GEOLOGIA • 2008 • Tom 34 • Zeszyt 3 • 503–526

BAZA ZASOBOWA WÓD TERMALNYCH NA NIŻU POLSKIM – GEOLOGICZNE I HYDROGEOLOGICZNE UWARUNKOWANIA LOKALIZACJI OBSZARÓW PERSPEKTYWICZNYCH

Geothermal water resource base in the Polish Lowlands – geological and hydrogeological conditions of localization of prospective areas

Marek HAJTO

Akademia Górniczo-Hutnicza, Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska, Katedra Surowców Energetycznych; al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków; e-mail: mhajto@agh.edu.pl

Treść: W profilach geologicznych na Niżu Polskim, w osadach od starszego paleozoiku po dolną kredę, można wyróżnić szereg utworów, których wykształcenie litologiczne wskazuje na możliwości występowania dobrych poziomów zbiornikowych dla wód termalnych. Geologiczne, hydrogeologiczne i termiczne parametry charakteryzujące zbiorniki wód wgłębnych na Niżu Polskim wskazują na możliwości kompleksowego ich wykorzystania zarówno w celach energetycznych, jak i balneoterapeutycznych oraz rekreacyjnych. Szczególnie interesująco pod względem możliwości wykorzystania wód termalnych prezentują się rejony niecek: warszawskiej, mogileńsko-łódzkiej oraz szczecińskiej. Wykorzystanie wód termalnych do celów grzewczych poszczególnych województw i miast centralnej Polski, winno, w pierwszej kolejności, opierać się na zasobach dolnojurajskiego zbiornika hydrogeotermalnego. Identyfikacja warunków geotermalnych skał wieku paleozoicznego stanowi istotne uzupełnienie wiedzy na temat krajowych zasobów energii geotermalnej i wskazuje na nowe możliwości rozwoju geotermii w rejonach leżących poza obszarami występowania ciepłych wód podziemnych formacji mezozoicznych na Niżu Polskim.

Słowa kluczowe: energia geotermalna, zasoby, atlas zasobów, Niż Polski

Abstract: Within geological sections of the Polish Lowlands, in Early Paleozoic through Early Cretaceous formations, a number of layers can be distinguished, lithological development of which indicates possible occurrence of good geothermal aquifers. Geological, hydrogeological and thermal parameters that characterize aquifers in the Polish Lowlands indicate possibility of complex utilization of geothermal waters, as well for energy production as balneotherapy and recreation. Areas of the Warsaw Trough, Mogilno-Łódź Trough and Szczecin Trough are particularly interesting in terms of thermal water utilization. Utilization of thermal waters for heating purposes in particular voivodships and towns of central Poland should, first of all, be based on the resources of the Lower Jurassic aquifer. Identification of geothermal conditions of Paleozoic formations represents important completion of knowledge of domestic geothermal energy resources and indicate new possibilities of geothermal development in regions outside the areas of hot underground waters in Mesozoic formations of the Polish Lowlands.

Key words: geothermal energy, resources, atlas of resources, Polish Lowlands

WSTĘP

Jak wskazują dane Departamentu Geologii i Koncesji Geologicznych Ministerstwa Środowiska (www.mos.gov.pl), do końca 2007 roku udzielono sześć koncesji na poszukiwanie i/lub rozpoznanie złóż wód leczniczych oraz 49 koncesji na wydobycie złóż tych wód w Polsce. Równolegle wydano sześć koncesji geologicznych na poszukiwanie i/lub rozpoznanie złóż wód termalnych oraz siedem koncesji na wydobycie złóż wód termalnych. Do końca 2007 roku na obszarze Niżu Polskiego funkcjonowały zaledwie cztery instalacje geotermalne produkujące na bazie ciepła wód termalnych, łącznie ok. 320 TJ/rok energii. Instalacje geotermalne zlokalizowane są w centralnej oraz północno-zachodniej części Niżu Polskiego, w rejonie niecek: warszawskiej, mogileńsko-łódzkiej oraz szczecińskiej.

Potencjał energetyczny wód termalnych na Niżu Polskim daje znacznie większe możliwości rozwoju, zarówno w zakresie ciepłownictwa, jak i balneoterapii i rekreacji, a wykorzystanie wód termalnych może przynieść wymierne efekty ekonomiczno-społeczne.

Jak wskazują wyniki kalkulacji zasobów energii geotermalnej, przeprowadzonej w ramach realizacji projektu wykonanego na zlecenie Ministra Środowiska w latach 2004–2006 pt. *Atlasy geotermalne formacji mezozoicznej i paleozoicznej – analiza geologiczna, hydrogeologiczna i geotermiczna oraz zasobowa wód i energii geotermalnej na Niżu Polskim*, geologiczne zasoby energii geotermalnej zakumulowane w dziewięciu, głównych zbiornikach wynoszą $1.45 \cdot 10^{22}$ J. Powyższa wartość wskazuje na całkowitą wielkość energii zakumulowanej w skałach i wodach wyszczególnionych poziomów profilu geologicznego. Obszar kalkulacji zasobów obejmował ponad 270 tys. km^2, co stanowi ok. 87% powierzchni kraju. Obliczono zasoby energii geotermalnej zbiorników: dolnokredowego, górnojurajskiego, środkowojurajskiego, dolnojurajskiego, górnotriasowego, dolnotriasowego, dolnopermskiego, dewońskiego oraz karbońskiego.

W celu oceny przydatności zasobów geotermalnych do wykorzystania w ciepłownictwie zasadne jest wydzielenie zasobów dyspozycyjnych, definiowanych jako ilość wolnej (grawitacyjnej) wody termalnej poziomu hydrogeotermalnego możliwej do zagospodarowania w danych warunkach środowiskowych, ale bez wskazania szczegółowej lokalizacji i warunków techniczno-ekonomicznych ujęcia wody. Zasoby dyspozycyjne stanowią udokumentowaną część zasobów statycznych wydobywalnych, których wykorzystanie jest uzasadnione ekonomicznie.

Całkowite zasoby dyspozycyjne energii geotermalnej zakumulowanej w wodach wgłębnych wyszczególnionych poziomów zostały oszacowane na $9.21 \cdot 10^{18}$ J/rok, co odpowiada wielkości ok. $220 \cdot 10^6$ TOE/rok (Hajto 2006). Zasoby dyspozycyjne energii geotermalnej rozpatrywanych zbiorników określone są dla tych obszarów, które rokują nadzieję co do możliwości ekonomicznego wykorzystania ciepła wód termalnych.

Łączne zasoby dyspozycyjne formacji mezozoicznej na Niżu Polskim wynoszą $6.28 \cdot 10^{18}$ J/rok, co odpowiada wielkości $150 \cdot 10^6$ TOE/rok. Zasoby dyspozycyjne formacji paleozoicznej na Niżu Polskim wynoszą $2.93 \cdot 10^{18}$ J/rok, co odpowiada wielkości ok. $70 \cdot 10^6$ TOE/rok.

Cataldi (1993, 1994) oszacował wielkość zasobów energii geotermalnej (*geothermal reserves*) w Europie na $6 \cdot 10^{19}$ J/rok, co odpowiada $1433 \cdot 10^6$ TOE/rok. Autor ten uważa, że energię geotermalną można wykorzystywać na stosunkowo niewielkim obszarze, obejmują-

cym w sumie kilka tysięcy kilometrów kwadratowych, gdzie znajduje się 5–10% wymienionych zasobów. Na obszarach tych parametry zbiorników geotermalnych są szczególnie korzystne, a równocześnie warunki rynku ciepłowniczego są na tyle atrakcyjne, że mogą przyciągnąć kapitał inwestycyjny.

Na Niżu Polskim, przy założeniu, że wykorzystane zostanie 1.5–2.5% zasobów dyspozycyjnych, wielkość zasobów eksploatacyjnych wyniosłaby od $1.38 \cdot 10^{17}$ do $2.30 \cdot 10^{17}$ J/rok ($3.3–5.5 \cdot 10^{6}$ TOE/rok). Stanowi to równowartość 300–500 instalacji geotermalnych, z których każda uzyskuje rocznie około 500 TJ ciepła.

Jak widać, teoretyczny, niewykorzystany potencjał zasobów geotermalnych na Niżu Polskim jest znaczny.

GEOLOGICZNE I HYDROGEOLOGICZNE UWARUNKOWANIA LOKALIZACJI OBSZARÓW PERSPEKTYWICZNYCH

Ocena zasobów energii geotermalnej zgromadzonych w zbiornikach wodonośnych winna być poprzedzona wnikliwą analizą parametrów geologicznych, hydrogeologicznych oraz termicznych. W tym zakresie konieczne jest wykonanie analizy profil litostratygraficznych pod kątem występowania skał zbiornikowych i uszczelniających, warunkujących funkcjonowanie wydajnych systemów geotermalnych.

Rozwój sedymentacyjny i tektoniczny basenu mezozoicznego Niżu Polskiego determinował pionową i poziomą zmienność parametrów zbiornikowych oraz wpływał na odmienne warunki hydrodynamiczne krążenia wód w różnych strefach zbiorników. Ostatecznie basen osadowy mezozoiku został zdeformowany podczas laramijskiej fazy tektonicznej, pomiędzy kredą a trzeciorzędem. Wzmagające się ruchy tektoniczne spowodowały podział basenu na dwie zasadnicze części. Powstały w tym okresie subbaseny synklinorium szczecińsko-łódzkiego i synklinorium grudziądzko-warszawskiego. Pomiędzy tymi subbasenami uformowało się antyklinorium śródpolskie. W obrębie niektórych zbiorników wód podziemnych na Niżu Polskim można wydzielić subbaseny związane z jednostkami tektonicznymi niższego rzędu.

CHARAKTERYSTYKA GŁÓWNYCH ZBIORNIKÓW WÓD TERMALNYCH NA NIŻU POLSKIM

Analizując profile litostratygraficzne w otworach wiertniczych zlokalizowanych w obrębie poszczególnych jednostek geostrukturalnych, można wyróżnić piętra stratygraficzne, w których możliwe jest występowanie zbiorników wód termalnych o parametrach kwalifikujących je do wykorzystania w celach ciepłowniczych bądź balneoterapeutycznych i rekreacyjnych. Wyniki analiz przeprowadzonych w ramach licznych projektów realizowanych przez pracowników Katedry Surowców Energetycznych AGH, głównie *Atlasów zasobów geotermalnych…* (Górecki red. 2006) zaprezentowano w dalszej części pracy.

Poziomy zbiornikowe kredy dolnej

Dolnokredowy zbiornik hydrotermalny można traktować jako jeden poziom wodonośny (Szczepański 1990). Zbudowany jest on z kompleksu nieciągłych, naprzemianległych warstw piaszczystych, piaszczysto-marglistych i piaszczysto-mułowcowych, wykazujących zróżnicowaną przepuszczalność. Zbiornik ma łączność hydrauliczną zarówno z niżej leżącymi poziomami wodonośnymi jury, jak i z nadległymi utworami węglanowymi kredy górnej.

Wał pomorsko-kujawski, wzdłuż obydwu swoich krawędzi po stronie południowo-zachodniej i północno-wschodniej, stanowi istotną strefę zasilania, a także rozładowania hydrodynamicznego (Szczepański 1995). Strefę alimentacji wód tworzy także obrzeżenie Gór Świętokrzyskich oraz skłon starej platformy wschodnioeuropejskiej.

Zasadniczymi poziomami wodonośnymi kredy dolnej są piaskowce zbiornikowe farmacji bodzanowskiej dolnego walanżynu, uszczelnione ilasto-mułowcowymi utworami farmacji włocławskiej (górny walanżyn – hoteryw), piaskowce ogniwa pagórczańskiego (apt) oraz piaskowce ogniwa kruszwickiego (alb dolny i środkowy) najwyższej części farmacji mogileńskiej. Uszczelnione są one marglisto-węglanowymi utworami albu górnego. Poziomy zbiornikowe kredy dolnej sięgają w głębszych partiach basenu do głębokości 2700 m (Bojarski 1996).

Miąższość warstw wodonośnych stwierdzonych w profilu utworów dolnokredowych jest zmienna: w granicach od kilku do 300 m. Największe miąższości mają miejsce w niecce mogileńskiej oraz w północno-wschodniej części niecki łódzkiej, nieco niższe w południowo-zachodniej części niecki warszawskiej. Miąższości utworów wodonośnych maleją ku peryferyjnym strefom zbiornika.

W dominującym obszarze zbiornika dolnokredowego występują wody o temperaturach w przedziale 20–40°C. Jedynie w rejonach Skierniewice – Płock, północno-zachodniej części niecki łódzkiej (rejon Konina) oraz w północno-zachodniej części niecki szczecińskiej można spodziewać się wyższych temperatur wód (do ponad 50°C). Obecność najwyższych temperatur w stropie utworów dolnej kredy stwierdza się w rejonie Konina (zwłaszcza na północ i północny zachód od miasta), gdzie osiąga wartości przewyższające 90°C.

Mineralizacja wód podziemnych w stropowych warstwach kredy dolnej zmienia się od stref wychodni, ku partiom centralnym jednostek strukturalnych. W strefach wychodni podtrzeciorzędowych mineralizacja wód spada poniżej 2 g/dm^3, podwyższając się z kierunkiem przepływu wód i wzrastając z głębokością do 20, a lokalnie nawet powyżej 50 (w rejonach Konina i Mogilna), czy ponad 100 g/dm^3 (niecka szczecińska). Najbardziej wysłodzone dolnokredowe wody podziemne stwierdzono w granicach wału kujawskiego (od ok. 1 do 10 g/dm^3), południowo-wschodniej części niecki warszawskiej oraz niecce miechowskiej oraz południowo-wschodniej i zachodniej części niecki mogileńsko-łódzkiej.

Przewodność hydrauliczna warstw wodonośnych utworów dolnej kredy jest zmienna. Zdecydowanie najniższymi przewodnościami cechują się warstwy wodonośne wypełniające nieckę lubelską, wyniesienie łukowsko-hrubieszowskie, obniżenie podolskie, wyniesienie mazursko-suwalskie, północno-zachodnią część niecki pomorskiej oraz nieckę szczecińską i miechowską (poniżej $50 \cdot 10^{-5}$ m^2/s). Najwyższe wartości przewodności warstw

wodonośnych stwierdza się w granicach wału kujawskiego i wału pomorskiego (ponad $100 \cdot 10^{-5}$ m^2/s, lokalnie nawet ponad $300 \cdot 10^{-5}$ m^2/s) oraz niecki łódzkiej i mogileńskiej, w granicach $(100–500) \cdot 10^{-5}$ m^2/s).

Wydajności potencjalnych studni ujmujących wody termalne zbiornika dolnej kredy wahają się w granicach od poniżej 25 m^3/h do ponad 200 m^3/h. Wysokich wydajności potencjalnych dubletów (powyżej 100 m^3/h) można spodziewać się w granicach wału kujawskiego i pomorskiego (lokalnie do 200 m^3/h) oraz w rejonie niecki mogileńsko-łódzkiej, lokalnie ponad 300 m^3/h.

Poziomy zbiornikowe jury górnej

Warstwy wodonośne w utworach jury górnej stanowią kompleksy wapienne i piaskowcowe. Skałami izolującymi są serie osadów nieprzepuszczalnych i słabo przepuszczalnych, które budują iłowce, mułowce, margle i utwory ewaporatowe. Potencjalnymi poziomami wodonośnymi są głównie utwory oksfordu i lokalnie górnej części portlandu.

Poziomy izolujące stanowią utwory kimerydu i portlandu dolnego.

Miąższość sumaryczna utworów jury górnej warstw wodonośnych w profilu jest zmienna: w granicach od kilku metrów w peryferycznych strefach jednostek strukturalnych do ponad 1000 m. Największe miąższości warstw wodonośnych występują w rejonie Włocławka, Łodzi, Piotrkowa Trybunalskiego oraz w niecce miechowskiej. Ponad 200-metrowe miąższości warstw wodonośnych dominują na wale kujawskim, monoklinie śląsko-krakowskiej oraz w nieckach mogileńsko-łódzkiej, miechowskiej i warszawskiej.

W przeważającej części zbiornika strop utworów jury górnej zalega na głębokościach do 1000 m ppm. W związku z powyższym w znacznej części zbiornika należy spodziewać się temperatur nieprzekraczających 40–50°C. Wyższych temperatur wód wgłębnych należy spodziewać się w przegłębionych rejonach struktur nieckowych, gdzie wody mogą mieć temperaturę ok. 80°C, a lokalnie, na północny wschód od Konina – powyżej 100°C.

Mineralizacja wód podziemnych w warstwach wodonośnych jury górnej jest zmienna w szerokich granicach. W strefach wychodni warstw wodonośnych mineralizacja nie przekracza 2 g/dm^3, zaś w północno-zachodniej części niecki łódzkiej (rejon Konin – Piła) oraz centralnej części niecki szczecińskiej osiąga wielkości ponad 120 g/dm^3. W niecce warszawskiej i południowo-wschodniej części niecki lubelskiej dominują wody o mineralizacji w granicach 50–70 g/dm^3. Na większości obszarów występowania wód podziemnych górnojurajskiego zbiornika przeważają te, których mineralizacja mieści się w przedziale 2–20 g/dm^3.

Przewodność górnojurajskich warstw wodonośnych jest relatywnie niska i mieści się w przedziale od ok. $10 \cdot 10^{-5}$ m^2/s do $50 \cdot 10^{-5}$ m^2/s. Jedynie lokalnie, w niecce miechowskiej, warszawskiej i łódzkiej te wartości są wyższe – do ok. $110 \cdot 10^{-5}$ m^2/s.

Stosunkowo niskie wartości współczynników filtracji i przewodności warstw wodonośnych determinują potencjalną wydajność studni ujmujących wody termalne. W zbiorniku dominują obszary, w których potencjalne studnie mogłyby uzyskiwać wydajności nieprzekraczające 50 m^3/h. Jedynie lokalnie można oczekiwać wyższych wydajności, rzędu 50–80 m^3/h, a w rejonie na północny wschód od Konina – ok. 80–90 m^3/h.

Poziomy zbiornikowe jury środkowej

Warstwy wodonośne w utworach jury środkowej stanowią kompleksy piaskowcowe, piaskowcowo-zlepieńcowe i piaskowcowo-dolomityczne. Poprzedzielane są one seriami osadów nieprzepuszczalnych i słabo przepuszczalnych, które budują iłowce i mułowce. Największe znaczenie hydrogeologiczne mają głównie wodonośne utwory kompleksu Kujaw – baton.

Najkorzystniejsze warunki występują w rejonie wału kujawskiego oraz na obszarze niecki szczecińskiej, mogileńsko-łódzkiej, miechowskiej oraz północnej części Jury Polskiej.

Spągowa część profilu doggeru zbudowana jest z wodonośnych osadów górnego toarsu (warstwy borucickie) oraz dolnego aalenu, których łączne miąższości (do 400 m) osiągane są w rejonie depresji kutnowskiej. Utwory te uszczelnione są od stropu łupkami ilastymi aalenu górnego i najniższego bajosu dolnego. Kompleks środkowy reprezentują czarne łupki bajosu górnego, które w literaturze opisywane są jako kujaw dolny i kujaw środkowy (*subarietis* i *parkinsoni*) (Strzetelski 2006a). Wymienione utwory iłowcowe stanowią kompleks uszczelniający dla piaskowców i heterolitów potencjalnego kompleksu zbiornikowego dla wód termalnych. W rejonie centralnym reprezentuje on najwyższy odcinek wczesnego bajosu, a jego miąższość wynosi około 25 m.

Na pozostałych obszarach potencjalne utwory zbiornikowe obejmują piaskowce, heterolity i podrzędnie mułowce górnego toarsu, dolnego bajosu oraz najniższego bajosu środkowego o zmiennej miąższości (Dayczak-Calikowska 1997). Najmłodszy kompleks uszczelniający tworzą łupki ilaste batonu dolnego (w literaturze wydzielane jako kujaw górny i baton dolny). W rejonie kujawskim, pomiędzy omawianym kompleksem a łupkami ilastymi bajosu obecne są utwory piaskowcowe i heterolity pogranicza bajosu i batonu (dotychczas wydzielane jako utwory poziomu schloenbachi) o miąższości 50–150 m, stanowiące potencjalne utwory zbiornikowe. Na obszarze niecki szczecińskiej i wschodniej części niecki łódzkiej miąższość tych utworów nie przekracza kilkunastu metrów (Feldman-Olszewska 2006).

W centralnej części struktur Niżu kilkusetmetrowej miąższości utwory doggeru zawierają szereg kompleksów zawodnionych piaskowców. Wyróżnić tu można dwa poziomy wodonośne. Kompleks położony w spągu stanowi zwykle wspólny poziom wodonośny z piaskowcami liasu.

Na obszarze niecki szczecińskiej oraz północno-zachodniej części wału pomorskiego utwory batonu i keloweju wykazują odmienną litologię i wykształcone są w postaci iłowców, mułowców i margli. Lokalnie występują w nich kilkumetrowej miąższości przewarstwienia piaskowców kwarcowych lub chlorytowych, które jednak ze względu na swą niewielką miąższość (do 10 m) nie mogą być uważane za potencjalne skały zbiornikowe (Dayczak-Calikowska 1977, 1979, 1987). Największe miąższości warstw wodonośnych występują na wale kujawskim, gdzie lokalnie przekraczają 300 m.

Temperatury wód podziemnych w skałach wodonośnych są zmienne w bardzo szerokim przedziale: od kilku stopni w strefach wychodni i zasilania do ponad 85°C w granicach niecki łódzkiej. Wody o temperaturach powyżej 50°C mogą występować w rejonie niecki warszawskiej i szczecińskiej. Najwyższe temperatury (ponad 100°C) są rejestrowane na północ i północny zachód od Konina.

Wody podziemne krążące w utworach środkowojurajskich cechują się mineralizacją zmienną od poniżej 1 g/dm^3 w rejonie wychodni i stref zasilania do ponad 150 g/dm^3 w rejonie Konina. Wyższymi mineralizacjami cechują się wody podziemne w rejonie niecek: mogileńsko-łódzkiej, szczecińskiej i warszawskiej, szczególnie w osiowych strefach synklin.

Najwyższych wydajności studni ujmujących wody środkowojurajskiego zbiornika wód termalnych można oczekiwać w osiowych częściach niecek: warszawskiej, łódzkiej (do ok. 150 m^3/h) i szczecińskiej (ponad 100 m^3/h). Na pozostałym obszarze zbiornika wydajności dubletów mogą kształtować się w przedziale 10–50 m^3/h.

Poziomy zbiornikowe jury dolnej

Warstwy wodonośne w utworach jury dolnej tworzą drobno- lub różnoziarniste piaski i piaskowce o zmiennej miąższości, przewarstwione słabo przepuszczalnymi lub nieprzepuszczalnymi: iłowcami, iłowcami piaszczystymi, mułowcami i mułowcami piaszczystymi. Mimo znacznego zróżnicowania w profilu pionowym oraz zmiennej ciągłości rozprzestrzenienia poziomego i licznych zmian litofacjalnych można uznać, że wody podziemne w przepuszczalnych utworach dolnojurajskich tworzą jeden zbiornik (Szczepański 2006).

Warstwy wodonośne w utworach jury dolnej stanowią kompleksy piaskowcowe hetangu, synemuru, domeru i toarsu górnego. Poprzedzielane są one nieciągłymi seriami osadów nieprzepuszczalnych i słabo przepuszczalnych, które budują drobnoziarniste piaskowce, iłowce i mułowce. Kompleksem izolującym o największym zasięgu są iłowcowo-mułowcowe utwory toarsu dolnego.

Jako perspektywicznie zbiornikowe kompleksy można wyodrębnić przystropowe serie piaskowców w rejonie paleodepresji poznańskiej, w synklinorium szczecińskim i na pograniczu synklinorium szczecińskiego z antyklinorium pomorskim, gdzie znane są pod nazwą warstw mechowskich (środkowe ogniwo tych warstw) (Strzetelski 2006a). Do perspektywicznych należy zaliczyć również piaskowce warstw włodawskich oraz dolnych ksawerowskich, w środkowej i południowej części synklinorium warszawskiego.

Równie perspektywiczne jako warstwy wodonośne są piaskowce górnego synemuru (dolna część warstw sławęcińskich głównych). Piaskowce te mogą charakteryzować się dobrymi własnościami kolektorskimi głównie w strefach paleowyniesień synklinorium mogileńsko-łódzkiego oraz na obszarze synklinorium warszawskiego. W rejonie synklinorium warszawskiego dobrymi parametrami mogą charakteryzować się również piaskowce środkowych warstw olsztyńskich. Są one izolowane od spągu mułowcowo-ilastym kompleksem warstw ksawerowskich, a od stropu – ilasto-mułowcowymi utworami pliensbachu dolnego.

Zbiorniki wód termalnych mogą stanowić również piaskowce górnego pliensbachu (domer) warstw komorowskich synklinorium szczecińskiego i na pograniczu antyklinorium pomorskiego, gdzie tworzą regionalny kompleks wodonośny, uszczelniony od dołu iłowcami łobeskimi dolnego pliensbachu, a od góry iłowcami jury górnej (Strzetelski 2006a).

W rejonie synklinorium warszawskiego i pomorskiego regionalny kompleks zbiornikowy tworzą piaskowce górnego pliensbachu warstw sławęcińskich górnych oraz górnej części warstw olsztyńskich. Występują one pod przykryciem uszczelniającego kompleksu ilasto-mułowcowego warstw ciechocińskich dolnego toarsu.

W synklinorium szczecińskim piaskowce zbiornikowe górnego toarsu tworzą nieregularny litosom wodonośny. Zbiornikowe piaskowce górnego toarsu rozwijają się również w synklinorium mogileńsko-łódzkim, gdzie zalegają one pod niezgodnym przykryciem uszczelniających iłowców górnej jury. W synklinorium pomorsko-warszawskim rozwija się regionalny poziom zbiornikowy piaskowców borucickich toarsu górnego, uszczelnionych od dołu iłowcami warstw ciechocińskich (toars dolny), zaś od góry – częściowo iłowcami dolnej kredy.

Sumaryczne miąższości warstw wodonośnych dolnojurajskiego zbiornika wód termalnych są zmienne. Analizy wskazują, że maksymalne miąższości warstw wodonośnych, rzędu 400–900 m, mogą występować w granicach wału kujawskiego i wału pomorskiego.

Zmienność temperatur w stropie dolnojurajskiego zbiornika jest znaczna. Ocenia się, że maksymalne temperatury, ponad 120°C, mogą osiągać wody w osiowej strefie niecki łódzkiej, na północ i północny wschód od Konina. W osiowych strefach pozostałych struktur nieckowych Niżu Polskiego temperatury wód mogą mieścić się w granicach od ok. 50 do 100°C. Na pozostałym obszarze temperatury wód nie przekraczają 50°C.

Mineralizacja wód związanych z utworami dolnojurajskimi zmienia się w zależności od głębokości. W strefach zasilania, na wychodniach warstw oraz w peryferyjnych częściach jednostek strukturalnych mineralizacja nie przekracza 2 g/dm^3. Największe mineralizacje twierdzono w osiowych częściach niecki łódzkiej – do ok. 200 g/dm^3, szczecińskiej – do ok. 100 g/dm^3 i warszawskiej – ponad 100 g/dm^3. Na pozostałych obszarach mineralizacja ogólna wód dolnojurajskiego zbiornika wód termalnych jest zmienna w zakresie od ok. 10 do 100 g/dm^3.

Przewodność warstw wodonośnych w dolnojurajskim zbiorniku wód termalnych, na większości jego obszaru, przekracza wartości rzędu $200 \cdot 10^{-5}$ m^2/s. Najwyższymi przewodnościami cechują się skały budujące poziomy wodonośne wału kujawskiego (do $1650 \cdot 10^{-5}$ m^2/s) oraz w zachodniej i centralnej części niecki warszawskiej, pomorskiej i szczecińskiej (do $1300 \cdot 10^{-5}$ m^2/s). Przewodność warstw wodonośnych obniża się ku peryferiom zbiornika dolnojurajskiego.

Na dominującym obszarze występowania skał zbiornikowych można oczekiwać wydajności studni przekraczających 100 m^3/h. Największe wydajności, w granicach 300–450 m^3/h, mogą charakteryzować północno-wschodnią część niecki łódzkiej. W niecce szczecińskiej, warszawskiej i łódzkiej oraz na wale kujawskim potencjalne wydajności studni kształtują się w przedziale 250–350 m^3/h.

Zbiornik triasu górnego

Stropowe partie osadów triasu górnego zbudowane są z warstw iłowcowo-mułowcowych i nie mają połączenia hydrogeologicznego z utworami jury dolnej. W profilu tego poziomu przeważają osady ilaste. Pomiędzy nimi można wydzielić szereg zawodnionych piaskowców o relatywnie słabych parametrach zbiornikowych – mają zróżnicowane miąższości od kilku do kilkudziesięciu metrów oraz porowatości od 11–27%. Nie stanowią one tak jednorodnego hydrogeologicznie poziomu jak wodonośne wapienie i piaskowce jury. Warstwy wodonośne budują cienkie pakiety piaskowcowe występujące nieregularnie w profilu. Ich obecność zaznacza się głównie w utworach kajpru górnego.

Warstwy wodonośne mogą być zlokalizowane w obrębie utworów piaskowca trzcinowego. Budują go osady o genezie rzecznej i deltowej, równi zalewowych i środowisk lagunowych. Są to grube kompleksy piaskowcowe facji korytowych, które dzielą obszary równi powodziowych zbudowanych z utworów ilasto-mułowcowych (Bilan 1976, Orłowska-Zwolińska 1972). Zwarte kompleksy piaskowcowe z wkładkami mułowcowymi, o miąższości od 20 do 95 m występują na obszarze monokliny przedsudeckiej, pomorskim odcinku wału środkowopolskiego, niecce pomorskiej oraz północnej części niecki miechowskiej (Iwanow 1998).

Warstwy wodonośne w profilu utworów górnotriasowych mają niewielką miąższość, od kilku do ok. 300 m. Pod względem powierzchni przeważają obszary, w których miąższość warstw wodonośnych mieści się w przedziale do 50 m oraz 50–100 m. Lokalnie, na wałach kujawskim i pomorskim oraz w nieckach łódzkiej, szczecińskiej, pomorskiej i warszawskiej, a także w obszarze przedsudeckim i monoklinie śląsko-krakowskiej, występują warstwy wodonośne o sumarycznej miąższości przekraczającej 100 m.

Zmienność współczynnika filtracji w warstwach wodonośnych górnotriasowego zbiornika wód termalnych jest niewielka i mieści się w przedziale od $1 \cdot 10^{6}$ m/s do $41 \cdot 10^{-6}$ m/s. Są to skały słabo przepuszczalne. Wyższe wartości tego parametru, rzędu $(3–4) \cdot 10^{-6}$ m/s, charakteryzują niewielkie obszary w nieckach mogileńsko-łódzkiej, warszawskiej i szczecińskiej.

Z uwagi na niską przepuszczalność oraz przewodność warstw wodonośnych należy spodziewać się, że wydajności ujęć wód górnotriasowych będą relatywnie niskie. Jedynie w niecce warszawskiej i mogileńsko-łódzkiej oraz na wale kujawskim i lokalnie w niecce szczecińskiej można spodziewać się wydajności przekraczających 75 m^3/h. Punktowo można oczekiwać uzyskania wydatków wyższych niż 100 m^3/h. Na dominującym obszarze spodziewane wydajności potencjalnych ujęć nie przekraczają jednak ok. 50 m^3/h.

Należy się spodziewać, że w rejonie niecek: łódzkiej, warszawskiej i szczecińskiej, oraz na wale kujawskim temperatury wód zbiornika górnotriasowego nie będą przekraczały 50°C. Najwyższe temperatury wód w obrębie górnotriasowego zbiornika, powyżej 120°C, mogą występować w osiowych strefach niecki łódzkiej i południowo-zachodnim skrzydle wału kujawskiego, na linii Konin – Toruń oraz Poznań – Toruń.

Zbiornik triasu dolnego

Osady triasu dolnego stwierdzono prawie na całym obszarze Niżu Polskiego. Zbudowany jest w przeważającej mierze z ilasto-mułowcowych osadów, z przewarstwieniami piaskowców, wapieni, dolomitów i anhydrytów. W wielu otworach, w stropie, obserwuje się łączność hydrauliczną wapieni triasu środkowego i dolnego (Górecki *et al*. 2000). W części stropowej występują miąższe pakiety piaskowcowe (na południu Niżu – facja wapienna), poniżej piaskowce o mniejszych miąższościach.

Osady spągowe są zailone. W części północnej Niżu można zaobserwować miąższe kompleksy zawodnionych utworów piaszczystych. Wraz z pogłębieniem zalegania ku południowi rośnie udział facji ilastej i węglanowej. Ku wschodowi wraz z wynurzeniem następuje redukcja miąższości osadów przy równoczesnym wzroście ich zapiaszczenia.

Profil utworów triasu dolnego zdominowany jest przez utwory nieprzepuszczalne i słabo przepuszczalne, którymi są: iłowce, mułowce i skały węglanowe. Warstwy wodonośne budują pakiety piaskowcowe i zlepieńcowe różnej miąższości. Ich występowanie w profilu ma charakter nieregularny.

Na obszarze południowej części niecki szczecińskiej stwierdzono utwory formacji węglanowo-klastycznej, która ku północy przechodzi w pomorską (Szyperko-Teller & Kuberska 1997). Formację pomorską tworzą dwa cyklotemy rozpoczynające się utworami piaskowcowo-oolitowymi, a kończące iłowcami o barwie czerwonej. Dolny piaskowiec wydzielany jest jako ogniwo piaskowca drawskiego, natomiast cyklotem górny – jako ogniwo trzebiatowskie (Szyperko-Teller 1982). Miąższość piaskowca drawskiego dochodzi do 50 m na obszarze wału pomorskiego, przykryty jest 100–150-metrowym kompleksem utworów iłowcowo-mułowcowych (Szyperko-Teller 1987).

Wśród utworów triasu dolnego najbardziej perspektywiczny pod względem dobrych własności zbiornikowych dla wód hydrotermalnych wydaje się piaskowiec drawski (Feldman-Olszewska 2006), rozpoczynający formację pomorską środkowego pstrego piaskowca.

W profilu skał dolnotriasowych występuje stosunkowo niewiele utworów przepuszczalnych, a sumaryczne miąższości warstw wodonośnych w tym poziomie są zmienne: w granicach od kilkunastu do ponad 400 m (lokalnie na wale kujawskim oraz w granicach niecek mogileńsko-łódzkiej i pomorskiej). Na pozostałym obszarze sumaryczna miąższość warstw wodonośnych mieści się w przedziale 50–200 m.

Temperatury wód wzrastają w kierunku osi niecek (warszawskiej, mogileńsko-łodzkiej, szczecińskiej, pomorskiej i miechowskiej). W obrębie centralnej części zbiornika temperatura w stropie zmienia się w granicach od 50°C do ponad 100°C. Lokalnie, w granicach wału kujawskiego oraz niecek: mogileńsko-łodzkiej i szczecińskiej, temperatury w stropie mogą przekraczać 140°C.

Mineralizacja wód termalnych w zbiorniku dolnotriasowym jest zmienna: w granicach od kilku (brzeżne partie zbiornika) do ponad 350 g/dm^3. Najwyższymi mineralizacjami cechują się wody w osiowych częściach wału kujawskiego oraz niecek: mogileńsko-łodzkiej i szczecińskiej. W nieckach: warszawskiej, pomorskiej i miechowskiej, oraz północnej części obszaru przedsudeckiego mineralizacja wód przekracza 150–200 g/dm^3. W granicach zbiornika, na powierzchni obejmującej ok. 90% rozprzestrzenienia skał przepuszczalnych mineralizacja przekracza wartości 50 g/dm^3.

Przepuszczalność skał wodonośnych tworzących zbiornik wód termalnych, wyrażona wielkością współczynnika filtracji, nie jest wysoka. Niemal na całym obszarze rozprzestrzenienia warstw wodonośnych zawiera się w granicach od $1\cdot10^{-6}$ m/s do $3\cdot10^{-6}$ m/s. Skały te należy uznać za słabo przepuszczalne. Jedynie w rejonie Płock – Toruń oraz na linii Konin – Poznań stwierdzono występowanie skał o nieco wyższych wartościach współczynnika filtracji, tj. ponad $3\cdot10^{-6}$ m/s.

Spodziewana wydajność potencjalnych ujęć wód termalnych jest relatywnie niska i na ok. 50% obszaru zbiornika nie przekracza 50 m^3/h. Jedynie lokalnie, w strefach wału kujawskiego i pomorskiego, w nieckach: mogileńsko-łodzkiej, pomorskiej i warszawskiej, oraz części syneklizy bałtyckiej i obszaru przedsudeckiego można oczekiwać wyższej po-

tencjalnej wydajności studni. Maksymalne wydajności, ponad 100 m^3/h, można uzyskać w rejonie Poznania i Konina. Wydajności powyżej 75 m^3/h można teoretycznie osiągnąć w rejonach: Płocka, Skierniewic, Bydgoszczy, Torunia oraz na południe od Piotrkowa Trybunalskiego.

Zbiornik permu dolnego

Czerwony spągowiec stanowi piętro, w którym dominują różnego rodzaju skały wylewne przypadające na autun (część zachodnia Polski) i szeroko rozprzestrzenione facje skał klastycznych, odpowiadające saksonowi (Pokorski 1976).

Rozkład parametrów kolektorskich w obrębie zbiornika czerwonego spągowca jest skorelowany z wykształceniem litologicznym poszczególnych stref zbiornika.

W części Pomorza Zachodniego dominują głównie odmiany kwaśne skał wylewnych typu ryolit, dacyt i plagiodacyt. Na obszarze monokliny przedsudeckiej występują trachity, ryodacyty, dacyty i bazalty. Skały te nie stanowią perspektywicznych zbiorników dla wód termalnych.

Rozkład litofacji osadów czerwonego spągowca (Karnkowski 1999, Wolnowski 2003, 2007) wskazuje, że piaskowce i zlepieńce związane z utworami środowisk depozycyjnych: eolicznej oraz fluwialnej, mogą lokalnie charakteryzować się relatywnie dobrymi własnościami kolektorskimi, co warunkowałoby możliwości występowania poziomów wód termalnych.

Należy nadmienić również, że wody o podwyższonych zwykle temperaturach towarzyszą licznym akumulacjom gazu ziemnego w osadach czerwonego spągowca.

Strefy te zlokalizowane są w rejonach niecki zielonogórskiej i niecki poznańskiej, gdzie dolną część profilu osadów czerwonego spągowca stanowią utwory aluwialno-fluwialne, a wyżej przeważają osady eoliczne.

W rejonie wału wolsztyńskiego przeważają utwory aluwialno-fluwialne wykształcone jako zlepieńce z wkładkami piaskowców i mułowców.

W rejonie pomorskim, w brzeżnej strefie basenu czerwonego spągowca, występują utwory aluwialno-fluwialne wykształcone w facji zlepieńcowo-piaskowcowej. Piaskowcowo-zlepieńcowe utwory fluwialne zazębiają się z utworami środowiska playi, wykształconymi w facji mułowcowo-ilastej. W kilku otworach, które przewierciły cały profil czerwonego spągowca, w spągowej części stwierdzono obecność utworów eolicznych, głównie piaskowców. Przykrycie piaskowców eolicznych przez mułowcowo-iłowcowe utwory playi może tworzyć dobre warunki dla akumulacji złóż wód termalnych.

We wschodniej część basenu czerwonego spągowca, w strefie synklinorium łódzkiego, przeważają osady eoliczne, przechodzące ku wschodowi w osady pochodzenia fluwialnego, wykształcone jako piaskowce z wkładami iłowcowo-mułowcowymi. Ta część basenu jest słabo rozpoznana, wykonano tam kilka otworów badawczych (Września IG-1, Budziszowice IG-1, Sochaczew 2 i in.).

W niecce zielonogórskiej, od północy na obszarze wydzielonej części basenu przeważają osady aluwialno-fluwialne, w części południowej przeważają utwory eoliczne. W zachodniej części północnego skłonu wału wolsztyńskiego (południowa część synklinorium szczecińskiego – rejon otworów Banie 1 – Strzelce Krajeńskie IG-1) przeważają utwory

fluwialne piaskowcowo-mułowcowo-zlepieńcowe. Na pozostałych obszarach nie stwierdzono pakietów skał zbiornikowych.

Przypuszcza się, że w rejonach obniżonych, w których nie zlokalizowano wierceń poszukiwawczych, mogły sedymentować utwory fluwialne, a nawet eoliczne, które mogą posiadać stosunkowo dobre parametry zbiornikowe (Wolnowski 2007). W strefach głębokiego basenu, w obrębie bruzdy duńsko-polskiej, w stropie osadów czerwonego spągowca dominują utwory playi – mało perspektywiczne z punktu widzenia własności zbiornikowych.

Głębokość zalegania stropu utworów czerwonego spągowca w centralnej i północno-zachodniej części basenu wynosi 4000–7500 m, co w zasadzie eliminuje z punktu widzenia ekonomicznego możliwość wykorzystania wód termalnych.

Sumaryczne miąższości warstw wodonośnych na obszarze monokliny przedsudeckiej i Pomorza Zachodniego osiągają wartości od kilkunastu do około 200 m i tylko lokalnie na zachód i północny zachód od Poznania miąższości dochodzą do 600 m.

Przewodność hydrauliczna warstw wodonośnych utworów czerwonego spągowca jest stosunkowo niska, a potencjalne wydajności studni tylko lokalnie (w nieckach mogileńsko-łódzkiej i szczecińskiej) mogą przekraczać 75 m^3/h.

Mineralizacja wód jest zmienna: od ok. 20 do ponad 300 g/dm^3. Wody o niższej mineralizacji występują w płytko zalegających utworach. Wraz z głębokością mineralizacja wzrasta, stabilizując się na ogół w przedziale od 200 do ponad 300 g/dm^3. Wysoka na ogół mineralizacja oraz stwierdzone wysokie koncentracje jonów jodkowych wskazują na możliwości wykorzystania wód dolnopermskiego zbiornika do celów balneoterapeutycznych.

Zbiornik karboński

Warstwy wodonośne w utworach karbonu stanowią kompleksy wapienne i piaskowcowe. Skałami izolującymi są serie osadów nieprzepuszczalnych i słabo przepuszczalnych, które budują iłowce, mułowce i margle.

Znaczna głębokość zalegania utworów karbońskich w centralnej części Niżu Polskiego warunkuje słabe rozpoznanie parametrów zbiornikowych tych osadów.

Ze względu na dostępność materiału faktograficznego, a w szczególności brak danych dotyczących opisu parametrów zbiornikowych utworów karbońskich, możliwości wykorzystania wód termalnych związanych z opisywanym piętrem stratygraficznym mogą być rozważane jedynie w odniesieniu do obszarów niecki lubelskiej oraz niecki pomorskiej.

Rozwój horyzontów wodonośnych i ich główne własności zbiornikowe, a także warunki hydrogeotermalne karbonu lubelsko-warszawskiego i pomorskiego są znacznie zróżnicowane.

W profilu karbonu dolnego obszaru lubelskiego osady klastyczne, wykształcone w formie piaskowców i zlepieńców o porowatościach rzędu 2–5% występują w wizenie środkowym (fm. Kłonicy) i mogą stanowić poziom wodonośny. Warstwy te są uszczelnione osadami wizenu górnego, które stanowią płytkomorskie i deltowe utwory fm. Huczwy.

Wzdłuż południowo-zachodniej granicy rowu lubelskiego występują arkozowe i szarogłazowe piaskowce górnej części fm. Huczwy, o porowatości rzędu 13%, które tworzą ławice o grubości 10–20 m. Charakteryzują się słabą przepuszczalnością, a własności filtracyjne może warunkować ich szczelinowatość.

Wśród utworów górnego karbonu na Lubelszczyźnie potwierdzone, relatywnie dobre parametry kolektorskie charakteryzują osady namuru dolnego, tzw. fm. Terebina. Są to mułowce, wapienie i piaskowce pochodzenia szelfowo-deltowego przedzielone ławicami wapieni. Piaskowce fm. Terebina okazały się znaczące pod względem zbiornikowym, ponieważ zakumulowane są w nich złoża gazu – Minkowice, i ropy – Świdnik.

Własności zbiornikowe wapieni w profilu są zmienne i zależą od stopnia zeszczelinowania.

W profilu namuru górnego zlokalizowano tzw. fm. Dęblina, która charakteryzuje się znacznym (ponad 50%) udziałem „piaskowców srebrzystych", przeławiconych iłowcami i mułowcami. Poza południowo-wschodnią częścią rowu lubelskiego własności zbiornikowe piaskowców fm. Dęblina są bardzo korzystne – porowatość sięga 15–24%, a przepuszczalność dochodzi do 1300 mD (Górecki *et al*. 2000). Wśród osadów fm. Dęblina wyróżnić można ogniwo kumowskie (namur C) charakteryzujące się szczególnie wysokim udziałem piaskowców 60–80% profilu. Lokalnie, w rejonie Dęblina, porowatość tych piaskowców wynosi 15–25%, a przepuszczalność sięga nawet 1800 mD.

Produktywna seria węglonośna fm. lubelskiej (westfal A+B) w rejonie LZW występuje pod silnie wodonośnym nadkładem mezozoiczno-kenozoicznym, którego poziomy zbiornikowe zasilane są poprzez przepuszczalne utwory czwartorzędowe. Słodkie wody kopalniane kwalifikują się po odpowiednim zmieszaniu jako wody pitne, mineralne, a także jako wody przemysłowe i mogą być wykorzystane do celów rolniczych czy hodowlanych (Nieć 1996).

Osady westfalu B+C+D (?), wykształcone w fm. magnuszewskiej charakteryzują się zwiększonym udziałem utworów gruboklastycznych i redeponowanych osadów tufogenicznych. W północno-zachodniej części obszaru lubelskiego udział gruboławicowych piaskowców wzrasta do 35%. Piaskowce te cechują się bardzo dobrymi własnościami zbiornikowymi, stanowiąc potencjalnie korzystne horyzonty wodonośne.

Na obszarze pomorskim, w strefie północno-wschodniej, występuje fm. piaskowców arkozowych z Gozdu, datowana na turnej. Przeważają tutaj wulkanoklastyczne piaskowce arkozowe, czasami wapniste lub dolomityczne, a podrzędnie tufity (Muszyński 1996). Zawierają one przeławicenia i zazębiają się facjalnie z iłowcami wapnistymi fm. z Sąpolna, wapieniami ooidowymi fm. z Kurowa oraz iłowcami wapnistymi, marglami i wapieniami fm. z Grzybowa. Piaskowce arkozowe fm. z Gozdu cechują się porowatością rzędu 8–21% i przepuszczalnością 0.5–100 mD (śr. 60 mD), stanowią jeden z najważniejszych kompleksów zbiornikowych dolnego karbonu pomorskiego.

Kolejnym kompleksem zbiornikowym obszaru pomorskiego mogą być piaskowce kwarcowe wizenu, tzw. fm. z Drzewian. Są to białe, jasnoszare, szare i czerwonawe, przeważnie drobnoziarniste, piaskowce kwarcowe, przewarstwiane pstrymi mułowcami i iłowcami, lokalnie wapnistymi (Lipiec & Matyja 1998). Piaskowce fm. z Drzewian charakteryzują się dobrymi własnościami zbiornikowymi (Darłak *et al*. 1998). Porowatości wynoszą 6–33%, a przestrzeń porowa charakteryzuje się bardzo korzystnym wykształceniem, co zapewnia wysoką przepuszczalność rzędu 55–1085 mD (śr. 330 mD).

W utworach karbon górnego, na obszarze Pomorza Zachodniego można wyróżnić utwory fm. Wolina (namur – westfal A+B+C – dolny stefan) charakteryzujące się względnie

korzystnymi własności zbiornikowymi. Są to beżowe i szarobrązowe piaskowce tworzące ławice o miąższości od kilku do kilkunastu metrów, przewarstwione iłowcami dolomitycznymi i węglistymi.

Ze względu na potwierdzone złożami gazu ziemnego własności zbiornikowe piaskowcowej fm. Regi (westfal A – dolny stefan) oraz leżącą powyżej fm. Dziwny (zaliczane do tzw. serii z Wrzosowa (Żelichowski 1983) utwory te należy wziąć pod uwagę jako efektywny kompleks wodonośny.

Dobrymi własnościami kolektorskimi charakteryzują się również utwory związane z fm. Strzeżewa (westfal C+D – dln. stefan). Szare, ciemnoszare iłowce i mułowce tworzą kompleksy o miąższości 20–60 m, z rozwiniętymi wśród nich ławicami różnoziarnistych piaskowców o miąższości 7–20 m. Stanowią one niewątpliwie potencjalny, wodonośny horyzont zbiornikowy na obszarze pomorskim.

Sumaryczne miąższości warstwy wodonośnych w profilu pionowym utworów karbońskich cechują się nieznacznymi wartościami, w granicach od ok. 10 m do 100 m. Większe miąższości występują jedynie w rejonie Koszalina (do ok. 350 m), w niecce lubelskiej (do ok. 400 m) i w rejonie Częstochowy (ok. 200 m).

Przewidywane temperatury wód termalnych zbiornika karbońskiego charakteryzują się dużą zmiennością. Wody o temperaturze poniżej 50oC występują w niecce lubelskiej, na wyniesieniu łukowsko-hrubieszowskim, monoklinie śląsko-krakowskiej i w południowo-zachodniej części obszaru przedsudeckiego. Na pozostałym obszarze, gdzie zlokalizowano utwory karbońskie, temperatury są wyższe i rosną wraz z głębokością zalegania stropu.

Wody niecki lubelskiej i wyniesienia zrębowego łukowsko-hrubieszowskiego cechują się mineralizacją poniżej 50 g/dm^3, podobnie jak wody na monoklinie śląsko-krakowskiej. W kierunku południowym mineralizacja ogólna wód wzrasta do ponad 200 g/dm^3. Na pozostałym obszarze dominują wody o mineralizacji przekraczającej 200 g/dm^3.

Zbiornik dewoński

Warstwy wodonośne w utworach dewonu stanowią kompleksy wapienne i piaskowcowe. Skałami izolującymi są serie osadów nieprzepuszczalnych i słabo przepuszczalnych, które budują: iłowce, mułowce oraz margle.

Osady dewonu zostały całkowicie ścięte z powierzchni wyniesionej krawędzi starej prekambryjskiej platformy wschodnioeuropejskiej, a zachowały się jedynie w przykrawędziowych nieckach brzeżnych na obszarze radomsko-lubelskim na południowym wschodzie i pomorsko-kujawskim na północnym zachodzie.

Na obszarze radomsko-lubelskim perspektywiczne utwory wodonośne zlokalizowane są w dewonie środkowym. Utwory eifelu i żywetu w tym rejonie wykształcone są w fm. telatyńskiej, którą budują utwory ilasto-mułowcowo-piaszczyste, przechodzące ku górze w dolomity, margle i wapienie oraz anhydryty oraz rafogenne utwory węglanowe.

Własności zbiornikowe skał węglanowych dewonu środkowego obszaru lubelskiego są zmienne. Występują tutaj utwory charakteryzujące się zmienną przepuszczalnością: od 0 do ok. 1200 mD (Darłak *et al*. 1998). Według Bojarskiego (Bojarski 1996) lubelsko-radomsko-świętokrzyski basen wodonośny dewonu dolnego i środkowego jest krańcowo od-

mienny od zamojsko-lubelsko-radomskiego basenu wodonośnego dewonu górnego zarówno pod względem zasięgu oraz charakteru skał zbiornikowych, jak i warunków hydrochemicznych i hydrodynamicznych. Poziomy zbiornikowe dewonu dolnego i środkowego to przede wszystkim terygeniczne kompleksy piaszczyste. W niektórych ogniwach dewonu środkowego poziomami zbiornikowymi są dolomity, a liczne przewarstwienia iłowców i anhydrytów spełniają rolę poziomów uszczelniających. Horyzonty wodonośne dewonu dolnego i środkowego wykazują na ogół słabe i średnie własności zbiornikowe.

W dewonie górnym lubelszczyzny (fran + famen) potencjalnymi skałami zbiornikowymi mogą być jedynie wapienie koralowe oraz jamisto-kawerniste dolomity franu z rozwiniętą wtórną porowatością i szczelinowatością.

W rejonie lubelsko-radomskim utwory wodonośne dewonu górnego stanowią skały węglanowe z przewarstwieniami ilastymi. Za najkorzystniejsze poziomy zbiornikowe uważane są dolomity i wapienie kawerniste franu (ogn. werbkowickie i zębowickie – fm. modryńska) oraz występujące lokalnie piaskowce wapniste fm. hulczańskiej (najwyższy famen) (Bojarski 1996).

Niższe ogniwa fm. modryńskiej famenu (wapienie pasiaste fm. bychawskiej, wapienie gruzłowe fm. firlejskiej, margle dolomityczne fm. niedrzwickiej) uważane są za nieprzepuszczalne i spełniające rolę skał uszczelniających.

W obrębie dewonu środkowego i franu obszaru pomorskiego zaznaczają się dwie zasadnicze strefy facjalne: płytkowodna i przybrzeżna. Skomplikowane wykształcenie facjalne osadów dewonu utrudnia rozpoznanie sekwencji poszczególnych ogniw w profilach wierceń oraz ich korelację.

W dewonie górnym rejonu pomorskiego, w rejonie Polanów – Miastko, w przyspągowej części profilu franu występują piaskowce o porowatościach rzędu 2.4–10% i przepuszczalność od 12.5 do 195 mD. Piaskowce te, a wyżej – dolomity kawerniste franu, stanowią zasadnicze potencjalne formacje zbiornikowe dewonu pomorskiego.

W wyższej części franu środkowego i we franie górnym, w strefie Jamno – Koczała, osadziły się drobnoziarniste piaskowce kwarcowe z wkładkami mułowców (górna część fm. koczalskiej). W przykrawędziowej strefie niecki pomorskiej potencjalnie zbiornikowe utwory franu nie są uszczelnione, lecz erozyjnie zredukowane, ścięte i przykryte niezgodnie cechsztynem lub bezpośrednio utworami pstrego piaskowca.

Węglanowe i margliste utwory famenu w pojedynczych przypadkach (Kościernica 1, Gozd 1) charakteryzują się porowatościami nieco ponad 4%, a niekiedy nawet ponad 10% (Dunowo 1).

Dla węglanowych skał zbiornikowych jako całości zasadnicze znaczenie ma diagenetyczny rozwój wtórnej porowatości i przepuszczalności szczelinowej. Powoduje on lokalnie znaczną poprawę własności filtracyjnych skał węglanowych osadów dewońskich.

Warstwy wodonośne w utworach dewońskich w rejonie pomorskim występują jedynie w części północnej wału pomorskiego. Sumaryczna miąższość warstw wodonośnych w tym rejonie wynosi od 200 do 600 m, a w północno-wschodniej części niecki pomorskiej – od 100 do 500 m. W rejonie radomsko-lubelskim zmienność miąższości warstw wodonośnych jest większa. W rejonie Radomia sumaryczne miąższości zawodnionych skał wynoszą

ok. 200 m, w rejonie Lublina – ponad 700 m, a na południowy wschód od Zamościa – nawet ponad 1000 m.

W rejonie wału kujawskiego sumaryczna miąższość warstw wodonośnych sięga 400 m, a nawet 700 m. Na pozostałym obszarze sumaryczne miąższości warstw wodonośnych są relatywnie niskie – od ok. 50 m do 450 m.

Rozkład temperatur w stropie utworów dewońskich w rejonie pomorskim kształtuje się w granicach od 40°C do ok. 150°C. W subzbiorniku rejonu radomsko-lubelskiego temperatury wód są znacznie niższe, od ok. 10–15°C w rejonie Gór Świętokrzyskich, do ponad 110°C w północno-zachodniej części subzbiornika w granicach wału kujawskiego. W rejonie radomskim dominują jednakże wody o temperaturach w przedziale 10–50°C.

Zbiornik kambryjski

Zasadniczym kompleksem charakteryzującym się dobrymi własnościami zbiornikowymi są piaskowce poziomu Paradoxides paradoxissimus kambru środkowego. Są to jasnoszare, drobno- i średnioziarniste piaskowce kwarcowe o pierwotnie bardzo dobrych własnościach zbiornikowych (Strzetelski 2006b).

Korzystne własności zbiornikowe tych piaskowców limitowane są jednak głębokością pogrążenia (do 2000–2500 m) i temperaturą wgłębną (poniżej 80°C). Na większych głębokościach ulegają kwarcytyzacji i zatracając swoje porowo-międzyziarnowe własności filtracyjne, stają się szczelinową skałą zbiornikową (Strzetelski 1979, Sikorska & Pacześna 1997).

Niższymi poziomami wodonośnymi w obniżeniu podlaskim i na podlasko-lubelskiej krawędzi platformy mogą być górnowendyjskie piaskowce fm. lubelskiej, a także piaskowce włodawskie, zawiszyńskie i radzyńskie kambru dolnego (Lendzion 1972, 1983). Natomiast górny poziom wodonośny stanowią drobnoziarniste piaskowce fm. kostrzyńskiej kambru środkowego, charakteryzujące się dobrymi własnościami zbiornikowymi.

Piaskowce kambryjskie wykazują porowatość do 28%. Przepuszczalność piaskowców kambru, głównie środkowego, waha się w zakresie od 0 do 2860 mD.

W zewnętrznej syneklizie wschodniej piaskowce kambru środkowego zalegające na głębokościach do 1500 m ppm i odznaczają się relatywnie wysoką porowatością, rzędu 9–30%.

W polskiej części starej prekambryjskiej platformy wschodnioeuropejskiej wodonośne piaskowce kambru środkowego są przykryte i uszczelnione węglanowo-ilastymi utworami ordowiku oraz grubym nadkładem nieprzepuszczalnych iłowców i łupków ilastych syluru. Basen kambryjski jest otwarty po stronie wschodniej, wokół erozyjnego półokna hydrodynamicznego, jakim jest wyniesienie mazursko-suwalskie (Strzetelski 2006b).

Kambryjskie, wodonośne piaskowce zbiornikowe w lądowej i podmorskiej części środkowej i zachodniej syneklizy bałtyckiej są przykryte i uszczelnione ilastą warstwą kambru górnego oraz grubą serią ilasto-mułowcową osadów syluru.

Temperatura w stropie utworów kambryjskich generalnie wzrasta wraz z pogrążaniem stropu. Zmienność temperatur jest znaczna, od kilkunastu do ponad 200°C w rejonie południowo-wschodnim, na obszarze niecki lubelskiej.

ROZKŁAD ZASOBÓW DYSPOZYCYJNYCH – OBSZARY PERSPEKTYWICZNE POTENCJALNYCH UJĘĆ WÓD TERMALNYCH

W celu ilościowej oceny parametrów zbiorników wód termalnych konieczne jest dokonanie analizy podstawowych parametrów hydrogeologicznych. Analizy powyższych parametrów wykonano w ramach projektu *Atlasy geotermalne formacji mezozoicznej i paleozoicznej – analiza geologiczna, hydrogeologiczna, geotermiczna oraz zasobowa wód i energii geotermalnej na Niżu Polskim*.

Wykreślono mapy zmienności takich parametrów, jak: gradient hydrogeochemiczny, mineralizacja wód złożowych, gęstość wód złożowych, miąższość sumaryczna warstw wodonośnych, rozkład współczynników filtracji, przewodność hydrauliczna oraz wydajność poziomów hydrogeotermalnych i dopuszczalnych depresji eksploatacyjnych.

Ocenę geologiczną i hydrogeologiczną zbiorników uzupełniono analizą rozkładu parametrów termicznych, głównie: strumienia cieplnego, gradientu geotermicznego oraz temperatur w stropach zbiorników hydrogeotermalnych. Szczegóły dotyczące metodyki oceny jakościowej i ilościowej podstawowych parametrów hydrogeologicznych i geotermalnych zbiorników wód termalnych zostały podane w *Atlasie zasobów geotermalnych*... (Hajto 2006). W ramach realizacji projektu obliczono zasoby dyspozycyjne energii geotermalnej zakumulowanej w poszczególnych zbiornikach.

W celu porównania atrakcyjności zbiorników wód termalnych wydaje się stosowne uwzględnienie co najmniej dwóch parametrów, a mianowicie: wielkości zasobów dyspozycyjnych oraz powierzchni występowania tych zasobów. Wielkość powierzchni występowania zasobów dyspozycyjnych warunkuje atrakcyjność zbiornika pod kątem dostępności jego zasobów dla rynku potencjalnych odbiorców ciepła (lokalizacji instalacji geotermalnych). Wielkość zasobów wskazuje natomiast na ilość energii zakumulowanej w zbiorniku i może mieć znaczenie przy podejmowaniu decyzji związanych z projektowaniem instalacji, a w szczególności z mocą cieplną planowanego systemu.

Na możliwości i zakres wykorzystania wód termalnych mają oczywiście wpływ inne czynniki, takie jak: temperatura wody, mineralizacja, wydajność, etc. Należy jednak pamiętać, iż sposób oceny zasobów dyspozycyjnych oraz metodyka kalkulacji i wykreślania map zasobów dyspozycyjnych uwzględniają powyższe parametry i zawierają się w formułach wzorów obliczeniowych. Przyjęte formuły uwzględniają też skomplikowane zależności i relacje pomiędzy poszczególnymi parametrami hydrogeologicznymi oraz wskaźnikami warunkującymi efektywne ekonomicznie pozyskanie ciepła z tych wód.

Wzory opisujące m.in. takie parametry, jak: moc wejściowa, moc wyjściowa, współczynnik mocy, zasoby dyspozycyjne, uwzględniają następujące parametry: głębokość zalegania zbiornika, rozkład współczynnika filtracji, wydajności potencjalnych ujęć hydrogeologicznych, koszty wiercenia i bilans kosztów funkcjonowania instalacji geotermalnej (metoda wskaźnikowa).

W celu uszeregowania przeanalizowanych zbiorników uwzględniono relacje powierzchni występowania zasobów dyspozycyjnych w poszczególnych zbiornikach (Fig. 1), do całkowitej powierzchni Niżu Polskiego zajmującego obszar ok. 270 tys. km^2.

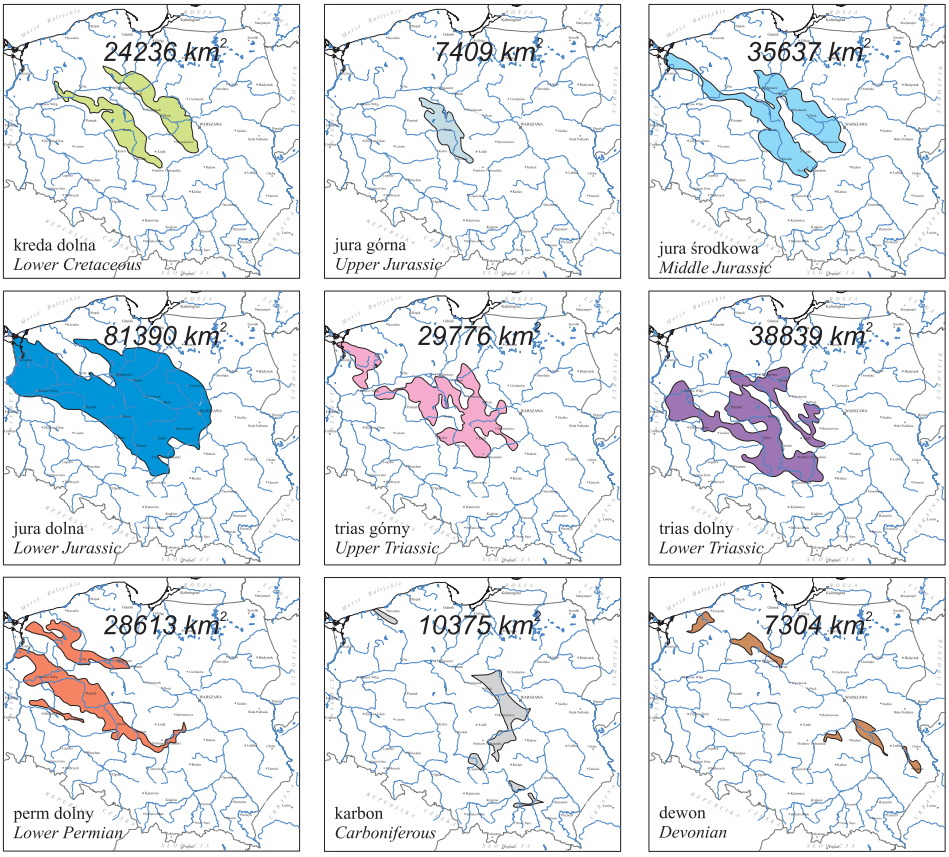

Fig. 1. Lokalizacja perspektywicznych obszarów wykorzystania wód termalnych do celów ciepłowniczych w obrębie wytypowanych zbiorników hydrotermalnych na obszarze Niżu Polskiego

Fig. 1. Localization of perspective areas of geothermal energy utilization for heating purposes within selected aquifers in the Polish Lowlands

Biorąc pod uwagę powyższe czynniki, można skonstruować wskaźnik pozwalający na porównanie „jakości" zbiorników wód termalnych wg formuły

$$D_Z = \frac{E_Z \cdot \dfrac{A_Z}{A_{OBL}}}{\sum_{Z=1}^{n}\left(E_Z \cdot \dfrac{A_Z}{A_{OBL}}\right)} \quad [\%],$$

gdzie:

E_Z – zasoby dyspozycyjne zbiornika [J/rok],
A_Z – powierzchnia występowania zasobów dyspozycyjnych [m^2],
A_{OBL} – powierzchnia obszaru Niżu Polskiego [m^2],
Z – kolejny zbiornik.

Wzór uwzględnia wielkość zasobów dyspozycyjnych poszczególnych zbiorników oraz relacje pomiędzy powierzchnią występowania tych zasobów a powierzchnią Niżu Polskiego w odniesieniu do sumarycznych zasobów. Preferowane są zatem zbiorniki, których opłacalne wykorzystanie zasobów jest możliwe na relatywnie dużych obszarach (Fig. 2).

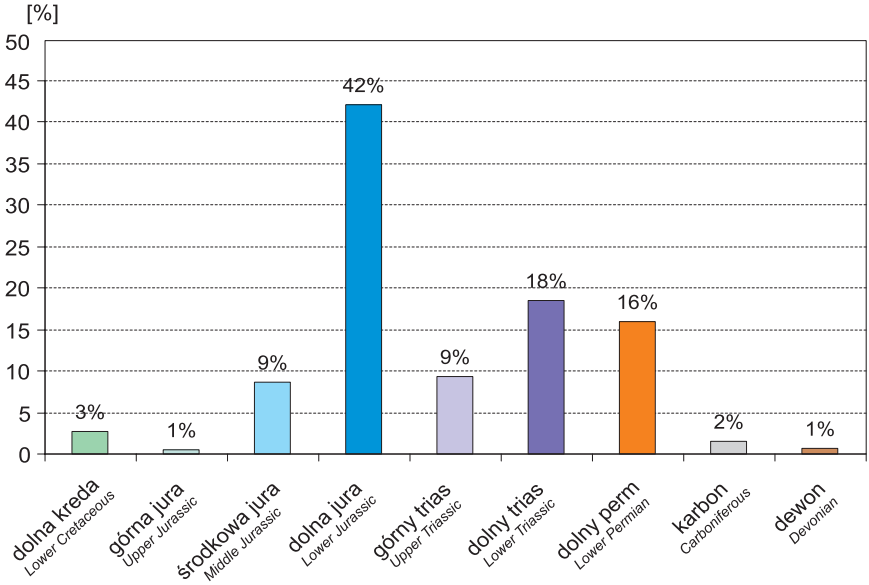

Fig. 2. Udział dyspozycyjnych zasobów energii geotermalnej poszczególnych zbiorników w skumulowanych zasobach energii wód termalnych, możliwej do wykorzystania w celach ciepłowniczych na obszarze Niżu Polskiego

Fig. 2. Contribution of disposable reserves of particular geothermal aquifer in cumulative reserves of disposable energy assigned for heating purposes in the Polish Lowlands

Powyższy wykres (Fig. 2) potwierdza, że najbardziej perspektywicznym zbiornikiem wód termalnych na Niżu Polskim jest zbiornik dolnej jury. Charakteryzuje się on relatywnie wysokimi zasobami, które rozmieszczone są na dużym obszarze, zajmującym ponad 30% powierzchni Niżu Polskiego (tj. ponad 26% powierzchni Polski).

Powierzchnia zbiornika dolnojurajskiego zakwalifikowana do wykorzystania w klasie zasobów dyspozycyjnych wynosi ponad 81 tys. km^2, co stanowi ponad 50% powierzchni występowania osadów jury dolnej na Niżu Polskim. Zasoby dyspozycyjne energii geotermalnej zbiornika dolnojurajskiego wynoszą $1.88 \cdot 10^{18}$ J/rok, co odpowiada $4.48 \cdot 10^{7}$ TOE/rok energii. Stanowi to aż 30% zasobów dyspozycyjnych analizowanych zbiorników mezozoicznych oraz ponad 20% obliczonych zasobów dyspozycyjnych energii geotermalnej na Niżu Polskim.

Spośród pozostałych przeanalizowanych zbiorników wieku mezozoicznego duży udział energii cieplnej towarzyszy wodom zakumulowanym w zbiornikach dolnotriasowym oraz górnotriasowym i środkowojurajskim. Stosunkowo źle na tle pozostałych mezozoicznych zbiorników prezentuje się zbiornik geotermalny jury górnej. Analizy i obliczenia wskazują,

że wody termalne powyższego zbiornika można wykorzystać do celów ciepłowniczych jedynie na niewielkim obszarze o powierzchni niespełna 7.5 tys. km^2, zlokalizowanym w centralnej części Polski, w rejonie niecki mogileńskiej i częściowo łódzkiej.

Według przyjętego kryterium oceny zbiornik dolnej kredy akumuluje zaledwie ok. 3% zasobów dyspozycyjnych. Należy jednakże pamiętać, że utwory dolnej kredy, w znaczącej części Niżu Polskiego, zalegają na niewielkich głębokościach (do 1500 m ppm). W związku z powyższym wody termalne tego zbiornika są dostępne przy zachowaniu relatywnie niskiego ryzyka geologicznego związanego z wykonaniem otworu wiertniczego i udostępnieniem warstw wodonośnych. Dobre parametry kolektorskie i wysokie wydajności eksploatacyjne tego zbiornika potwierdzają funkcjonujące instalacje geotermalne w Mszczonowie i w Uniejowie oraz szereg projektów geologicznych ukierunkowanych na rozpoznanie możliwości wykorzystania wód dolnokredowego zbiornika hydrotermalnego do celów ciepłowniczych bądź balneologiczno-rekreacyjnych dla miasta Koło, Poddębice i innych, wykonanych w Katedrze Surowców Energetycznych AGH.

Spośród zbiorników wód termalnych związanych z pokrywą paleozoiczną najbardziej perspektywicznie przedstawia się zbiornik dolnopermski. Powierzchnia zbiornika, w której zdefiniowano zasoby w klasie zasobów dyspozycyjnych, wynosi ponad 28 tys. km^2 (Fig. 1), stanowi to ponad 28% powierzchni kalkulacji zasobów zbiornika permu dolnego na Niżu Polskim. Dolnopermskie poziomy wodonośne charakteryzują się również największymi zasobami dyspozycyjnymi wśród analizowanych paleozoicznych zbiorników wód termalnych na Niżu Polskim. Zasoby dyspozycyjne energii geotermalnej zakumulowane w wodonośnych utworach permu dolnego wynoszą $2.03 \cdot 10^{18}$ J/rok, co odpowiada $4.84 \cdot 10^{7}$ TOE/rok i stanowi to ponad 69% sumarycznych zasobów dyspozycyjnych zbiorników paleozoicznych na Niżu Polskim. Zasadnicza część zasobów dyspozycyjne zbiornika występuje w przedziale temperaturowym powyżej 60°C. W przedziale temperaturowym powyżej 100°C zakumulowane jest ponad 78% zasobów dyspozycyjnych całego zbiornika.

WNIOSKI

Należy stwierdzić, że wykorzystanie energii geotermalnej w sposób ekonomicznie uzasadniony jest realne w wielu rejonach Niżu Polskiego. Regionalna analiza zbiorników wód termalnych na Niżu Polskim wskazuje, że wykorzystanie energii do celów grzewczych winno, w pierwszej kolejności, opierać się na zasobach dolnojurajskiego zbiornika hydrogeotermalnego. Z powyższym poziomem zbiornikowym należy wiązać zatem możliwości kompleksowego wykorzystania zasobów energii geotermalnej w zasięgu poszczególnych województw i miast centralnej Polski.

Pod względem zasobności szczególnie interesująco wyglądają baseny wód termalnych w rejonach związanych z nieckami: warszawską, mogileńsko-łódzka – w Polsce centralnej, oraz niecką szczecińską – w północno-zachodniej części Niżu Polskiego. Możliwości wykorzystania energii geotermalnej pozostałych zbiorników hydrogeotermalnych są mniejsze i dotyczą jedynie wydzielonych obszarów.

Opłacalność przedsięwzięcia polegającego na zastosowaniu ciepła wód termalnych w konkretnych lokalizacjach zależy od szczegółowego rozpoznania parametrów hydrogeo-

termalnych wód oraz wykonania studium techniczno-ekonomicznego w skali danego miasta bądź gminy, z uwzględnieniem specyfiki lokalnego rynku ciepłowniczego.

Identyfikacja warunków geotermalnych skał wieku paleozoicznego stanowi istotne uzupełnienie wiedzy na temat krajowych zasobów energii geotermalnej na Niżu Polskim. Uzyskane wyniki wskazują na nowe możliwości rozwoju geotermii poza obszarami występowania ciepłych wód podziemnych formacji mezozoicznych (Fig. 1).

Obecność ciepłych wód podziemnych, nadających się do wykorzystania w celach ciepłowniczych, może być powiązana z rozległymi strefami dyslokacji w podłożu mezozoiku. Dotyczy to przede wszystkim zbiorników wód termalnych w utworach dewońskich i karbońskich, zarówno na obszarze radomsko-lubelskim, jak i pomorskim. W związku z powyższym istnienie wysoko wydajnych, szczelinowych zbiorników wód termalnych może mieć ściśle lokalny zasięg. Wybór lokalizacji potencjalnych ujęć wód termalnych winien być zatem poprzedzony wnikliwymi analizami materiałów kartograficznych oraz dokumentacji hydrogeologicznej, ze szczególnym uwzględnieniem tektoniki lokalnej.

Badania będące podstawą niniejszego artykułu zostały przeprowadzone w ramach tematu pt. „Atlasy geotermalne formacji mezozoicznej i paleozoicznej – analiza geologiczna, hydrogeologiczna i geotermiczna oraz zasobowa wód i energii geotermalnej na Niżu Polskim", realizowanego w latach 2004–2006, finansowanego przez NFOŚiGW w Warszawie.

Modelowania i wspomagane komputerowo interpretacje wykonano z wykorzystaniem programu ZMAP-Plus, firmy Landmark Graphics Corporation, użytkowanego na podstawie grantu (Agreement No. 2003-COM-020272).

LITERATURA

Bilan W., 1976. Stratygrafia górnego triasu wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Zeszyty Naukowe AGH*, 3, 4–73.

Bojarski L., 1996. *Atlas hydrochemiczny i hydrodynamiczny paleozoiku i mezozoiku oraz ascenzyjnego zasolenia wód podziemnych na Niżu Polskim 1:1 000 000*. PIG, Warszawa.

Cataldi R., 1993. Problemy środowiska i kosztów zagospodarowania energii geotermalnej. *Technika Poszukiwań Geologicznych – Geosynoptyka i Geotermia*, 5–6, 75–205.

Cataldi R., 1994. Outline of General Problems and Costs of Geothermal Development, with Particular Reference to Europe. *Conference held at the University of Mining and Metallurgy in Cracow*, 9 June 1994.

Darłak B. *et al*., 1998. Przegląd wyników badań własności zbiornikowych i filtracyjnych wybranych skał zbiornikowych basenów młodopaleozoicznych Niżu Polskiego. *Prace PIG*, CLXV (165), 147–153.

Dayczak-Calikowska K., 1977. Baton górny i kelowej w północno-zachodniej Polsce. *Prace IG*, LXXXIV, 69.

Dayczak-Calikowska K., 1979. Stratygrafia, litologia, paleogeografia. Jura środkowa. W: Budowa geologiczna niecki szczecińskiej i bloku Gorzowa, *Prace IG,* XCVI, 57–62.

Dayczak-Calikowska K., 1987. Jura środkowa. W: Budowa geologiczna wału pomorskiego i jego podłoża, *Prace IG*, CXIX, 116–123.

Feldman-Olszewska A., 2006. *Atlas zasobów geotermalnych na Niżu Poskim. Formacje mezozoiku*. W: Górecki W. (red.), Ministerstwo Środowiska, ZSE AGH, 256–267.

Gosk E., 1982. Geothermal resources assesment. W: Čermak V. & Haenel R.E. (eds), *Geothermics and geothermal energy*, Stuttgard, Schweizerbartshe Verlagsbuchhandlug, 299.

Górecki W. (red.), 1990. *Atlas wód geotermalnych Niżu Polskiego*. ISE AGH Kraków, Okręgowe Przedsiębiorstwo Geodezyjno-Kartograficzne, 368.

Górecki W. (red.), 1995. *Atlas zasobów energii geotermalnej na Niżu Polskim*. Towarzystwo Geosynoptyków „Geos", 37.

Górecki W., 2006. *Atlas zasobów geotermalnych na Niżu Poskim. Formacje mezozoiku*. W: Górecki W. (red.), Ministerstwo Środowiska, ZSE AGH, 484.

Górecki W., 2006. *Atlas zasobów geotermalnych na Niżu Poskim. Formacje paleozoiku*. W: Górecki W. (red.), Ministerstwo Środowiska, ZSE AGH, 240.

Górecki W. *et al*., 2000. *Analiza geologiczna i ocena zasobów wód i energii geotermalnej w formacjach jury środkowej i górnej oraz triasu na Niżu Polskim*. Projekt KBN, Arch. ZSE AGH, Kraków, 114.

Grodzicka-Szymanko W. & Orłowska-Zwolińska T., 1972. Stratygrafia górnego triasu NE części obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Kwartalnik Geologiczny*, 16, 216–232.

Haenel R. & Staroste E. (ed.), 2002. *Atlas of geothermal resources in Europe*. Hannover, 93.

Hajto M., 2006. *Atlas zasobów geotermalnych na Niżu Poskim. Formacje mezozoiku*. W: Górecki W. (red.), Ministerstwo Środowiska. ZSE AGH, 183–191.

Iwanow A., 1998. Paleogeografia dolnego pstrego piaskowca – retyku. W: Dadlez R., Marek S. & Pokorski J. (red.), *Atlas paleogeograficzny epikontynentalnego permu i mezozoiku w Polsce. 1:2 500 000*, Plansze 11–27.

Jonatansson S., 1993. Perspektywy wykorzystania energii geotermalnej w Europie środkowej i wschodniej. *Technika Poszukiwań Geologicznych – Geosynoptyka i Geotermia*, 5–6, 169–175.

Karnkowski P.H, 1999. *Oil and Gas Deposits in Poland*. The Geosynoptices Society Geos – University of Mining and Metallurgy, Cracow, 380.

Karnkowski P.H., 1999. Origin and evolution of the Polish Rotliegend Basin. *Polish Geological Institute Special Papers*, 3, 1–93.

Lendzion K., 1972. Stratygrafia kambru dolnego na obszarze Podlasia. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 233, 69–117.

Lendzion K., 1983. Rozwój kambryjskich osadów platformowych Polski. *Prace Instytutu Geologicznego*, 105.

Lipiec M. & Matyja H., 1998. Architektura depozycyjna basenu dolnokarbońskiego na obszarze pomorskim. W: Narkiewicz M. (red.), Analiza basenów sedymentacyjnych Niżu Polskiego, *Prace PIG*, 165, 101–111.

Muszyński M., Biernacka J., Lorenc S., Protas A., Urbanek Z. & Wojewoda J., 1996. Petrologia i środowisko sedymentacji dolnokarbońskich utworów wulkanoklastycznych w rejonie Dygowa i Kłanina (strefa Koszalin – Chojnice). *Geologos*, 1, 93–126.

Nieć M., 1996. Zagadnienie ochrony środowiska w dokumentowaniu złóż górnictwa odkrywkowego. W: Ney R. (red.), *Surowce mineralne Polski. Surowce energetyczne, Węgiel kamienny. Węgiel brunatny*, Wydawnictwo CPPGSMiE PAN, Kraków, 357–359.

Orłowska-Zwolińska T., 1983. Palinostratygrafia epikontynentalnych osadów wyższego triasu w Polsce. *Prace Instytutu Geologicznego*, 104, 1–88.

Pokorski J., 1976. The Rotliegend of the Polish Lowlands. *Przegląd Geologiczny*, 24 (6), 318–324.

Szargut J., 1990. Zasoby energii geotermalnej w Polsce. *Gospodarka Paliwami i Energią*, 7, 4–7.

Strzetelski W., 1979. Litofacja i szczelinowatość roponośnych utworów kambru w syneklizie perybałtyckiej. PAN Oddział Kraków, Komitet Nauk Geologicznych, *Prace Geologiczne*, 116, 93.

Strzetelski W., 2006a. *Atlas zasobów geotermalnych na Niżu Poskim. Formacje paleozoiku*. W: Górecki W. (red.), Ministerstwo Środowiska, ZSE AGH, 328–329.

Strzetelski W., 2006b. *Atlas zasobów geotermalnych na Niżu Poskim. Formacje paleozoiku*. W: Górecki W. (red.), Ministerstwo Środowiska, ZSE AGH, 216–219.

Szczepański A., 1990. *Atlas wód geotermalnych Niżu Polskiego*. W: Górecki W. (red.), ISE AGH Kraków, Okręgowe Przedsiębiorstwo Geodezyjno-Kartograficzne, 103–116.

Szczepański A., 1995. *Atlas zasobów energii geotermalnej na Niżu Polskim*. W: Górecki W. (red.), Towarzystwo Geosynoptyków Geos, 12–19.

Szyperko-Teller A., 1982. Litostratygrafia pstrego piaskowca na Pomorzu Zachodnim. *Kwartalnik Geologiczny*, 26, 2, 341–368.

Szyperko-Teller A., 1987. Stratygrafia i rozwój sedymentacji. Trias dolny – rozwój sedymentacji i ukształtowanie basenu. W: Budowa geologiczna wału pomorskiego i jego podłoża, *Prace PIG*, 119, 92.

Szyperko-Teller A. & Kuberska M. 1997. Trias dolny. Litostratygrafia i litofacje. W: Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce, *Prace PIG*, 153, 112–121.

Sikorska M. & Pacześna J., 1997. Quartz cementation in Cambrian sandstones on the background of their burial history (Polish part of the East European Craton). *Geological Quartenary*, 41–03, 265–273.

Wolnowski T., 2003. Prognoza zasobności czerwonego spągowca w basenie permskim Niżu Polskiego w świetle nowych technik poszukiwawczych. *Nafta – Gaz*, 11, 536–546.

Wolnowski T., 2007. Perspektywy poszukiwań złóż ropy naftowej i gazu ziemnego na Niżu Polskim. *Miesięcznik Gospodarczy Nowy Przemysł – Wiadomości Naftowe i Gazownicze*, 28.08.2007, http://nafta.wnp.pl.

Żelichowski A.M., 1983. Lithological associations in the Carboniferous in Poland. *Przegląd Geologiczny*, 6, 342–350.

www.mos.gov.pl. Zestawienie koncesji na poszukiwanie, rozpoznawanie i wydobywanie kopalin, udzielonych przez Ministra Środowiska – stan na 31 grudnia 2007 r. http://www.mos.gov.pl/dgikg/koncesje_geologiczne/Zestawienie_koncesji_na_poszukiwanie.pdf)

Summary

The paper presents geological aspects of localization of potential geothermal aquifers within the geological section of the Polish Lowlands (Fig. 1). Additionally, comparison and classification (Fig. 2) of nine selected aquifers was performed, namely the Lower Cretaceous, Upper Jurassic, Middle Jurassic, Lower Jurassic, Upper Triassic, Lower Triassic, Lower Permian, Carboniferous and Devonian.

Two factors were taken into consideration as the comparative criteria: the amount of disposable reserves [J/year] and the area covered by the disposable reserves (Fig. 1).

As the additional criteria, the ratios of areas of disposable reserves within particular aquifers to the whole area of the Polish Lowlands (over 270 thousand sq. km) were considered.

The diagram (Fig. 2) indicates that the Lower Jurassic aquifer is the most prospective aquifer for geothermal water utilization. It is characterized by relatively high disposable reserves which occupy an area representing over 30% of the Polish Lowlands.

Disposable reserves accumulated in the Lower Jurassic aquifer amount to $1.88 \cdot 10^{18}$ J/year, which equals to the energy from $4.48 \cdot 10^{7}$ TOE/year. They represent over 30% of disposable reserves of the analyzed Mesozoic aquifers and over 20% of total reserves calculated for all aquifers in the Polish Lowlands.

Complex utilization of geothermal energy and hot water in provinces and voivodships of the Polish Lowlands should be focused mainly on the Lower Jurassic aquifer. As regards the amount of accumulated energy, the most interesting and promising areas of the Polish Lowlands occur in the Warsaw Trough, Mogilno – Łódź Trough (in the central part of Poland) and Szczecin Trough (in the northwestern part of the Polish Lowlands). Possibilities of geothermal energy utilization in remaining areas are rather low and related to limited areas.