

GEOFIZYKA A POSZUKIWANIA WODY

Pierwsze stwierdzenia w dziedzinie geoelektrycznej datują się od r. 1820, lecz dopiero po pierwszej wojnie światowej przedsięwzięto prace geofizyczne w sposób racjonalny. Przy poszukiwaniach geofizycznych stosujemy prawa fizyczne do badania podziemia celem odkrycia minerałów użytecznych, ropy, rud, wody itd. lub do wykonania prac inżynierskich, na koniec dla poznania geologicznej budowy podziemia.

Istnienie elementów różnorodności w geologii skłania do uciekania się do poszukiwań geofizycznych, przy czym poszukiwania geologiczne i poszukiwania geofizyczne wzajemnie się uzupełniają. Nie mamy bowiem prawie nigdy dostatecznych danych dla uniknięcia problemów złożonych i niestety często obfitujących w nieprzyjemne niespodzianki.

Przez cały czas poszukiwań jest konieczna ścisła współpraca geologa i geofizyka. Geofizyka nie może zastąpić geologii, a geologia często nie wystarcza już samej sobie. Krótko mówiąc — studium budowy geologicznej rozpoczyna geolog, a gdy geologia okazuje się bezsilna, wówczas przychodzi kolej na geofizyka do włączenia się do poszukiwań. Znajdzie on w swoim arsenale jedną albo kilka metod (najpierw dla określenia przybliżonego a następnie dla dokładnego oznaczenia) w celu otrzymania koniecznych wskazań, dotyczących budowy geologicznej. Zwracamy jednak uwagę, że ge-

fizyka nie jest podporządkowana geologii. Może ona iść całkowicie samodzielnie, gdy nie może być wspomagana geologicznie. Przed podjęciem pracy geofizycznej konieczna jest mniej więcej ogólna znajomość geologii regionalnej, gdyż inaczej badania nie mogą być racjonalne. Jeżeli bowiem geofizyk zna rodzaj problemu do rozwiązania i przybliżoną sytuację geologiczną terenu, będzie mógł wybrać lepszą metodę, bardziej dostosowaną do jego rozwiązania. Będzie mógł dzięki temu uniknąć chodzenia po omacku. Krótko mówiąc, im bardziej dane geologiczne są niepewne, tym większego wysiłku wymaga się od geofizyki.

Istnieje kilka metod poszukiwań geofizycznych. O wyborze decydują lokalne warunki geologiczne: obecność dobrych reperów ilastych narzuca zastosowanie metod elektrycznych, a obecność dobrych reperów wapiennych — metod sejsmicznych.

Należy zanotować, że przy poszukiwaniach wody metody sejsmiczne i magnetyczne były stosowane. W okolicach Hamburga poszukiwano wody za pomocą wagi skręceń i przy znajomości zdjęcia grawimetrycznego przesledzono pod przykryciem terenu młodymi osadami drogi starych łożysk rzecznych, które określają dzisiaj położenie pewnych zbiorników wodnych. Jednak dopiero metody elek-

tryczne pozwalają znaleźć dostateczne rozwiązania większości problemów dotyczących wód gruntowych.

Istnieje duża różnorodność metod elektrycznych. W artykule tym ograniczymy się tylko do metod elektrycznych prądu stałego. Warianty metody prądu stałego otrzymały nazwy: „zdzjęć oporowych“, „zdzjęć potencjałowych“, „sondowań elektrycznych“ itd.

Nierównomierności w rozdziale przewodnictwa elektrycznego powodują anomalie elektryczne. Do rozpoznania złóż minerałów i rud, węgla, wód gruntowych, osadów wodonośnych itp. stosuje się tę metodę. Stosuje się ją również do rozpoznania budowy geologicznej i przy problemach inżynierskich, takich jak: tunele, przekopy, fundamenty, zsuwy itd.

Ponieważ woda zawierając sole mineralne tworzy w ogólności ze skał i z różnych formacji geologicznych elementy przewodzące (w wypadku przewodnictwa jonowego), wobec tego okazało się, że do poszukiwań wody należy wykorzystać przede wszystkim zjawiska elektryczne. Okazało się też w istocie, że metoda sondowania elektrycznego jest dotychczas najlepszą metodą do określenia osadów wodonośnych. W ogólności warstwy holoceniowe i plejstoceniowe (górną warstwą ziemi) zawierają osady z wodami gruntowymi.

Mięszość tych warstw może się zmieniać mniej więcej w granicach od kilku do 400 metrów. Rzadko spotyka się warstwy holoceniowe i plejstoceniowe o miąższości przekraczającej 400 m.

Jak później zobaczymy, porowatość osadów wodonośnych prowadzi do zwiększenia ich przewodnictwa elektrycznego tak, że często ich elektryczny opór właściwy zmniejsza się do $3 \cdot 10^3$ — $1,5 \cdot 10^4$ Ω cm. Stwierdzono czasem opór właściwy rzędu 500 a nawet 5 Ω cm.

Formacje towarzyszące (spąg formacji wodonośnych) okazują często elektryczne opory właściwe od 10^6 do 10^{11} Ω cm. W podobnych przypadkach w geofizyce praktycznie uważa się opór właściwy rzędu 10^{11} Ω cm za opór nieskończenie wielki. Trzeba zwrócić uwagę, że za pomocą metod elektrycznych nie potrafimy w pewnej formacji geologicznej odróżnić wód swobodnych do ujęcia od wód uwięzionych w skale. Na przykład, woda zamknięta w skałach nieprzepuszczalnych jest często bardziej przewodząca niż woda piasków wodonośnych. Jedynym parametrem fizycznym, za którego pomocą można by dokładnie odróżniać skały suche od skał nasyconych wodą, jest przewodnictwo elektryczne. Doświadczenie wskazuje, że nie ma widocznej różnicy między przewodnictwem skały słabo nasyconej wodą i przewodnictwem elektrycznym tej samej skały, gdy tworzy ona rzeczywiste zbiorniki wodny. W hydrogeologii sama tylko metoda geoelektryczna nie wystarcza do określenia prawdopodobnej ilości wody ani, stanu, w którym woda ta występuje. Zmia-

ny ciśnienia na ogół w bardzo małym stopniu wpływają na własności fizyczne. Na podstawie pomiarów geofizycznych nie będzie można również powiedzieć, czy woda znajduje się pod ciśnieniem (woda artezyjska) czy też w równowadze, w postaci horyzontu o stałym ciśnieniu.

Za pomocą metod geoelektrycznych możemy sprecyzować, przez szybką prospekcję, wielkość zbiornika wodonośnego, jeżeli istniejącymi wierceniami poznano rodzaj wody i porowatość terenu. Tylko dzięki metodom prospekcji pośredniej interwencja geofizyka jest usprawiedliwiona dla ewentualnego sprecyzowania budowy podziemia. Można więc rozwiązywać problemy hydrologiczne, jeżeli są one rozwiązalne geofizycznie. Metodami geoelektrycznymi próbujemy najpierw znaleźć osady wodonośne i następnie zlokalizować ewentualne miejsca, w których występuje największa ilość wody, najlepsze krążenie i w konsekwencji możemy mieć najlepszy debit. Można ewentualnie określić jakość wody, czy jest ona pitna czy nie, i stopień jej mineralizacji.

Przed omówieniem metod geoelektrycznych zastosowanych do poszukiwań hydrogeologicznych jest konieczne przytoczenie kilku słów na temat pewnych zagadnień o pierwszorzędym znaczeniu, tj. o porowatości, przepuszczalności, składzie ziarnowym, powierzchni właściwej itd.

Znamiona porowatości i przepuszczalności formacji geologicznych zostały już poznane. Obecnie pozwolimy sobie bliżej zająć się tymi zagadnieniami, ponieważ niezajomość ich była wielokrotnie przyczyną błędów.

Często wierzą i wierzy się jeszcze, że ilość wody w formacji wodonośnej zależy od jej porowatości i przewodnictwa elektrycznego. Po bliższym zbadaniu zagadnienia nie zawsze się ono tak przedstawia, gdyż otrzymano również wyniki wręcz przeciwne. To znaczy, że ilość wody możliwej do eksploatacji niekoniecznie zależy od porowatości i przepuszczalności elektrycznej (przewodnictwa elektrycznego) formacji geologicznej.

Weźmy dla przykładu ily. Iły mają porowatość od 40 do około 48%, lecz ziarna ich są tak małe i odległości między nimi są tak minimalne, że woda w nich nie może nigdy swobodnie krążyć. W ilych brak jest swobodnej cyrkulacji, woda jest przeważnie zmineralizowana i mineralizacja jej bardzo obniża elektryczny opór właściwy formacji. Widzimy więc, że chociaż porowatość ily dochodzi do 48%, ily tworzą osady najmniej nas tu interesujące z punktu widzenia eksploatacji wody. Interesująca jest przepuszczalność osadów wodonośnych, a co za tym idzie swobodne krążenie wody. W pewnej objętości ziarn o jednolitej średnicy porowatość nie zależy od średnicy ziarn i waha się teoretycznie od 26 do 48% odpowiednio do sposobu ułożenia ziarn, które są mniej lub więcej ściśnione. Natomiast przepuszczalność zmienia się proporcjonalnie do średnicy ziarn. Najlepsze

warunki występują wówczas, gdy skład ziarnowy osadów wodonośnych jest mieszany. Podkreślamy więc, że skład ziarnowy osadów jest ważnym czynnikiem w hydrogeologii,

Ważnym do zanotowania zagadnieniem jest również „powierzchnia właściwa“ ziarn. Wiemy już, że jeżeli średnice ziarn są małe, to prawdopodobieństwo wielkiej porowatości wzrasta. Jeżeli ziarna są drobne, to mineralizacja wody wzrasta i wskutek tego elektryczny opór właściwy formacji obniża się. Można obliczyć i zobaczyć, że przy mieszanym składzie ziarnowym (np. żwiru i piasku) porowatość obniża się proporcjonalnie do r^3 (gdzie r jest promieniem ziarn żwiru), ponieważ zmniejsza się ona proporcjonalnie do $1/4$ objętości każdego ziarna. Z drugiej strony będziemy mieli duże pory zwiększające porowatość proporcjonalnie do r^2 . Widzimy, że nie skompensuje to całkowicie straty. Tak więc przy składzie ziarnowym mieszanym porowatość całkowita maleje i elektryczny opór właściwy formacji powiększa się.

Z punktu widzenia hydrogeologicznego należy powiedzieć, że przy małych porach siła adhezji i efekt kapilarny są tak duże, że niemożliwe jest swobodne krążenie wody, jeśli nie wytworzymy sztucznej depresji lub ciśnienia powietrza. Przeciwnie zaś, jeżeli pory są duże, to woda może łatwiej krążyć. W rezultacie widzimy, że czynnikiem, który nas interesuje przy poszukiwaniach wody, jest porowatość efektywna a nie porowatość całkowita.

Streszczając możemy powiedzieć, że wydajność ujęcia wody w aluwjach jest określona w zasadzie ich przepuszczalnością i intensywnością cyrkulacji naturalnej. Są to dwie funkcje składu ziarnowego złóż wodnych i ich struktury geologicznej. Skład ziarnowy i powierzchnia właściwa w istocie rzeczy dostatecznie charakteryzują elektryczny opór właściwy podziemia i w konsekwencji są one najlepszym środkiem do poszukiwań osadów wodonośnych z charakterystycznymi dla nich przepuszczalnościami albo lepiej wydajnościami.

Jak widzieliśmy, w piaskach (skład ziarnowy jednorodny) porowatość nie zależy od średnicy ziarn, przepuszczalność ich wzrasta ze średnicą ziarn, a ich elektryczny opór właściwy jest również niezależny od średnicy ziarn.

W mieszaninie piasku i żwiru (skład ziarnowy mieszany) porowatość całkowita maleje, przepuszczalność wzrasta proporcjonalnie do odstępów dookoła żwirów i elektryczny opór właściwy również wzrasta stosownie do zmniejszania porowatości całkowitej.

W aluwjach właściwy opór elektryczny zmienia się od jednego punktu do drugiego stosownie do zmian składu ziarnowego podłoża. To stwierdzenie jest bardzo ważne dla wydajności osadów. Jeżeli występują ziarna o dużej średnicy, to pompowanie wody jest o wie-

le łatwiejsze i wygodniejsze niż w przypadku przeciwnym. Z całej tej dyskusji można będzie otrzymać następujące dwa wnioski:

1. Aluwia o składzie ziarnowym mieszanym mają najlepszą przepuszczalność.

2. Zmiany porowatości rejestrowane są przez zmiany elektrycznego oporu właściwego.

Geologia i hydrogeologia nie pozwala nam na określenie krętych form starych łożysk rzecznych, biegu ukrytych meandrów, umykających również rekonesansowi wiertniczemu, istnienia w podziemiu wielkich bloków eratycznych i głazików, miejsc, w których cyrkulacja wody jest bardzo łatwa. Tylko dzięki geofizyce dochodzimy do zlokalizowania miejsc najbardziej pomyślnych dla ujęcia wody. Ażebymy mieć dobry debit, należy mieć:

1) dobry skład ziarnowy, to znaczy mieszaninę wielkich i małych ziarn (bloki, głaziki, żwir, krzemienie itd.);

2) dobre warunki hydrogeologiczne, to znaczy:

- a — duży basen alimentacyjny,
- b — basen zlewowy o układzie geologicznym dostatecznie nieprzepuszczalnym,
- c — rezerwy podziemne (porowatość efektywna i objętość aluwii) dostateczne i realne,
- d — dostateczną przepuszczalność w masie samej rezerwy, aby dopuszczała łatwe i ciągłe wydobywanie wody.

Generalnie należy poszukiwać starych albo raczej pierwszych łożysk, jakie miały rzeki, ponieważ na początku zasypywania aluwialnego, to jest podczas okresu ocieplenia, który nastąpił po pierwszym zlodowaczeniu, reżimy potokowe, które wówczas panowały, tak z powodu stromości spadów łożysk, jak i znacznego debitu są miejscem największych złóż. W tych miejscach występuje duża przepuszczalność i w naszych czasach, dzięki ułatwionej zawsze cyrkulacji w nich wody. Złoża te są miejscem bardzo ważnych prądów podrzecznych. Współczesne łożyska rzek są zawsze świeżymi łożyskami, odpowiadającymi ostatnim osadom, zawsze bardzo drobnym, bardzo często ilastym, bardzo mało przepuszczalnym i z powodu tego ogólnie najmniej podatnym dla dostarczenia interesującego debitu.

Rekonesans geoelektryczny stosuje się równie dobrze do poszukiwań wody jak i do wszelkich innych celów. Nawet gdy celem prospekcji nie będzie woda, należy starać się pomierzyć opory właściwe wód występujących na terenie poszukiwań. Bo czyż nie woda w większości wypadków jest elementem przewodzącym skał, a zwłaszcza woda zmineralizowana?

Jeżeli poszukiwania w pewnym ośrodku są prowadzone tylko za wodą, to należy koniecznie poznać opory właściwe wód tego ośrodka i jego okolic, oczywiście jeżeli dostęp do wód jest możliwy. Stwarza nam to przeważnie lep-

sze możliwości odpowiedzi na pytanie, czy osady wodonośne w danym ośrodku występują, i pozwala na określenie ich głębokości, wielkości oraz jakości wody (woda pitna, woda zmineralizowana itd.).

Często zachodzą wypadki, że wartości pomierzonych oporów właściwych terenu (pozornych oporów właściwych) są tak duże, iż na ich podstawie nie możemy wyobrazić sobie możliwości występowania wody, a tymczasem w istocie podłoże jest miejscem występowania znacznych osadów wodonośnych. Zachodzi to w wypadku dość czystych wód występujących w żwirach albo otoczakach o wielkiej przepuszczalności i bez osadów ilastych. W praktyce geofizycznej spotykano się często z podobnymi wypadkami. Mierzono opory właściwe wód dochodzące do 250 Ω m.

Znajomość oporu właściwego pozwala nam zawsze na obliczenie i lepsze poznanie wartości oporu właściwego skał podłoża, jak również i na lepsze określenie strefy nasyconej wodą.

Pomierzone przez Fischa opory właściwe wód zamykają się w granicach od 14 do 250 Ω m, gdy pozorne opory właściwe osadów wodonośnych wahały się między 10 a 400 Ω m.

Na terenach ze słodkimi i towarzyszącymi im słonymi wodami zmiany oporu byłyby zawarte w jeszcze szerszych granicach. Z tego wynika, że:

1) pozorne opory właściwe osadów wodonośnych zmieniają się równolegle albo mniej więcej równolegle do zmian oporu nasycających je wód;

2) osady tego samego terenu wykazują bardzo znaczne zmiany oporu właściwego, a w konsekwencji i składu ziarnowego w stosunkach od 1 do 3 aż do 1—7 dla osadów odpowiednio najmniej i najbardziej przepuszczalnych.

Widzieliśmy, że opór właściwy osadów może się zmieniać w dużych granicach. Należy jednak zwrócić uwagę, że stosunkowo niskie opory właściwe odpowiadają osadom zapiaszczonym i piaszczysto gliniastym (słabe debity), najwyższe aluwiom o dużej zawartości żwiru (wspaniałe debity). Jest to skutkiem odwrotnej zależności między oporem właściwym z jednej

strony a przepuszczalnością aluwiów z drugiej strony.

Pomierzony opór właściwy skały wapiennej suchej wyniósł 680 Ω m. Opór tego samego wapienia w stanie wilgotnym wynosił tylko około 400 Ω m.

W ogólności wtedy, gdy opór właściwy osadów wynosi poniżej 6 Ω m, to można wnioskować, że prawdopodobnie woda z tych osadów nie nadaje się do picia. Zawartość 0,25% soli w wodzie pitnej według Bruckshaw, jest graniczna dla człowieka. Dla zwierząt granica ta podnosi się do 0,7%.

Przykładowo Poldini przytacza dla wody z rzeki opór właściwy w wysokości 50 Ω m, a dla wody z solą mineralną opór właściwy schodzący aż do 0,05 Ω m.

Cyfry te zostały przytoczone tylko tytułem informacji jako wskaźnikowe i są one tylko przybliżone.

Jeżeli woda szybko krąży w otoczakach, żwirach i głazikach, to mamy często do czynienia z wysokim pozornym elektrycznym oporem właściwym terenu. Szybkość ruchu wody nie pozwala jej na obciążenie się w tych miejscach solami elektrolitycznymi. Ażeby opór właściwy obniżył się, trzeba między innymi, aby woda pozostawała przez jakiś czas w warstwach wodonośnych.

(tłum. z francuskiego L. Roman).

L I T E R A T U R A

Bruckshaw J. (Mac Grava), Dixey F. — Ground water investigation by geophysical methods. „The Mining Magazine“ vol. 50, nr 2, s. 73—84. London 1934.

Caniard L. — La prospection géophysique. Paris 1950.

Ceccaty R. P., Jabel — Application des méthodes géophysiques aux recherches d'eau. (L'eau, Asniers).

Fisch W. — L'application des méthodes géo-électriques à la recherche de l'eau. Paris 1952.

Königsberger J. — Aufsuchung von Wasser mit geophysikalischen Methoden. Beiträge zur angewandten Geophysik, 1933.

Merlin M. — International water supply association. Amsterdam congress 1949.

Poldini E. — La prospection électrique du sous-sol. Lausanne 1947.

Rothé E., J.-P. — Prospection géophysique. Paris 1952.