należy przedłużyć przerwy między poszczególnymi pomiarami, a także zwiększyć ogólną ilość serii pomiarowych.

Gdy warstwa wodonośna ma dużą miąższość (strefa nasycenia wodą 20–50 m) i jest przewiercona do spągu lub do znacznej głębokości, w otworze wiertniczym utrzymuje się wysoki słup wody. Ponieważ przy określaniu szybkości przepływu interesuje nas zazwyczaj górna część strefy wodonośnej, gdyż tylko ona bierze intensywniejszy udział w przepływie (a także dla uniknięcia zniekształcającego wpływu wysokiego słupa solanki na pole elektryczne), zazwyczaj otwór wiertniczy tamponuje się poniżej filtra.

Dla przeprowadzenia badań metodą potencjału organizuje się zwykle samodzielny 4-osobowy zespół, w którego skład wchodzi: kierownik zespołu — interpretujący i opracowujący materiały, operator-geofizyk oraz dwóch pracowników fizycznych do rozstawiania elektrod i przyrządów, uzupełniania soli w otworze wiertniczym, wyszukiwania elektrodą pomiarową linii równego potencjału itp.



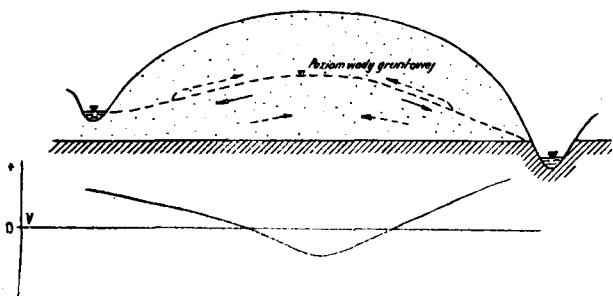
Ryc. 7. Przykłady przemieszczania się izolunii w toku pomiarów.

Na zakończenie opisu metody potencjału dołączam wyniki badań przeprowadzonych latem 1957 r. w Środkowym Kazachstanie. Celem tych badań było określenie kierunku i szybkości spływu wód podziemnych (ryc. 7 AB).

Na wykresie izol linii około otworu A przedstawiony jest rzadki przypadek prawie idealnej izotropii warstwy wodonośnej, „r” na wszystkich liniach profilowych jest jednakowe. Wykres otworu B przedstawia wyniki pomiarów w silnie spękanych, wodonośnych wapieniach dolnego karbonu, gdzie bardzo wyraźnie zaznacza się wydłużenie „r” na profilach N i S. System szczelin jest więc wyraźnie zaakcentowany w jednym kierunku (N—S). Przebieg szczelin w wapieniach jest tu całkowicie zgodny z kierunkiem spływu wód na N. Izolinie dla otworów A i B są graficznie opracowane różnymi metodami (sposób łączenia punktów równego potencjału) w zależności od tego, która z nich daje lepszy obraz. W przypadku jednorodnych warstw wodonośnych — kolistę łączenie, przy silnie wyciągniętych położeniach izol linii — łączenie prostolinijne.

#### METODA POMIARÓW ELEKTRYCZNEGO POLA FILTRACJI

Naturalne pole elektryczne powstaje wskutek procesów chemicznych, fizycznych i dyfuzyjnych przebiegających w skorupie ziemskiej lub na jej powierzchni. W badaniach geologicznych największe zastosowanie znalazła metoda oparta na obserwacji pola elektrycznego, powstałego wskutek procesów fizyczno-chemicznych zachodzących w strefie utleniania złóż siarczkowych. Pole elektryczne związane ze złożami rud i innych kopaliny użytecznych odznacza się niekiedy wysokimi anomaliami w stosunku do skał otaczających. W przeciwieństwie do nich pole elektryczne powstałe przy filtracji wód podziemnych jest na ogół znacznie słabsze, ale za to bardziej rozprzestrzenione. Sam proces powstawania elektrycznego pola filtracji jest następujący: pory i szczeliny w skałach, przez które przepływa woda, mają zdolność adsorbacji anionów na swoich ściankach. Pod wpływem tego zjawiska potencjał elektrolitu (wody) wzrasta w miarę jego przesuwania się. Powstaje więc różnica potencjałów, największa wzdłuż kierunku przepływu wody (ryc. 8), przy czym prąd elektryczny płynie w kierunku odwrotnym równoważy mechanicznie unoszone wodą ładunki przeciwne (kationy).



Ryc. 8. Schemat pola elektrycznego powstałego w wyniku filtracji wód gruntowych wododziału.

Różnicę potencjałów powstałą wskutek filtracji wody w skałach przepuszczalnych można wyliczyć na podstawie wzoru:

$$V = \frac{\varphi EP \rho}{4 \pi \eta}$$

$\varphi$  — różnica potencjałów między warstwą anionów adsorbowanych ściankami por i kanalików a ruchomymi kationami cieczy,

$E$  — stała dielektryczna cieczy (wody),

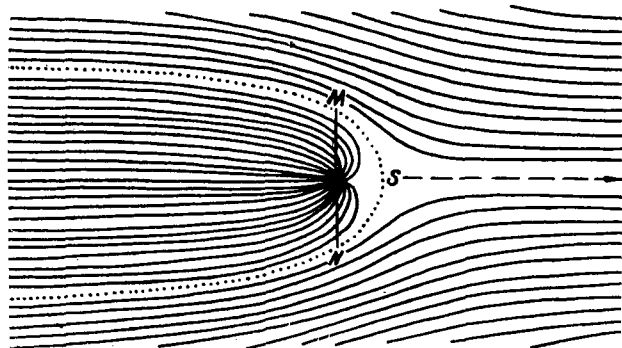
$P$  — różnica ciśnień na początku i końcu drogi filtracji,

$\rho$  — opór właściwy cieczy (wody),

$\eta$  — lepkość cieczy (wody).

Jak wynika ze wzoru, jeśli w procesie filtracji skład chemiczny wody i jej fizyczne stałe nie ulegają zmianie, to różnica potencjałów będzie wprost proporcjonalna do spadku hydraulicznego przepływu podziemnego. Dlatego też metoda elektrycznego pomiaru pola filtracji jest najbardziej odpowiednia dla szybko płynących, niegłęboko występujących wód podziemnych. Prócz tego metodą tą można wykryć wypływy źródeł wstępujących, które zaznaczają się obszarem potencjałów dodatnich. W rejonach z silnie rozwiniętym krasem wyraźnie odznaczają się w polu elektrycznym miejsca intensywnej infiltracji wód powierzchniowych, a także drogi przepływu wód krasowych i szczelinowych. Prowadząc badania hydrogeologiczne w utworach aluwialnych dolin rzecznych za pomocą elektrycznego pola filtracji, można wykryć odcinki, na których wody rzeczne są zasilane wodami podziemnymi i odwrotnie, drenaż wód powierzchniowych przez dno i brzegi koryta rzeki. W tym celu prowadzi się zwykle profil wzdłuż doliny w bezpośredniej bliskości koryta rzeki i sporządza wykres potencjału pola elektrycznego. Odcinki z ujemnymi anomaliami będą oznaczać drenaż wód podziemnych i na odwrót.

Połączenie wyżej wymienionej metody z hydrometrią pozwala zlokalizować miejsca ucieczki lub intensywnego zasilania wód rzecznych, a następnie określić ich wielkość. Metodą elektrycznego pola filtracji można także wykorzystać przy badaniu filtracji wód poprzez zapórę wodną, wokół niej, a także przy zagadnieniach wodociągowych (ucieczki wód z rurociągów, korozje metalu).



Ryc. 9. Deformacja kierunku spływu wód podziemnych pod wpływem pompowania (wg W. N. Szczetkaczowa).

Bardzo interesująco przedstawia się możliwość zastosowania powyższej metody do obserwacji leja depresyjnego w czasie próbnego pompowania. Jak wiadomo, jedną z metod określenia dynamicznych zasobów niegłęboko leżących wód podziemnych jest metoda oparta na analizie formy i zasięgu leja depresyjnego powstałego w czasie próbnego pompowania (ryc. 9).

$$q = \frac{Q_{st}}{2MN}$$

gdzie  $Q_{st}$  — wydajność otworu studziennego

$2MN$  — szerokość strefy alimentacyjnej otworu studziennego przy danej wydajności  $Q_{st}$ .

Dla poznania formy leja depresyjnego, jego promienia i szerokości  $2MN$  (strefa alimentacyjna) wykonuje się sieć otworów wiertniczych, w których prowadzi się stałe obserwacje poziomu lustra wody w czasie próbnego pompowania. Ze względów ekonomicznych wiercenie stosunkowo dużej ilości otworów obserwacyjnych znacznie zwięża zakres stosowania powyższej metody, jakkolwiek z punktu widzenia hydrogeologii przedstawia ona dużą wartość. Za pomocą elektrycznego pola filtracji można poważnie ograniczyć ilość otworów obserwacyjnych, a czasem zupełnie z nich

# DZIENNIK POŁOWY

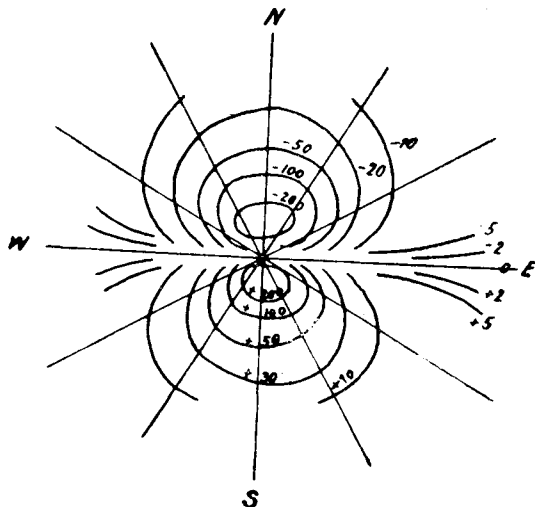
*Temat: określenie kierunku i szybkości przepływu wód podziemnych, metodą Tadamku elektrycznego*

Rejon prac \_\_\_\_\_ otwór wiertniczy \_\_\_\_\_ Data \_\_\_\_\_  
 Pogoda \_\_\_\_\_  
 Głębokość zalegania warstwy wodonosnej \_\_\_\_\_ Ilość linii profilowych \_\_\_\_\_  
 Potencjometr nr \_\_\_\_\_ Operator \_\_\_\_\_  
 Kierownik zespołu \_\_\_\_\_

Nr. izolacji	Nr. i azymut linii prof.	I seria			II seria				III seria				IV seria				Uwagi:				
		t <sub>1</sub>	r <sub>1</sub>	t <sub>s</sub>	t <sub>2</sub>	r <sub>2</sub>	Δ <sub>1</sub> t	Δ <sub>1</sub> r	V <sub>1</sub>	t <sub>3</sub>	r <sub>3</sub>	Δ <sub>2</sub> t	Δ <sub>2</sub> r	V <sub>2</sub>	t <sub>4</sub>	r <sub>4</sub>		Δ <sub>3</sub> t	Δ <sub>3</sub> r	V <sub>3</sub>	
I	1. NW	14 <sup>00</sup>	15,00		17 <sup>00</sup>	15,00	—	—	—												
	2. N	14 <sup>05</sup>	14,90		17 <sup>05</sup>	14,94	2,25	0,04	0,4 <sup>m/d</sup>												
	3. NE	14 <sup>12</sup>	14,80	14 <sup>40</sup>	17 <sup>12</sup>	14,90	2,32	0,10	0,95 <sup>m/d</sup>												
	4. E	14 <sup>15</sup>	16,20		17 <sup>15</sup>	16,37	2,36	0,17	1,56 <sup>m/d</sup>												
	5. SE	14 <sup>19</sup>	15,36		17 <sup>25</sup>	15,61	2,45	0,25	2,17 <sup>m/d</sup>												
	6. S	14 <sup>25</sup>	14,70		17 <sup>28</sup>	14,83	2,48	0,13	1,10 <sup>m/d</sup>												
	7. S.W.	14 <sup>30</sup>	14,15		17 <sup>32</sup>	14,23	2,53	0,08	0,66 <sup>m/d</sup>												
	8. W	14 <sup>32</sup>	14,58		17 <sup>41</sup>	14,60	3,01	0,02	0,16 <sup>m/d</sup>												

\* t<sub>s</sub> - czas opuszczenia w wodę woreczka z solą  
 Δ<sub>1</sub>t = t<sub>2</sub> - t<sub>s</sub> ; Δ<sub>2</sub>t = t<sub>3</sub> - t<sub>2</sub> ..... i. t. p.

zrezygnować. Proces obserwacji wahań lustra wody w otworach wiertniczych można by zastąpić kolejnymi zdjęciami pola elektrycznego, przy czym częstotliwość pomiarów można by dostosować do warunków hydrogeologicznych badanego odcinka. Należy jednak



Ryc. 10. Naturalne pole elektryczne (wg J. W. Jakubowskiego i Z. L. Liachowa). Strzałka wskazuje kierunek sptywu wód podziemnych.

nadmienić, że prace przygotowawcze do badań geoelektrycznych (wytyczenie linii profilowych i inne) są pracochłonne i czas potrzebny dla ich wykonania stanowi poważną pozycję w badaniach. W przypadku stałych obserwacji pola elektrycznego na tym obszarze (obszar objęty wpływem próbnego pompowania), wystarczy jednorazowe przygotowanie linii profilowych, co pozwala na wysoką częstotliwość pomiarów i zapewnia ciągłość obserwacji.

Zakresu stosowania metod pola elektrycznego nie wyczerpują podane przykłady, teoretycznie jest on znacznie szerszy, gdyż pozwala badać wszystkie zagadnienia związane z filtracją niegłębokich wód podziemnych. Ponieważ jednak w hydrogeologii metoda ta znalazła zastosowanie dopiero w ostatnich latach, brak podstaw metodycznych nie pozwala na jej całkowite wykorzystanie. Do chwili obecnej stosuje się ją do określenia przepływu wód podziemnych, gdy teoretycznie możliwe jest także wykorzystanie jej do określenia i szybkości tego przepływu.

Badanie kierunku przepływu wód podziemnych metodą pola elektrycznego przeprowadza się w następujący sposób. Na miejscu pomiarów zakłada się topograficzną sieć sześciu wzajemnie przecinających się (pod kątem 30°) linii. Na ich przeciwległych końcach w odległości około 10—20 m od środka ustawia się nie polaryzujące elektrody i za pomocą potencjometru odczytuje się różnicę potencjałów. Dla uniknięcia błędów powstałych z ewentualnej polaryzacji elektrod, po dokonaniu pierwszego pomiaru zamienia się ich miejsca i przeprowadza powtórny pomiar. Podob-

nie wykonuje się pomiary na pozostałych pięciu liniach. Elektrody umieszcza się w specjalnie przygotowanych na ten cel dołkach, a gdy gleba jest nadmiernie sucha, zwilża się ją wodą (mniej więcej na godzinę przed pomiarem). Dane z pomiarów zapisuje się w specjalnie przygotowanym dzienniku polowym i w trakcie badań przenosi się je na plan, na którym w odpowiedniej skali nanosi się otrzymane w wyniku pomiarów różnice potencjałów, łącząc je odpowiednio liniami. Powstała figura przypomina cyfrę 8 (ryc. 10), górna i dolna jej część określa linię przepływu podziemnego potoku, a rosnące wartości potencjału — kierunek spływu wody.

Prócz pomiarów, określających kierunek przepływu wody w jednym punkcie, prowadzi się niekiedy zdjęcia pola elektrycznego na dużych powierzchniach, ich wyniki pozwalają sporządzić mapę hydroizohips. Metodyka przeprowadzania badań tego typu jest analogiczna jak przy badaniach złóż surowców mineralnych, z tą różnicą że linie profilowe rozmieszcza się

nie prostopadle, lecz równoległe do kierunku przypuszczalnego przepływu wód podziemnych.

\*

W praktyce terenowej dla celów hydrogeologii stosuje się opisane metody badań (potencjału i elektrycznego pola filtracji) zwykle w połączeniu z podstawowymi metodami elektrooporowymi (sondaż, profilowanie, karotaż), co pozwala na podstawie wykonanych wierceń prowadzić poszukiwania i badania wód podziemnych w różnych warunkach geologicznych. Rezultaty publikowanych w ostatnich latach prac pozwalają przypuszczać, że już w najbliższym czasie metody geoelektryczne będą stosowane powszechnie w kompleksowych badaniach hydrogeologicznych, szczególnie przy poszukiwaniach wody, np. dla rolnictwa, gdzie zapotrzebowanie jest stosunkowo niewielkie, a tym samym ogranicza zakres wykorzystania wierceń dla celów badawczych (przesłanki ekonomiczne).