

Możliwości wykorzystania energii geotermalnej w rejonie aglomeracji warszawskiej na tle analizy kosztów finansowych

Mariusz Socha¹, Andrzej Sadurski¹, Lesław Skrzypczyk¹



M. Socha



A. Sadurski



L. Skrzypczyk

Possibilities of geothermal energy utilisation in the Warsaw urban area on the background of cost analysis. Prz. Geol., 64: 481–488.

A b s t r a c t. The Warsaw region has opportunity to utilise geothermal energy for heating and recreation. Lower Cretaceous and Lower Jurassic aquifers are the most prospective for the utilisation of this renewable energy. The heat flow value is low in this region and does not exceed 60 mW/m². The hydrogeological factor of exploitation wells is the permeability of the aquifers and possibility of thermal water flow. The active porosity at a depth of 3000 m is too low for groundwater abstraction. Investments in geothermal installations are not profitable and are not supported by local communities. Thus, the investment in geothermal installation bears

a significant economic risk. Expected Monetary Value (EMV) is the proposed method for evaluation of profitable expected economic effect. The hazards of economic losses or yield of profit are the basis for the decision makers.

Keywords: geothermal energy, thermal water, cost analysis

W latach 70. XX w. miały miejsce poważne międzynarodowe kryzysy energetyczne. Ich efektem był drastyczny wzrost cen nośników energii (głównie ropy naftowej), ograniczenie dostaw ropy oraz zastosowanie przez kraje OPEC (ang. *Organization of the Petroleum Exporting Countries*) embarga wobec Stanów Zjednoczonych Ameryki. Społeczność międzynarodowa zrozumiała wówczas, że zasoby surowców energetycznych są ograniczone, a dostęp do nich podlega silnej presji politycznej. Poza tym, raporty szeregu instytucji naukowych od dawna wskazują, że nadmierne eksploatowanie i spalanie konwencjonalnych źródeł energii prowadzi do bardzo niekorzystnych zmian w środowisku naturalnym. Światowy rozwój gospodarczy, a co za tym idzie zwiększone zapotrzebowanie na paliwa i energię, powoduje wzrost emisji gazów cieplarnianych w takiej skali, że staje się to problemem ekologicznym o zasięgu światowym. Wymaga to zatem szeroko zakrojonych działań społeczności międzynarodowej dla przewidywania i zmniejszania skali tego zjawiska. O podjęciu takich działań zdecydowano na konferencji w sprawie zmian klimatu, która odbyła się w grudniu 2015 r. Na jej zakończenie w Paryżu sto dziewięćdziesiąt pięć krajów przyjęło porozumienie klimatyczne, którego głównym celem jest powstrzymanie do końca wieku globalnego ocieplenia tak, żeby jego poziom wzrostu utrzymał się poniżej 2°C. Według sygnatariuszy porozumienia działania zmierzające do redukcji emisji dwutlenku węgla będą się odbywały poprzez wprowadzanie nowych technologii i zwiększenie udziału odnawialnych źródeł energii w bilansie energetycznym (www.mos.gov.pl).

Wiodącą rolę w procesie wzrostu wykorzystania odnawialnych źródeł energii (OZE) odgrywa Unia Europejska, która postawiła sobie cel, żeby w 2020 r. udział odnawialnych źródeł energii w jej końcowym zużyciu energii brutto osiągnął poziom 20%. Polska, jako członek Unii Europejskiej, w dokumencie strategicznym „Polityka energetyczna

Polski do roku 2030” (Obwieszczenie Ministra Gospodarki ..., 2010) przyjęła za cel krajowy, żeby w 2020 r. udział odnawialnych źródeł energii w końcowym zużyciu energii brutto osiągnął 15% i wzrastał w latach następnych. Realizacja przyjętych założeń może odbywać się między innymi przez maksymalne wykorzystanie potencjału energetycznego wód termalnych, których złoża posiada nasz kraj.

W porównaniu z innymi OZE, jak energia słoneczna czy energia wiatru, energia geotermalna ma szereg zalet. Instalacja geotermalna jest stabilna w eksploatacji i zapewnia stałą produkcję energii w czasie, poza tym w sposób bardzo ograniczony ingeruje w krajobraz i środowisko. Istnieje także możliwość wykorzystania odpowiednio zmierzalowanych wód termalnych nie tylko w energetyce, ale też do innych celów, na przykład w balneoterapii i rekreacji (Kepińska & Tomaszewska, 2010; Kepińska, 2013). Jednym z regionów szczególnie perspektywnym dla wykorzystania wód termalnych w naszym kraju jest nieka płocka (warszawska), a w jej obrębie szczególnie obszar aglomeracji warszawskiej. W jej południowej części jest planowane wykorzystanie wód termalnych w ciepłownictwie i rekreacji. Na przykładzie modelu ekonomicznego planowanej inwestycji w zagospodarowanie wód termalnych południowej części aglomeracji warszawskiej można prześledzić zastosowanie metod NPV (*Net Present Value* – wartości bieżącej netto) i EMV (*Expected Monetary Value* – oczekiwany efekt finansowy) w ocenie rentowności inwestycji geotermalnych.

BUDOWA GEOLOGICZNA NIECKI WARSZAWSKIEJ

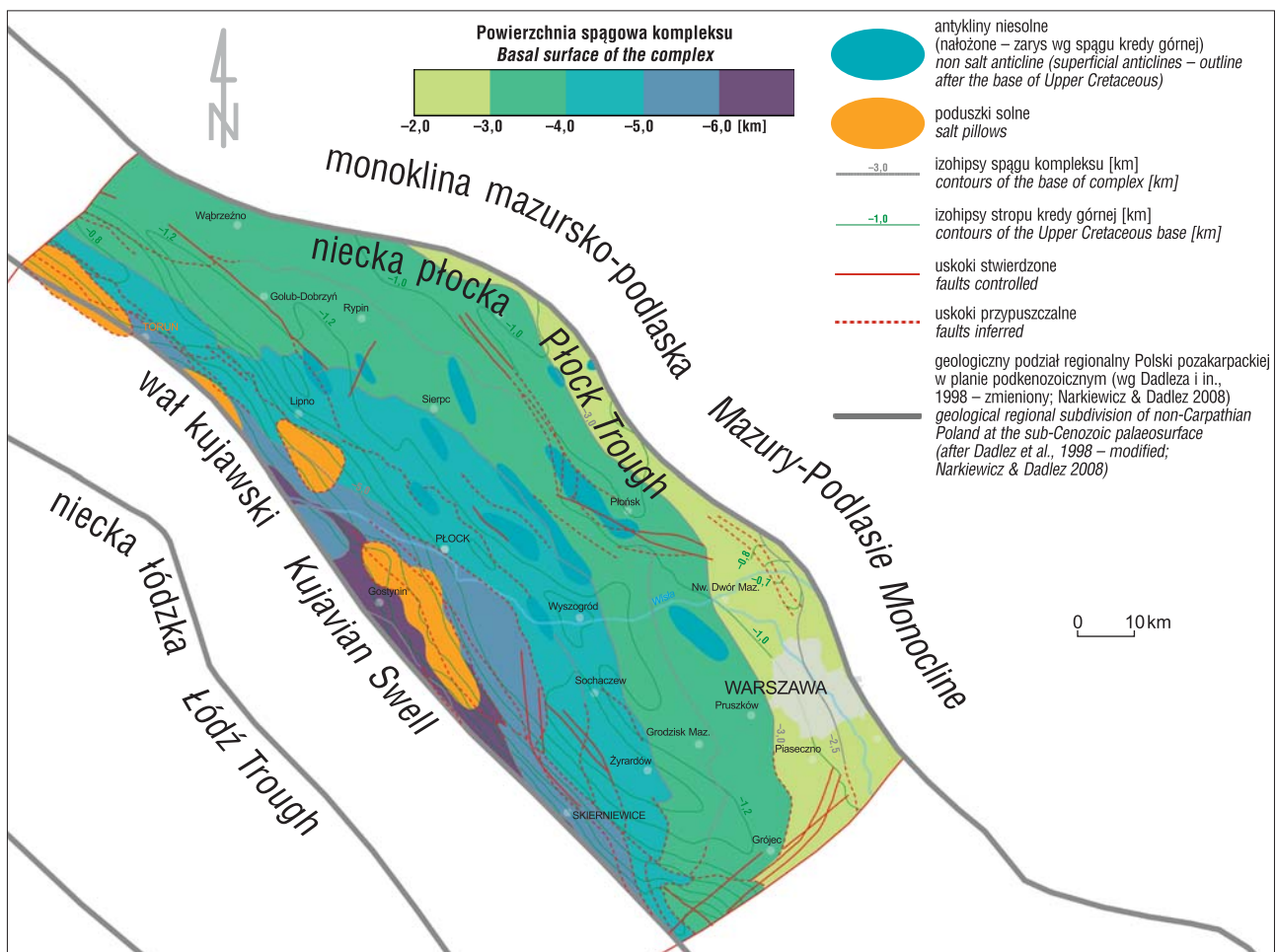
W warstwach permu i mezozoiku wzdłuż strefy granicznej platformy wschodnioeuropejskiej i zachodnioeuropejskiej (strefa szwu transeuropejskiego TESZ) rozwinął się basen polski. W całym okresie rozwoju dochodziło w jego

¹ Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; mariusz.socha@pgi.gov.pl, andrzej.sadurski@pgi.gov.pl, leslaw.skrzypczyk@pgi.gov.pl.

obrębnie do intensywnej akumulacji osadów (Żelaźniewicz i in., 2011). Inwersja tego basenu na przełomie kredy i paleo-geonu doprowadziła do powstania między innymi antyklinorium środkowopolskiego i przyległych synklinoriów – szczecińsko-lódzko-miechowskiego oraz brzeźnego (jednostki laramijskie). W dotychczasowej literaturze to drugie było określane jako niecka brzeźna. W tym synklinorium można wyróżnić jako niecki: pomorską, płocką (warszawską; ryc.1) i puławską o dość umownych granicach (Żelaźniewicz i in., 2011), które w podłożu są identyfikowane na podstawie różnic położenia spągu mezozoiku. Najgłębiej strukturalnie leży niecka płocka, znajduje to odzwierciedlenie w układzie systemów mezozoicznych antyklinorium środkowopolskiego. Progi występujące w podłożu antyklinorium mają swoją mniej wyraźną kontynuację w podłożu niecek: pomorskiej, płockiej i puławskiej, pokrywając się z uskokiem Świecie–Bydgoszcz i uskokiem Grójca (Narkiewicz & Dadlez, 2008; Żelaźniewicz i in., 2011). Region aglomeracji warszawskiej leży w obrębie segmentu warszawskiego, określanego też jako niecka warszawska, która jest wąską strukturą o rozciągłości NW–SE. Jej oś przebiega od północy z okolic Lipna przez Wyszogród w okolice Warki na południu. Od południowego wschodu ograniczają ją uskoki Grójec–Żyrów, od południowego zachodu zaś, na odcinku od Nowego Miasta aż po Dobrzyń, granica niecki pokrywa się z wgłębnym rozłamem powierzchni Moho strefy Teisseyrea-Tornquist i stanowi granicę strukturalną między

antyklinorium środkowopolskim a synklinorium brzeźnym. Jako północno-zachodnią granicę niecki przyjmuje się wgłębną linię tektoniczną Chodzież–Bydgoszcz–Brodnica, północno-wschodnia granica natomiast nie znajduje wyraźnego uzasadnienia w tektonice i jest umowna (Marek, 1982). Najstarszymi skałami stwierdzonymi w niecce warszawskiej są gnejsy i pegmatyty prekambry należące do podłoża krystalicznego, którego strop ulega znacznemu obniżeniu od ok. 2 km w rejonie Pułtuska aż do 6 km na południowy zachód od Warszawy.

Wyżej w profilu występują piaskowce, mułowce i ilowce kambru dolnego oraz środkowego, nad nimi zaś zalegają margle i wapień ordowiku, na głębokości 3570÷3640 m. (Barbacki & Bujakowski, 2010). Utwory syluru w niecce warszawskiej, zwłaszcza w jej południowej części, wykazują zmienną miąższość i są reprezentowane głównie przez fację ilastą ze znacznym udziałem fauny graptolitowej, co zostało stwierdzone w profilu otworu Kołbiel 1, na głębokości 2300÷3600 m. (Barbacki & Bujakowski, 2010). Osady dolnego dewonu są wykształcone głównie jako oldredowe łupki ilaste i pstre mułowce bogate w szczątki ryb i roślin. Natomiast utwory górnego dewonu występują w postaci wapieni i dolomitów z fauną ramienionogów. Miąższość utworów dewońskich na obszarze niecki warszawskiej waha się od kilkuset aż do 1500 m. Na nich zalegają piaskowce czerwonego spągowca pochodzenia rzeczno-geologicznego, a następnie cechsztyńskie utwory ilaste. Całość osadów



Ryc. 1. Tektonika kompleksu cechsztyńsko-mezozoicznego w niecce warszawskiej (Dadlez i in., 1998)

Fig. 1. Tectonics of the Zechstein-Mesozoic complex in the Warsaw Trough (Dadlez et al., 1998)

permu osiąga w tym regionie miąższość do 300 m. Transgresje morskie spowodowały znaczące zróżnicowanie wykształcenia utworów triasowych. Fację pstrego piaskowca reprezentują głównie piaskowce, iłowce oraz mułowce, ret i wapień muszlowy jest wykształcony w postaci dolomitów, margli i anhydrytów natomiast najwyższy trias stanowią utwory ilasto-piaszczysto-mułowcowe. Miąższość kompleksu triasowego dochodzi do 600 m (Marek, 1982; Barbacki & Bujakowski, 2010).

Jurę dolną tworzą utwory morsko-lądowe. Warstwy boruckie, zawierające skały zbiornikowe wód termalnych, to kompleks piaszczysto-mułowcowo-ilasty (utwory lądowe). Warstwy ciechocińskie są reprezentowane przez utwory typu lagunowego, warstwy olsztyńskie – osady morskie, a warstwy liwieckie przez morsko-lądowe. Cały kompleks utworów jury dolnej osiąga 150 m miąższości. W wyniku licznych cykli transgresywno-regresywnych zróżnicowany charakter sedymentacji utrzymywał się również w jurze środkowej. W tym czasie osadzały się warstwy piaszczysto-mułowcowe w facji jeziornej, a także zlepieńce, wapienie i dolomity w facji morskiej (warstwa bulasta). Miąższość utworów jury środkowej nie przekracza 50 m. Morski reżim sedymentacji w jurze górnej sprzyjał osadzeniu się miąższych (powyżej 400 m) pakietów margli i wapieni z fauną głowonogów i liliowców (Marek, 1982; Barbacki & Bujakowski, 2010). Epoka kredy dolnej na obszarze niecki warszawskiej charakteryzowała się częstymi ingresjami morskimi z sedymentacją utworów piaskowcowo-mułowcowych o niewielkiej miąższości (70 m), ale mimo to osady tego okresu mają korzystne parametry zbiornikowe dla ujmowania wód termalnych. W kredzie górnej nastąpiła wielka transgresja morska ze swoim maksymalnym zasięgiem w mastrychcie, w tym czasie osadzały się tu warstwy krzemionkowo-ilasto-wapienne z gezami i piaskami o miąższości przekraczającej 850 m (Marek, 1982; Barbacki & Bujakowski, 2010). Powierzchnia spągowa kompleksu cechsztyńsko-mezozoicznego, podobnie jak stropu podłoża krystalicznego, zapada w kierunku zachodnim i w rejonie Pułtusza znajduje się na głębokości niespełna 2 km, natomiast w rejonie Grodziska Mazowieckiego już na głębokości 3,5 km (ryc. 1). Pod koniec paleocenu nastąpiła regresja morska i aż do oligocenu obszar niecki warszawskiej był lądem, następnie rozpoczął się kenozoiczny cykl sedymentacyjny, w którym akumulowały oligoceńskie piaski kwarcowe z glaukonitem, miocene piaski kwarcowe z podwyższoną zawartością substancji organicznej i plioceńskie ropy jeziorne. Czwartorzęd jest reprezentowany przez piaski, żwiry oraz pakiety glin zwałowych (Baraniecka, 1981).

WARUNKI GEOTERMICZNE W REJONIE AGLOMERACJI WARSZAWSKIEJ

Temperatura wód podziemnych zależy od głębokości występowania poziomów wodonośnych, wartości strumienia ciepłego oraz właściwości termicznych skał w profilu geologicznym, a zwłaszcza ich przewodnictwa ciepłego (Szewczyk, 2007). Powierzchniowy strumień ciepły posiada dwie składowe: kondukcyjną – związaną z przewodnictwem ciepłym skał i konwekcyjną – w której ciepło jest przenoszone w wyniku ruchu wód podziemnych. W niektórych rejonach, także w Polsce do głębokości 1500–2000 m, wpływ na wartość gęstości powierzchniowego strumienia

ciepłego mogą mieć plejstocieńskie warunki paleoklimatyczne (Paczyński & Sadurski, 2007). Stopień gęstości strumienia ciepłego Ziemi w południowej części aglomeracji warszawskiej jest przeciętny jak na warunki polskie i przyjmuje wartości na poziomie 60 mW/m² (ryc. 2).

Konsekwencją takich wartości strumienia ciepłego jest przeciętna wartość gradientu geotermicznego, tj. przyrostu temperatury w funkcji głębokości. Wartość temperatury węgłnej tego obszaru na głębokości 1000 m wynosi ok. 30–35°C, na głębokości 2000 m (ryc. 3) przekracza 55°C, a na głębokości 3000 m osiąga nawet 85°C (Górecki i in., 2006).

Temperatury te zostały oszacowane dzięki mapom przygotowanym na podstawie wyników profilowań termicznych, wykonanych w głębokich otworach wiertniczych. Można przypuszczać, że w południowej części aglomeracji warszawskiej temperatura w stropie najpłycej występującego poziomu wodonośnego, branego pod uwagę jako zbiornik wód zmineralizowanych, tj. kredy dolnej (głębokość ok. 1150 m) wynosi ok. 30–35°C, a w stropie poziomu wodonośnego jury dolnej (głębokość ok. 1750 m), uważanego za najbardziej perspektywiczny zbiornik wód zmineralizowanych na Niżu Polskim, wynosi ok. 40–45°C (Górecki i in., 2006). Potwierdzają to wyniki pomiarów temperatury w otworze wiertniczym Czachówek-1, gdzie temperatura wód z utworów jury dolnej, pomierzona w złożu, wynosiła 45°C. Natomiast w otworze Żyrów 2, znajdującym się na południe od Czachówka, temperatura wód z analogicznego poziomu wynosiła 53°C, z tym że utwory jury dolnej w tym otworze zalegają na głębokości ok. 2350 m (Bojanowski, 1973; Bednarek & Nocoń 1989).

Należy jednak pamiętać, że dla występowania wód termalnych danego obszaru, oprócz warunków termicznych, najistotniejsze znaczenia mają warunki hydrogeologiczne określające wielkość oraz odnawialność ich zasobów.

Na rycinie 4. podano zestawienie głębokościowe porowatości całkowitej utworów osadowych Niżu Polskiego dla blisko 15 800 próbek. Kompakcyjny zanik porowatości zachodzi praktycznie do głębokości ok. 1000 m, diagenetyczny zaś do ok. 3000 m (Szewczyk i in., 2008). W praktyce można zatem przyjąć, że poniżej tej głębokości w większości przypadków na tym obszarze brak będzie istotnych wpływów wód termalnych.

WARUNKI HYDROGEOLOGICZNE W REJONIE AGLOMERACJI WARSZAWSKIEJ

Źródłem wiedzy na temat warunków występowania wód termalnych w niecce warszawskiej są dane hydrogeologiczne pochodzące głównie z głębokich otworów wiertniczych, jak również wyniki pomiarów geofizycznych (karotaże). Warstwy wodonośne w utworach jury dolnej Niżu Polskiego tworzą drobno- i różnoziarniste piaskowce przewarstwione słabo przepuszczalnymi lub nieprzepuszczalnymi iłowcami i mułowcami. Są to utwory znacznie zróżnicowane w profilu pionowym, charakteryzujące się także zmienną ciągłością rozprzestrzenienia poziomego. Mimo tego są uznawane za jeden zbiornik geotermalny typu artezyjskiego i subartezyjskiego (Szczepański, 1990; Hajto, 2008). Swobodne zwierciadło zostało stwierdzone jedynie w rejonie wschodni utworów jury dolnej. W strefach tych dochodzi do bezpośredniego zasilania zbiornika

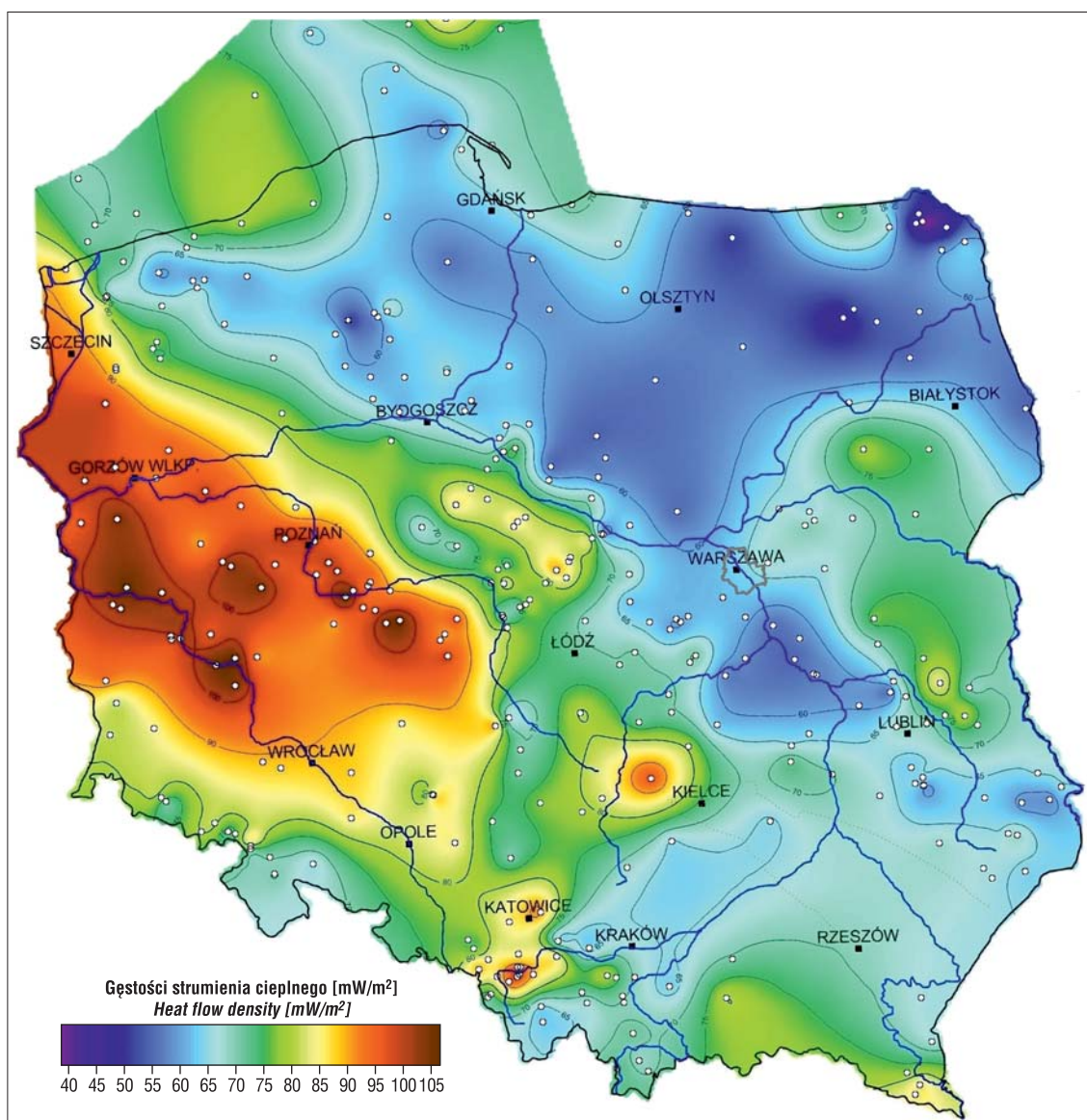


Fig. 2. Mapa gęstości strumienia ciepłego na obszarze Polski (Szewczyk & Gientka, 2009)

Fig. 2. Map of heat flow density in Poland (after Szewczyk & Gientka, 2009)

wód termalnych z opadów atmosferycznych. Zasilanie zbiornika ma także miejsce przez przesączanie w strefach pod przykryciem utworów czwartorzędowych i przez słabo przepuszczalne utwory paleogeńsko-neogeńskie. Według Góreckiego i in. (1995) strefy zasilania wód termalnych z osadów jury dolnej w południowej części aglomeracji warszawskiej znajdują się na południowy zachód od Warszawy. Za najbardziej perspektywiczne kompleksy zbiornikowe uznaje się piaskowce środkowych warstw olsztyńskich. Są one izolowane od stropu ilasto-mułowcowymi utworami pliensbachu dolnego, a od spągu ilasto-mułowcowym kompleksem warstw ksawerowskich (Hajto, 2008). W zbiorniku wód termalnych jury dolnej utwory przepuszczalne stanowią 40–80% ogólnej miąższości (Górecki i in., 2006). Przewodnictwo hydrauliczne tych warstw na większości obszaru zbiornika często przekracza wartości na poziomie $2 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$., natomiast w centralnej części niecki warszawskiej przyjmuje wartości na poziomie $1,3 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ (Górecki i in., 2006; Hajto, 2008). A zatem możliwe do uzyskania wydajności eksploatacyjne otworów w tym obszarze mogą

znacznie przekraczać wartość $100 \text{ m}^3/\text{h}$. Obszar południowej i południowo-wschodniej części aglomeracji warszawskiej charakteryzuje się pionową strefowością hydrogeochemiczną, co powoduje wzrost mineralizacji wód podziemnych wraz z głębokością oraz określone następstwo typów chemicznych (Górecki i in., 2006). Najniższą mineralizację mają wody z dolno-jurajskiego poziomu, stwierdzone na głębokości 1520 m (strop) otworem Wilga IG 1 ($3,6 \text{ g}/\text{dm}^3$), znacznie bardziej zmineralizowane ($70 \text{ g}/\text{dm}^3$) są wody ujmowane na głębokości 1639 m (strop) w otworze Warszawa IG 1 (Szarewska, 1981). W centralnej części niecki, na południe od Warszawy, mineralizacja wód stwierdzonych w otworze Czachówek 1 przekracza już $92 \text{ g}/\text{dm}^3$ (Bednarek & Nocoń, 1989). Są to wody reliktowe silnie zmetamorfizowane i zmineralizowane o dobrej izolacji oraz niewielkim przepływie infiltracyjnym z dominującym jonem chlorkowym (Górecki i in., 2006). W wodach dolnojurajskiego poziomu wodonośnego, wstępującego w południowej części aglomeracji warszawskiej, stwierdzono występowanie podwyższonej zawartości jodu, żelaza i fluorków.

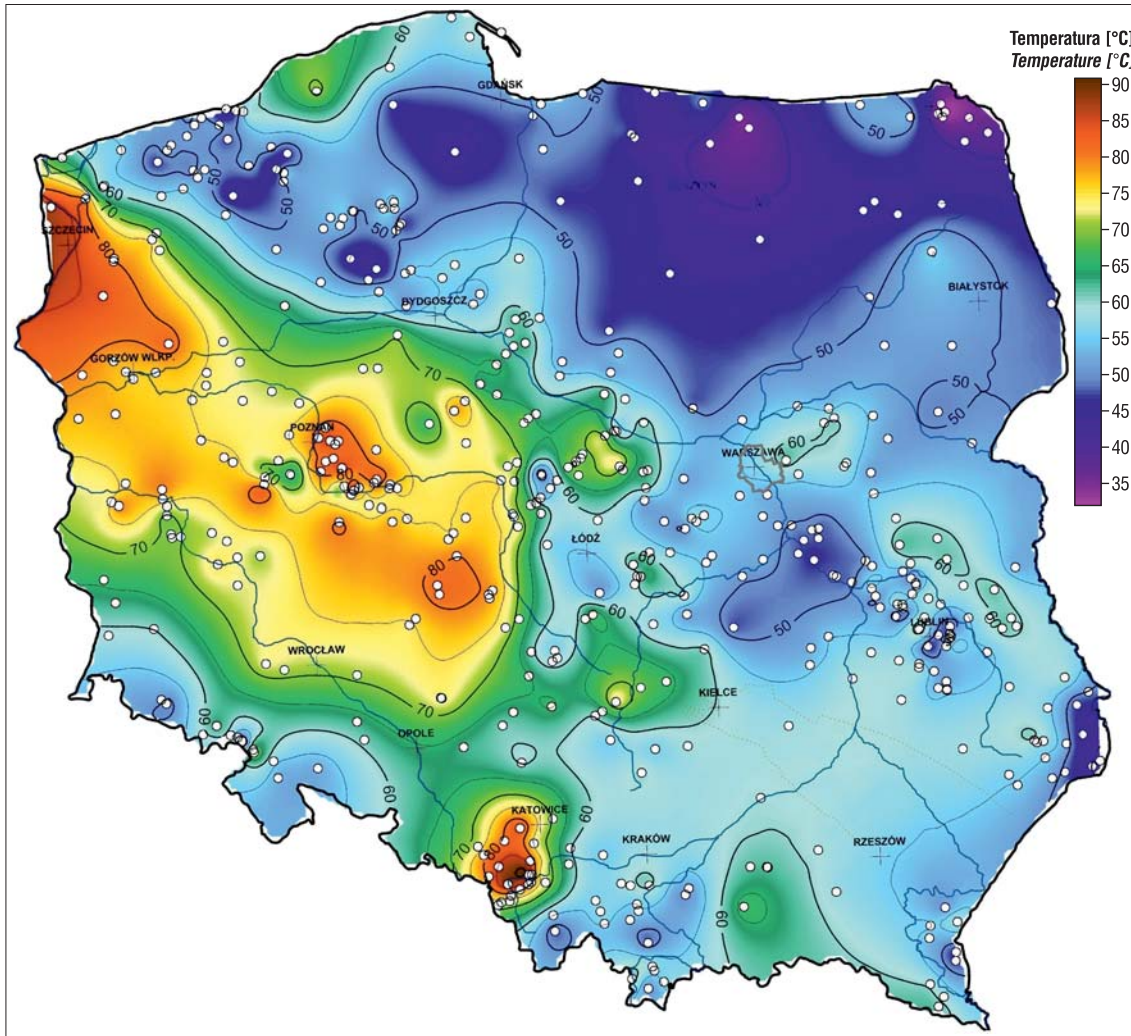


Fig. 3. Mapa temperatury na głębokości 2000 m (Szewczyk, 2010)

Fig. 3. Map of temperature distribution at depth of 2000 m (after Szewczyk, 2010)

Według Szczepańskiego (1990) zbiornik wód termalnych kredy dolnej należy traktować jako jeden poziom wodonośny. Jest on zbudowany z nieciągłych naprzemianległych warstw piaskowcowych, piaskowcowo-margli-

stych i piaskowcowo-mułowcowych, co powoduje jego zróżnicowaną przepuszczalność, ponadto pocięty jest wieloma uskokami (Hajto, 2008). Mimo to istnieje w nim łączność hydrauliczna, dlatego jest on traktowany jako jeden poziom wodonośny (Szczepański, 1990; Górecki i in., 2006). Poziom zbiornikowy kredy dolnej ma również łączność hydrauliczną z nadległymi węglanowymi skałami kredy górnej oraz leżącymi w spągu utworami jury górnej (Hajto, 2008). Według Góreckiego i innych (1990, 2006) zasilanie wód termalnych zbiornika kredy dolnej w południowej części aglomeracji warszawskiej następuje w strefach Białobrzegi–Radom i Siedlce–Biała Podlaska–Radzyń Podlaski–Parczew. Najpłytsze występowanie utworów zbiornika geotermalnego kredy dolnej stwierdzono w otworze Wilga IG 1 na głębokości 1075 m (strop), im dalej na zachód ich strop ulega obniżeniu. W otworze Warszawa IG 1 występuje na głębokości 1089 m, w otworze Iwiczna IG 1 na głębokości 1150 m, a w otworze Nadarzyn IG 1 – 1209 m. Najgłębiej zaś jego występowanie stwierdzono w otworze Mszczonów IG 1 (1600 m). Miąższość warstw wodonośnych w utworach dolnej kredy jest zmienna i kształtuje się od kilku do nawet 300 m, rosnąc w kierunku zachodnim (Szarewska, 1981; Dembowska & Marek, 1988).

Przewodność hydrauliczna warstw wodonośnych kredy dolnej w niecce jest zróżnicowana, w południowej części

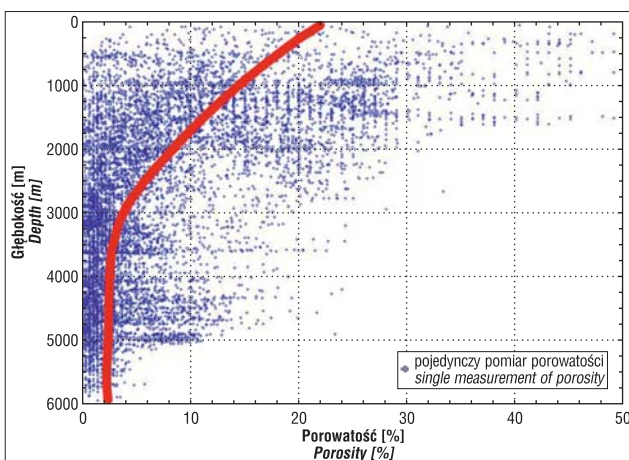


Fig. 4. Rozkład głębokościowy porowatości całkowitej dla skał osadowych z obszaru Nizy Polskiego (Szewczyk i in., 2008, zmodyfikowane)

Fig. 4. Vertical distribution of total porosity of sedimentary rocks in the Polish Lowlands (after Szewczyk et al., 2008, modified)

aglomeracji warszawskiej kształtuje się na poziomie $7 \cdot 10^{-4}$ m²/s, co wpływa na niższe wydajności eksploatacyjne (Górecki i in., 2006). Mineralizacja wód termalnych występujących w utworach kredy dolnej wzrasta wraz z głębokością. W okolicach Piaseczna kształtuje się ona na poziomie 1,20 g/dm³ (otwór Iwiczna IG 1, głębokość stropu kredy dolnej 1150 m), a w południowej części niecki warszawskiej w otworze Żyrów 1 (głębokość stropu kredy dolnej 1208 m) przyjmuje wartości na poziomie 27,5 g/dm³ (Taube, 1958; Bojanowski 1973). W składzie chemicznym tych wód dominują jony chlorkowe i sodowe (Górecki i in., 2006). Najniższą mineralizację mają wody występujące w utworach kredy południowo-zachodniej części niecki warszawskiej, gdzie w okolicach Mszczonowa mineralizacja nie przekracza 0,5 g/dm³ (otwór Mszczonów IG 1), a w ich składzie chemicznym dominuje jon wodorowęglanowy (Górecki red., 2006).

ANALIZA NAKŁADÓW FINANSOWYCH NA BUDOWĘ CIEPŁOWNI GEOTERMALNEJ

W przypadku zagospodarowania energii wód termalnych, w celu wiarygodnego określenia perspektywy powodzenia przedsięwzięcia, obok wskaźników geologiczno-złożowych należy uwzględnić szereg innych kryteriów, m.in. uwarunkowania środowiskowe, techniczne, ekonomiczne oraz społeczne (Socha, 2008). Opłacalne ekonomicznie wykorzystanie energii wód termalnych musi się opierać na szczegółowej analizie warunków geologicznych i hydrogeologicznych ich występowania oraz określeniu rynku potencjalnych odbiorców, a także ryzyka z tym związanego. Ryzyko inwestycyjne należy identyfikować przez określenie czynników zależnych od: warunków hydrogeologicznych na danym obszarze (wydajność, temperatura, głębokość zalegania warstwy wodonośnej, mineralizacja i skład chemiczny), sposobu obciążenia instalacji (czas wykorzystania pełnej mocy cieplnej ujęcia, stopień schłodzenia wód termalnych, odległość otworów wiertniczych od odbiorców, koncentracja zapotrzebowania na ciepło), makrootoczenia (koszt produkcji ciepła metodami konwencjonalnymi, poziom stóp procentowych kredytów inwestycyjnych, polityka proekologiczna państwa itp.) (Górecki i in., 2006). W celu przeprowadzenia oceny rentowności inwestycji geotermalnych należy dokonać zamiany wartości wyżej wymienionych czynników na parametry ekonomiczne, określane jako strumienie finansowe. Będą one obrazować wymienione wyżej parametry w funkcji pieniądza. W praktyce powstaje model ekonomiczny opisujący nakłady finansowe na eksploatację złoża oraz prezentujący potencjalne przychody. Skutki realizacji inwestycji zagospodarowującej wody termalne występują w długim horyzoncie czasowym, dlatego w ocenie rentowności należy stosować metody dyskontowe. Za najbardziej przydatną należy uznać metodę NPV. Jest to suma zdyskontowanych oddzielnie dla każdego roku różnic między wpływami i wydatkami przy stałym poziomie stopy dyskontowej (Solińska & Soliński, 2003). Obliczana wg wzoru:

$$NPV = \sum_{i=1}^n NCF_i \cdot a \quad a = \frac{1}{(1+r)^i}$$

gdzie:

NCF_i – różnica między wpływami i wydatkami w i -tym roku obliczeń [PLN/rok],
 n – okres obliczeń [lata],
 a – współczynnik dyskontowy [%],
 r – stopa dyskontowa [%].

W przypadku, gdy NPV przybiera wartości większe od zera, inwestycja powinna przynieść zwrot poniesionych nakładów oraz zysk równy obliczonemu NPV. W związku z tym im wyższą wartość osiąga ten wskaźnik tym inwestycja jest bardziej atrakcyjna ekonomicznie. Zainwestowany kapitał powinien przynieść tak zwaną bezpieczną stopę zysku, która powinna być równa przynajmniej obowiązującej stopie kredytów długoterminowych. Bezpieczna stopa zysku musi być tym większa im większe jest ryzyko inwestycyjne. Żeby uwzględnić ryzyko wynikające ze stopnia rozpoznania hydrogeologicznego należy stosować w ocenie rentowności inwestycji metodę określaną jako oczekiwany efekt finansowy – EMV. Wskaźnik ten wyznacza się, określając możliwe do uzyskania zyski bądź straty z przedsięwzięcia i prawdopodobieństwo ich wystąpienia wg wzoru:

$$EMV = p \cdot NPV + (1-p) \cdot K$$

gdzie:

NPV – zysk zdyskontowany z inwestycji w przypadku zagospodarowania złoża wód termalnych [PLN],
 K – koszty badań i wierceń potrzebnych do stwierdzenia negatywności wiercenia [PLN],
 p – prawdopodobieństwo zagospodarowania złoża wód termalnych [%],

Wartości te następnie umieszcza się w formule na wartość oczekiwaną (Hajdasiński, 1995; Łucki, 1995).

Na przykładzie modelu ekonomicznego planowanej inwestycji, polegającej na zagospodarowaniu wód termalnych południowej części aglomeracji warszawskiej, można przedstawić zastosowanie metod NPV i EMV w ocenie rentowności inwestycji. W jednej z gmin leżących na południe od Warszawy jest planowane wykorzystanie wód termalnych z utworów jury dolnej do celów ciepłowniczych. Głębokość zalegania poziomu wodonośnego szacuje się na ok. 1750 m (strop). Mineralizacja wód osiągnie tam wartość prawdopodobnie ok. 90 g/dm³, temperatura ok. 45°C (ryc. 5), a wydajność eksploatacyjna ok. 130 m³/h (Górecki i in., 2006).

Nakłady inwestycyjne na zagospodarowanie tych wód wyniosą według szacunków 42 680 000 PLN. Na tę kwotę składa się koszt odwiercenia dubletu otworów, budowa instalacji przesyłowej, koszt zakupu urządzeń i budowy obiektów zakładu górniczego, a także koszty zakupu przewodów i armatury, oraz sporządzenia projektów i administracji.

Docelowa wielkość sprzedaży ciepła z tej ciepłowni, w skali roku powinna osiągnąć ponad 155 000 GJ/rok (dogrzewanie gazem na poziomie 80 000 GJ rocznie) (Noga i in., 2012). Zakładając koszty eksploatacyjne związane z funkcjonowaniem takiej ciepłowni wraz z sieciami przesyłowymi na poziomie 10 075 000 PLN rocznie (zakup nośników energii, przeglądy, remonty i konserwacja, usługi obce, reklama, marketing, wynagrodzenia oraz podatki), koszt produkcji 1 GJ ciepła z wód termalnych

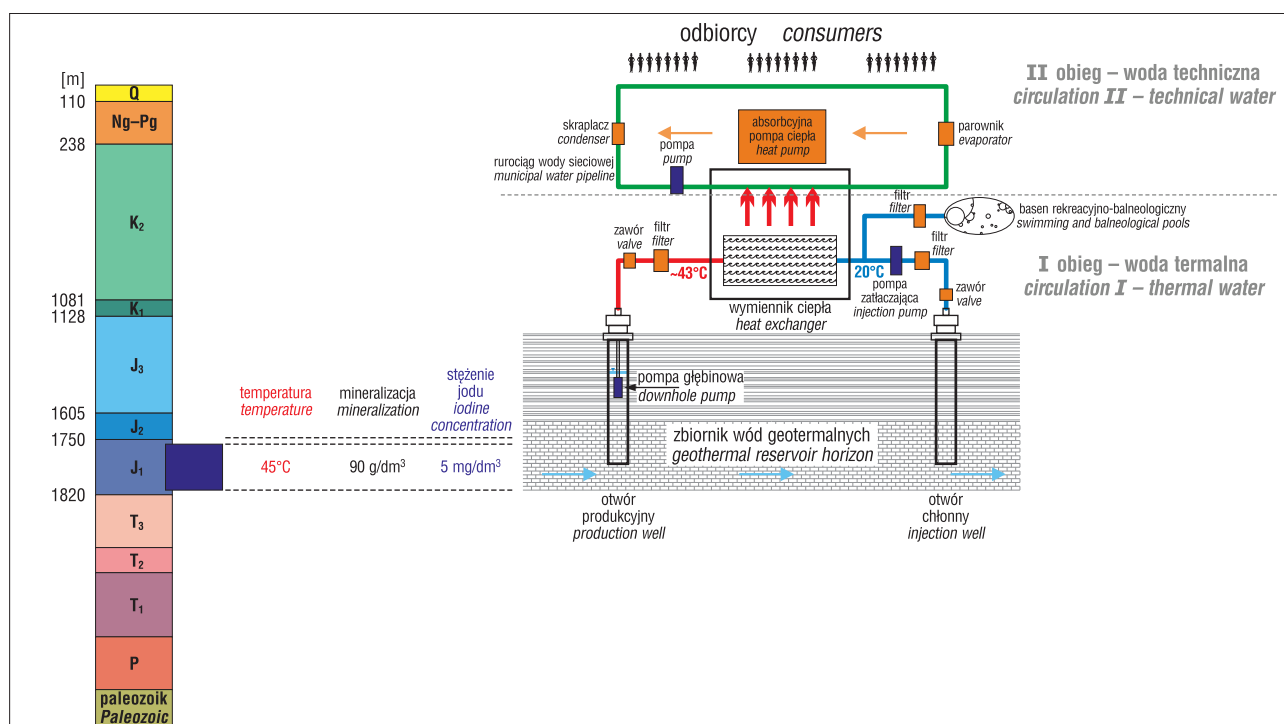


Fig. 5. Syntetyczny profil geologiczny w południowej części aglomeracji warszawskiej wraz z przykładowym systemem eksploatacji wód termalnych

Fig. 5. Synthetic stratigraphic column in the southern part of Warsaw agglomeration with a thermal water system operation

jury dolnej na tym obszarze wyniesie nieco ponad 65 PLN. Przyjmując do obliczeń czas funkcjonowania ciepłowni jako 25 lat, nakłady inwestycyjne w pierwszym okresie przed rozpoczęciem funkcjonowania 42 860 000 PLN i stopę dyskontową na poziomie 4%, współczynnik NPV wartości dodatnie przyjmuje przy cenie sprzedaży energii na poziomie 83,3 PLN. Dodatkowy zysk z produkcji energii geotermalnej może przynieść sprzedaż świadectw pochodzenia w wyniku redukcji emisji gazów cieplarnianych (Ślimak, 2013).

Pomimo znacznej liczby danych archiwalnych na temat występowania wód termalnych w południowym rejonie Warszawy, planowaną inwestycję należy uznać za obciążoną ryzykiem geologicznym. W związku z tym do ostatecznej jej oceny należy zastosować wskaźnik EMV. Kluczową sprawą we właściwym wyliczeniu jego wartości jest określenie zmiennej pokazującej prawdopodobieństwo wystąpienia przyjętych parametrów. Ponieważ w bliskim sąsiedztwie planowanego ujęcia istnieją trzy otwory wiertnicze, w których jurajska warstwa wodonośna została przebadana, ogólne prawdopodobieństwo wystąpienia prognozowanych parametrów na poziomie 72% należy uznać za wysokie (źródło: opracowanie własne). Z wyliczeń wynika, że wskaźnik EMV przy założonym prawdopodobieństwie zagospodarowania wód termalnych w tym rejonie na poziomie 72% i NPV 81 576,27 PLN przy cenie 83,3 zł za 1 GJ wyniesie minus 3 501 745,09 PLN. Wskaźnik EMV przy przyjętych zmiennych osiąga wartości ujemne, a zatem inwestycja w praktyce okaże się nierentowna. Co niezwykle istotne, nawet jeśli przyjąć w tym przypadku wartość prawdopodobieństwa zagospodarowania wód termalnych na poziomie bliskim pewności (99%) pozostawiwszy pozostałe parametry bez zmian, wskaźnik EMV przyjmuje również war-

tości ujemne (-46 399,5 PLN). W celu skutecznego zminimalizowania ryzyka inwestycyjnego tego projektu należy przyjąć wyższą cenę sprzedaży ciepła, tak żeby wzrosła wartość wskaźnika NPV. W tym przypadku zwiększenie ceny sprzedaży 1GJ do 85,5 PLN powoduje wzrost wartości parametru NPV do 5 095 205,83 PLN i końcowa wartość EMV przyjmie wartości dodatnie (108 068,19 PLN). Oznacza to, że inwestycja przy takiej cenie sprzedaży energii cieplnej okaże się w rzeczywistości rentowna. Osobną oczywiście sprawą konieczną do rozstrzygnięcia na początku procesu inwestycyjnego jest, czy cena ciepła na tym poziomie będzie akceptowalna dla społeczności lokalnej. Tego typu analizy społeczne, finansowe oraz decyzje wiążące są przynależne władzom jednostek samorządu terytorialnego (gminy, powiaty, województwa).

PODSUMOWANIE

W Polsce istnieją korzystne warunki do rozwoju geotermii. W pierwszej kolejności należy wymienić dobre rozpoznanie występowania wód termalnych, perspektywiczne ich zasoby, oraz szeroki rynek potencjalnych odbiorców ciepła. Jako sprzyjający rozwojowi geotermii należy uznać również fakt postępującej integracji i coraz lepszego współdziałania środowisk naukowych, praktyków, samorządów i władz centralnych. Wydaje się, że uzasadnione jest, aby rozwój geotermii podążał przede wszystkim w kierunku szeroko pojętego ciepłownictwa. Niewątpliwą zaletą wykorzystania energii wód termalnych w ciepłownictwie mimo wysokich początkowych nakładów inwestycyjnych jest jej odnawialność, stałość dostaw bez względu na porę dnia i pogodę oraz niezależność od zewnętrznych dostawców i światowych cen nośników energii. Jako uzu-

pełnienie wykorzystania potencjału wód termalnych w naszym kraju należy uznać rekreację i lecznictwo. Planowane inwestycje powinny być analizowane pod kątem uzyskania odpowiednich parametrów złożowych i hydrogeologicznych wód termalnych. Znajomość budowy geologicznej i warunków hydrogeologicznych jest kluczowa dla racjonalnej oceny ryzyka geologicznego i decyduje o powodzeniu realizacji projektu inwestycyjnego. W ocenie geologicznego ryzyka inwestycyjnego znajdują zastosowanie wskaźniki NPV i EMV, które precyzyjnie pokazują wpływ zmienności parametrów hydrogeologicznych i złożowych na rentowność inwestycji geotermalnej. Zaproponowana metodyka szacowania wartości rynkowej złóż wód termalnych i leczniczych termalnych w praktyce pozwala określić realną wartość finansową zasobów tych wód przy uwzględnieniu nakładów finansowych koniecznych do ich ujęcia i kosztów eksploatacyjnych.

W Polsce konieczne jest opracowanie i wdrożenie kompleksowego systemu wspierania pozyskiwania energii z wód termalnych. System ten powinien stać się impulsem dla dalszego rozwoju energetyki odnawialnej. Powinien jednak opierać się na kryteriach efektywności ekonomicznej i ekologicznej.

Artykuł zrealizowano w ramach tematu Uwarunkowania eksploatacji i ochrony wód podziemnych w świetle kosztów środowiskowych (61.8504.1302.00.0). Autorzy dziękują Recenzentom i Redaktorowi Naczelnemu Przeglądu Geologicznego za cenne komentarze i uwagi.

LITERATURA

- BARANIECKA M.D. 1981 – Osady trzeciorzędowe SW części niecki warszawskiej na przykładzie profilu z Kaczorówka. *Kwart. Geol.*, 25 (2): 365–386.
- BARBACKI A. & BUJAKOWSKI W. 2010 – Wstępne rozpoznanie wód termalnych w rejonie Warszawy. *Tech. Poszuk. Geol.*, 1-2/2010: 5–14
- BEDNAREK D. & NOCOŃ W. 1989 – Dokumentacja wynikowa otworu Czachówek-1. *Nar. Arch. Geol. PIG-PIB*, Warszawa.
- BOJANOWSKI M. 1973 – Dokumentacja wynikowa otworu Żyrów 2. *Nar. Arch. Geol. PIG-PIB*, Warszawa.
- DADLEZ R., IWANOW A., LESZCZYŃSKI K. & MAREK S. 1998 – Mapa tektoniczna kompleksu cechsztyńskiego-mezozoicznego na Niżu Polskim w skali 1 : 500 000. *Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- DEMBOWSKA J. & MAREK S. 1988 – Mszczonów IG 1, Mszczonów IG 2, Nadarzyn IG 1. *Profile Głęb. Otw. Wiert. Państw. Inst. Geol.*, z. 65., Warszawa.
- GÓRECKI W., ADAMCZYK A.F., SZCZEPAŃSKI A. & SZKLARCZYK T. 1990 – Atlas wód geotermalnych Niżu Polskiego. ISE AGH Kraków, Okręgowe Przedsiębiorstwo Geodezyjno-Kartograficzne.
- GÓRECKI W., KUŹNIAK T., ŁAPINKIEWICZ A.P., MAĆKOWSKI T., STRZETELSKI W. & SZKLARCZYK T. 1995 – Atlas zasobów energii geotermalnej na Niżu Polskim. *Tow. Geosynopt. „Geos”*, 37.
- GÓRECKI W. (red. nauk.) i in. 2006. Atlas zasobów geotermalnych formacji mezozoicznej na Niżu Polskim. AGH, Kraków.
- HAJDASIŃSKI M. 1995 – Podstawy ekonomicznej oceny projektów górniczych. *Techn. University Sudbury*. [W:] Szkoła Gospodarki Surowcami Mineralnymi.
- HAJTO M. 2008 – Baza zasobowa wód termalnych na Niżu Polskim – Geologiczne i hydrogeologiczne uwarunkowania lokalizacji obszarów perspektywicznych. *Geologia*, 34 (3): 503–526.
- KĘPIŃSKA B. 2013 – Wykorzystanie energii geotermalnej w Polsce, 2012–2013. *Tech. Poszuk. Geol.*, 1 (251): 5–24.
- KĘPIŃSKA B. & TOMASZEWSKA B. 2010 – Bariery dla rozwoju wykorzystania energii geotermalnej w Polsce i propozycje zmian. *Prz. Geol.*, 58 (7): 594–598.
- ŁUCKI Z. 1995 – Ocena inwestycji i podejmowanie decyzji w górnictwie naftowym i gazownictwie. *Polska Fundacja Promocji Kadr*, Kraków.
- MAREK S. 1982 – Uwagi o budowie geologicznej niecki płockiej (warszawskiej). *Prz. Geol.* 30 (9): 449–458.
- NARKIEWICZ M. & DADLEZ R. 2008 – Geologiczna regionalizacja Polski – zasady ogólne i schemat w planie podkenozoicznym i podpermskim. *Prz. Geol.*, 56 (5): 391–397.
- NOGA B., BIERNAT H. & ZWIERZYŃSKI M. 2012 – Studium możliwości pozyskania i zagospodarowania energii geotermalnej ze źródeł wysokotemperaturowych i niskotemperaturowych dla celów rekreacyjnych, balneologicznych i grzewczych w kontekście planowanej nowej zabudowy na terenie miejscowości Mysiadło w gminie Lesznowola. *Niepubl. Arch. Urzędu Gminy Lesznowola*. Lesznowola.
- OBWIESZCZENIE Ministra Gospodarki z dnia 21 grudnia 2009 r. w sprawie polityki energetycznej państwa do 2030 r. *M.P. z 2010 r. nr. 2* poz. 11.
- PACZYŃSKI B. & SADURSKI A. (red.) 2007 – Hydrogeologia regionalna Polski. Tom II. Wody mineralne, lecznicze i termalne oraz kopalniane. *Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- SOCHA M. 2008 – Geośrodowiskowe uwarunkowania wykorzystania energii wód termalnych paleogeńsko-mezozoicznego zbiornika podhalańskiego. *Praca doktorska*. *Niepubl. Arch. Wydziału Geologii, Uniwersytet Warszawski*. Warszawa.
- SOLIŃSKA M. & SOLIŃSKI I. 2003 – Efektywność ekonomiczna proekologicznych inwestycji rozwojowych w energetyce odnawialnej. *AGH Kraków*.
- SZAREWSKA Z. 1981 – Aneks do dok.umentacji hydrogeologicznej zasobów wód leczniczych w kat. B ujętych otworem Warszawa IG 1. *Nar. Arch. Geol. PIG-PIB*, Warszawa.
- SZCZEPAŃSKI A. 1990 – Warunki hydrogeologiczne dolnojurajskiego i dolnokredowego zbiornika geotermalnego. [W:] Górecki W. (red.), *Atlas wód geotermalnych Niżu Polskiego*. ISE AGH Kraków, Okręgowe Przedsiębiorstwo Geodezyjno-Kartograficzne: 103–116.
- SZEWCYK J. 2007 – Strumień ciepły a temperatura i mineralizacja wód podziemnych. [W:] Paczyński B., Sadurski A. (red.), *Hydrogeologia regionalna Polski*. Tom II. Wody mineralne, lecznicze i termalne oraz kopalniane. *Państw. Inst. Geol.*, Warszawa: 14–24.
- SZEWCYK J. 2010 – Geofizyczne oraz hydrogeologiczne warunki pozyskiwania energii geotermicznej w Polsce. *Prz. Geol.*, 58 (7): 566–573.
- SZEWCYK J. & GIENKA D. 2009 – Terrestrial heat flow density in Poland – a new approach. *Geol. Quart.*, 53 (1): 125–140.
- SZEWCYK J., GIENKA D. & WRÓBLEWSKA M. 2008 – Mapa gęstości strumienia ciepłego na obszarze Polski. *Sprawozdanie z projektu badawczego nr. 4 T12B 006 29*. *Nar. Arch. Geol. PIG-PIB*, Warszawa.
- ŚLIMAK Cz. 2013 – PEC Geotermia Podhalańska SA – stan obecny, perspektywy rozwoju. *Ekologicznie i ekonomicznie „na plusie”*. *Tech. Poszuk. Geol.*, 1 (251): 25–35.
- TAUBE J. 1958 – Karta otworu Iwiczna IG 1. *Nar. Arch. Geol. PIG-PIB*, Warszawa.
- WWW.mos.gov.pl.
- ŻELAZNIEWICZ A., ALEKSANDROWSKI P., BUŁA Z., KARNKOWSKI P.H., KONON A., OSZCZYPKO N., ŚLACZKA A., ŻABA J. & ŻYTKO K. 2011 – Regionalizacja Tektoniczna Polski. *KNG PAN*, Wrocław.

Praca wpłynęła do redakcji 14.01.2016 r.
Akceptowano do druku 7.04.2016 r.