Technika Poszukiwań Geologicznych
Geotermia, Zrównoważony Rozwój nr 1/2018

Aleksandra KASZTELEWICZ[1,2]

# WYBRANE ASPEKTY MINERALOGICZNO-PETROGRAFICZNE SKAŁ ZBIORNIKOWYCH PODHALAŃSKIEGO SYSTEMU GEOTERMALNEGO

## STRESZCZENIE

Podhalański system geotermalny jest jednym z najbardziej perspektywicznych regionów pod względem potencjału geotermalnego w Polsce. Wody geotermalne wykorzystywane są do celów grzewczych już od 1993 roku, a dobrze rozwinięta infrastruktura ciepłownicza oraz rekreacyjna sprzyja dalszemu rozwojowi tego sektora. W artykule przedstawiono wybrane wyniki badań mineralogicznych, petrograficznych i petrofizycznych skał zbiornikowych eksploatowanych obecnie wód geotermalnych. Próbki skał pobranych z otworu Biały Dunajec PAN-1 petrograficznie zakwalifikować można jako skały węgalanowe, głównie wapienie i dolomity o porowatości poniżej 1%.

## SŁOWA KLUCZOWE

Zasoby geotermalne, właściwości skał zbiornikowych, mineralogia, petrografia, Podhale

* * *

## WPROWADZENIE

Energia geotermalna w wielu krajach europejskich posiada potencjał wystarczający do zastosowania jej w celach energetycznych – produkcji energii elektrycznej i ciepła, a także

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

[2] Instytut Gospodarki Surowcami Mineralnymi i Energią PAN, ul. Wybickiego 7A, 31-261 Kraków; e-mail: kasztelewicz@meeri.pl

do celów rekreacyjnych i turystycznych. Polska na tle Europy charakteryzuje się znacznym potencjałem zasobów geotermalnych o niskiej entalpii. Korzystne warunki zbiornikowe i eksploatacyjne stanowią odpowiednią podstawę dla ciepłownictwa, rekreacji, balneoterapii i innych zastosowań (Barbacki 2012). Badany zbiornik wód geotermalnych znajduje się w Karpatach wewnętrznych w regionie Podhala, gdzie wody wykorzystywane są do celów ciepłowniczych od 25 lat. Temperatury eksploatowanych wód wynoszą 82–86°C na wypływie, podczas gdy temperatura w złożu na głębokości 3–3,5 km osiąga nawet 94–100°C w północno-środkowej i północno-zachodniej części podhalańskiego sytemu geotermalnego, a mineralizacja wynosi od 2,5 do ok. 3 g/dm$^3$ (Sokołowski 1992; Bujakowski i in. 2016). Wody te gromadzą się w utworach węglanowych środkowego eocenu i triasu zalegających pod serią fliszową wypełniającą kotlinę podhalańską.

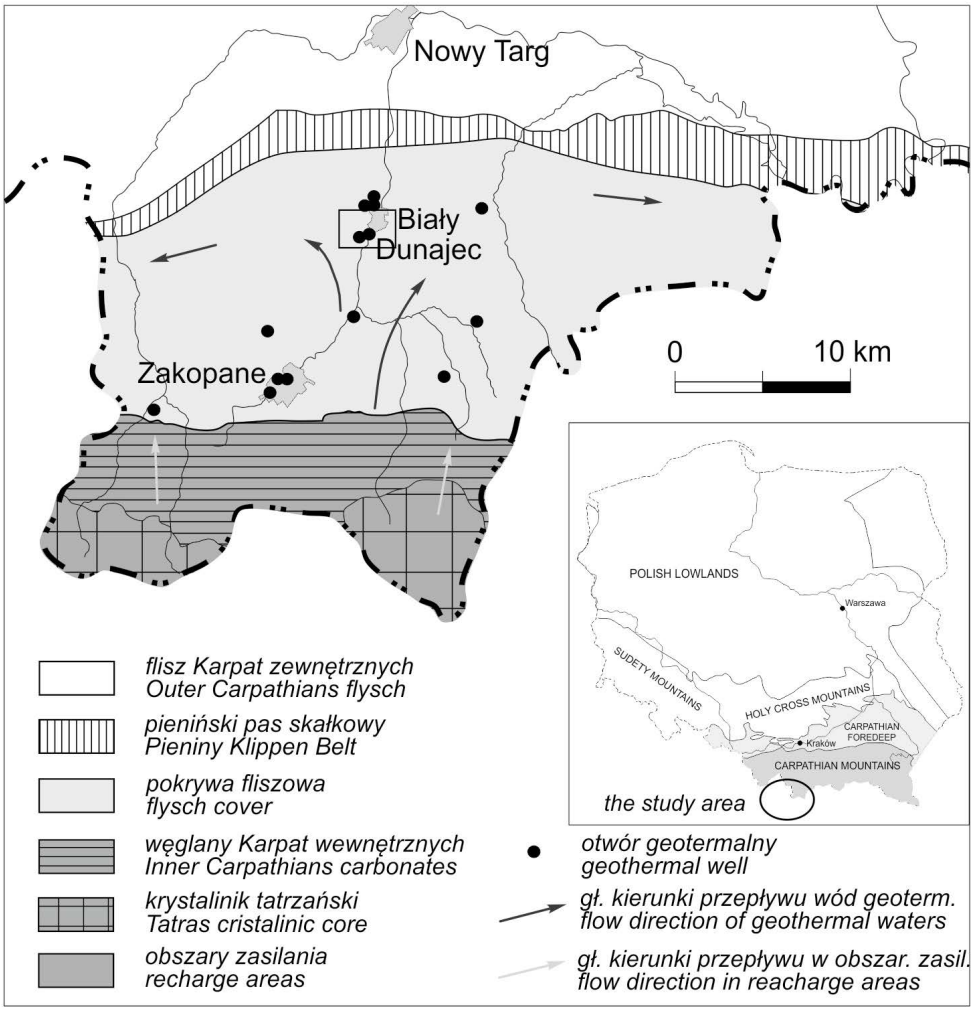
W artykule przedstawiono nowe wyniki analiz petrograficzno-petrofizycznych skał zbiornikowych systemu hydrogeotermalnego w oparciu o zaprezentowane w pracach autorstwa: Kępińskiej (1997, 2001, 2006), Chowańca (2009, 2012), Długosza i Nagy'ego (1996), Nagy'ego i Długosza (2000) oraz Jaromina i in. (1990a, 1990b).

Artykuł koncentruje się na ważnym aspekcie, jakim jest znajomość cech skał zbiornikowych jako jednego z najważniejszych elementów badań petrologicznych. Pozwala ona na zastosowanie wyników badań w badaniach modelowych (Miecznik 2017; Bujakowski i in. 2016) i prognozach długoterminowej i bezpiecznej eksploatacji złoża, a także w modelowaniach geochemicznych wykorzystywanych przy ocenie reakcji woda–skała (Lopez i in. 2010).

## 1. BUDOWA GEOLOGICZNA

Podhalański system geotermalny zlokalizowany jest w południowej części Polski, między Tatrami oraz Pienińskim Pasem Skałkowym (rys. 1), w jego obrębie znajduje się kilka poziomów wód geotermalnych. Główny zbiornik wód zbudowany jest z węglanowych osadów środkowotriasowych (w rejonie Białego Dunajca zwany jednostką Białego Dunajca) wraz z leżącą powyżej środkowoeoceńską serią węglanową (eocen numulitowy, rys. 2). Powyżej stropu eocenu zalegają warstwy nieprzepuszczalnego fliszu podhalańskiego. Miąższość osadów fliszowych w basenie podhalańskim wzrasta z południa na północ i może lokalnie przekraczać 3000 m. Jednostka Białego Dunajca zapada na północ i wyklinowywuje się na kontakcie tektonicznym z Pienińskim Pasem Skałkowym. Główny obszar zasilania wód podziemnych znajduje się w Tatrach. Przepływ wody odbywa się zgodnie z kierunkiem zapadania serii wodonośnej z południa na północ, a prędkość przepływu maleje w kierunku północnym z kilkudziesięciu m/rok w części S, do kilku m/rok na granicy z Pienińskim Pasem Skałkowym (Chowaniec 2009).

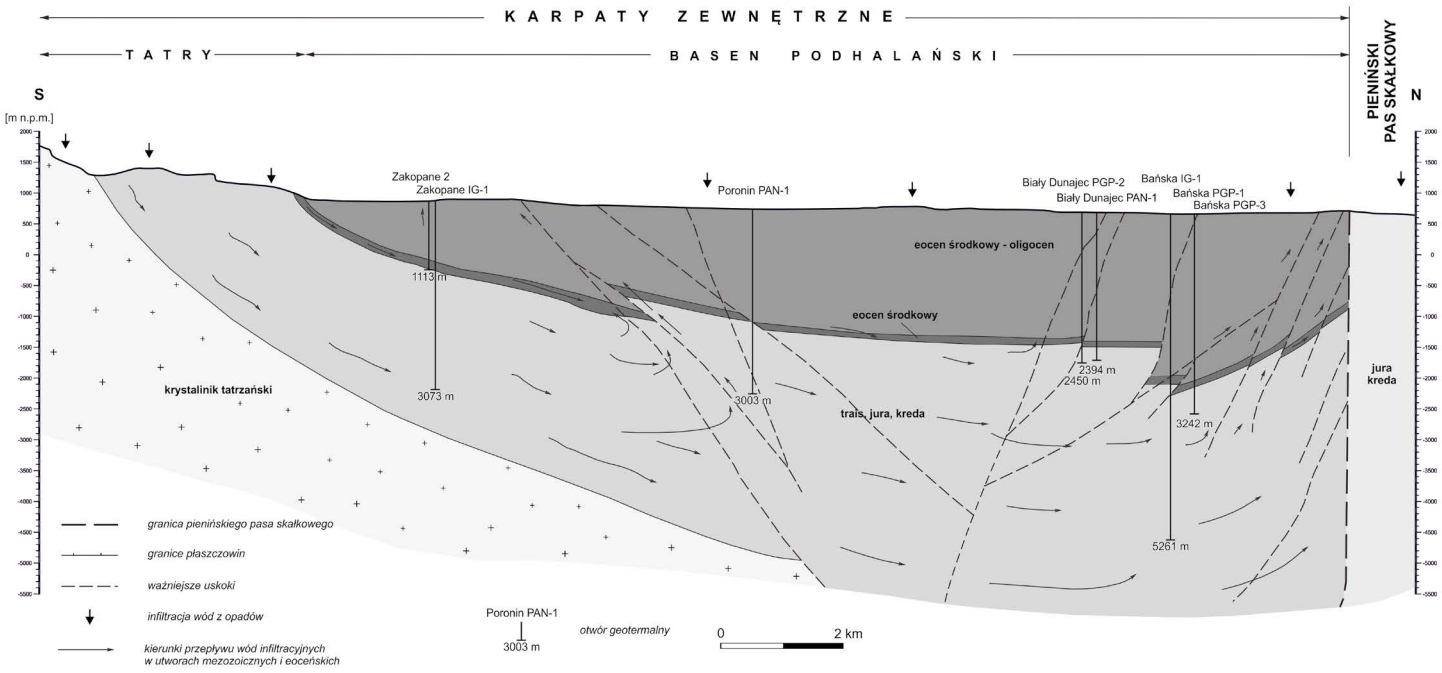
Przepływ wód geotermalnych w podhalańskim systemie geotermalnym możliwy jest dzięki zbrekcjonowaniu oraz zeszczelinowaniu skał węglanowych (Kępińska 1997; Chowaniec 2009; Nagy i Długosz 2000). Pierwotna porowatość skał na ogół nie przekracza




*Rys. 1. Lokalizacja obszaru badań (fragment mapy wg Szklarczyka w: Chowaniec 2009)*

*Fig. 1. Location of the study area (fragment of the map after Szklarczyk in: Chowaniec 2009)*

kilku procent, a przepuszczalność osiąga $10^{-2}$ to $10^{-1}$ mD (Jaromin i in. 1900a,b). Porowatość wtórna (10–20%) oraz wtórna przepuszczalność (1000 mD) mają zasadnicze znaczenie dla cyrkulacji wody oraz wysokich przepływów z głównego poziomu wodonośnego (Długosz i Nagy 1996). Z uwagi na fakt, że podhalański system geotermalny ma strukturę blokową, sieć głębokich uskoków dodatkowo umożliwia migrację wody pomiędzy hydraulicznie izolowanymi nieprzepuszczalnymi poziomami utworów fliszowych (Kępińska 1997).




*Rys. 2. Przekrój geologiczny przez podhalański system geotermalny (na podstawie Chowaniec 2009)*

*Fig. 2. Geological cross-section of the Podhale geothermal system (based on Chowaniec 2009)*

## 2. METODYKA

Do szczegółowej analizy mineralogiczno-petrograficznej i petrofizycznej pobrane zostały rdzenie z otworu Biały Dunajec PAN-1. Opisane zostały podstawowe parametry, tj. porowatość, przepuszczalność oraz przewodnictwo cieplne. Wybrane próbki, które zostały zaprezentowane na rysunku 3, pochodzą z jednostki Białego Dunajca i reprezentują skały węglanowe środkowego triasu – wapienie dolomityczne (głównie szarej barwy z drobną krystalizacją, zwięzłe i twarde).

*Rys. 3. Wybrane próbki rdzeni z otworu Biały Dunajec PAN-1 z widocznymi żyłami i skupiskami kalcytu a) wapień dolomityczny, 2161–2168 m p.p.t.; b) wapień dolomityczny, 2210–2223 m p.p.t.*

*Fig. 3. Selected core samples from the Biały Dunajec PAN-1 well with visible veins and clusters sealed with calcite a) dolomitic limestone sample, 2161–2168 m b.g.l.; b) dolomitic limestone sample, 2210–2223 m b.g.l.*

### 2.1. Analiza petrograficzna

Badania laboratoryjne obejmowały obserwacje makroskopowe oraz mikroskopowe. Dla próbek skał wykonano badania mikroskopowe w świetle przechodzącym, które uzupełniono skaningową mikroskopią elektronową (SEM) oraz badaniami dyfrakcji rentgenowskiej (XRD). Analiza porowatości badanych skał została przeprowadzona w oparciu o analizę szlifów cienkich (impregnacja klejem z dodatkiem barwnika).

### 2.2. Analiza petrofizyczna

Pomiary współczynnika przewodności cieplnej wykonane zostały przy pomocy aparatu Fox50 firmy Lasercomp przy ustalonym przepływie ciepła. Pomiary przeprowadzono dla

próbek suchych (suszone przez 3 h w temperaturze 105°C) w średniej temperaturze 25°C i po nasyceniu wodą destylowaną.

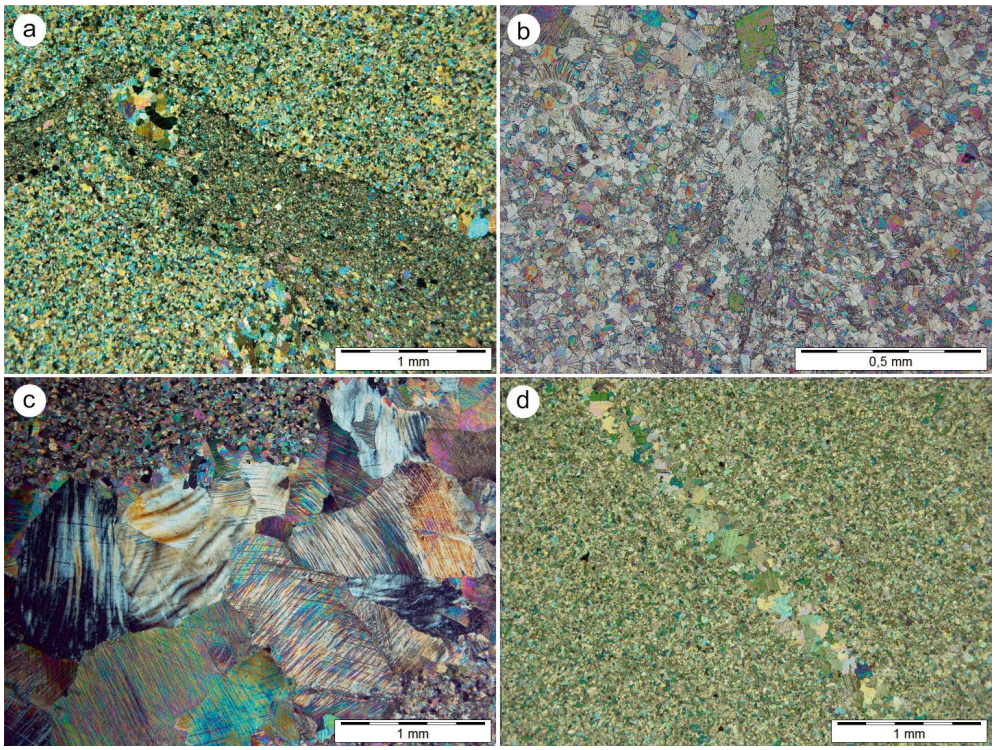
## 3. WYNIKI

Skały budujące główny poziom wód geotermalnych (trias środkowy) w większości należą do szeregu wapień–dolomit i charakteryzują się występowaniem licznych pęknięć oraz żył kalcytowych (rys. 3a, b). Kępińska (2001) wyróżniła dwa typy wtórnej mineralizacji. Pierwszy typ to kalcytowe wypełnienia szczelin i spękań o grubości od kilku mm do kilku cm, zwykle białej barwy (rys. 3a, b), rzadko z czerwonawym lub pomarańczowym pigmentem świadczącym o obecności kalcytu innej barwy lub plagioklazów. Drugi typ to cienkie laminy, smugi oraz żyłki występujące w skałach macierzystych. Składają się one z minerałów ilastych z chlorytem i często występują na powierzchniach nieciągłości oraz na szwach stylolitowych jako tzw. film. Oba rodzaje wtórnej mineralizacji mogą współwystępować na powierzchniach spękań i nieciągłości warstw. Szczegółowe badania związane z wtórną mineralizacją kalcytu będą prowadzone w przyszłości przy użyciu katodoluminescencji.

Jak zaprezentowano na rysunku 4a, badane próbki skały składają się z dwóch nieregularnie przecinających się stref różniących się pod względem rozmiarów kryształów kalcytu. Pierwsza strefa prawie wyłącznie utworzona jest z kryształów kalcytu o rozmiarach od 0,02 do 0,05 mm z epizodycznie pojawiającymi się większymi kryształami o wielkości do 0,15 mm. Strefa ta ilościowo dominuje w wapieniu z Białego Dunajca PAN-1: 2161–2168 i 2210–2223 m p.p.t. (rys. 4b). W większych kryształach widoczne jest podgięcie linii łupliwości oraz powierzchnie bliźniacze. Wskazywać to może na silne odkształcenia, jakim uległa skała.

Druga strefa zbudowana jest z dużo mniejszych kryształów kalcytu o wielkości około 0,004 mm, wśród których pojawiają się większe, zwykle romboedryczne kryształy, osiągające rozmiary do 0,03–0,05 mm. Obie te strefy są poprzecinane żyłkami lub gniazdami o grubości około 0,2–0,4 mm wypełnionymi większymi kryształami kalcytu (maks. średnica 0,15 mm) (rys. 4c, d). Żyłki i gniazda nie wykazują uporządkowania i nie przypominają żadnych znanych struktur mikrobialnych. Pomiary porowatości całkowitej próbek badanych wapieni dolomitycznych wykazały, że wynosi ona poniżej 1%. Do pomiarów użyto próbek zaimpregnowanych klejem z dodatkiem barwnika o kolorze niebieskim. Pomiary porowatości przeprowadzono na mikroskopie polaryzacyjnym przy jednym nikolu i powiększeniu 200x na siatce kwadratowej o wymiarach 40x40 punktów, co dało w sumie 1600 punktów pomiarowych.

W niektórych partiach skał zbiornikowych, reprezentujących szereg wapień–dolomit występuje przewaga wapieni, co jest potwierdzone w obrazie SEM (rys. 5). Widoczne są jedynie nieregularne kształty kryształów kalcytu, które w poszczególnych przypadkach mają zarys romboedryczny. W próbkach można wyróżnić dwa typy mikrostruktur kalcytowych (głębokość 2210–2223 m p.p.t., rys. 5c, d). Pierwszym z nich są mniejsze kryształy, subeuhedralne,

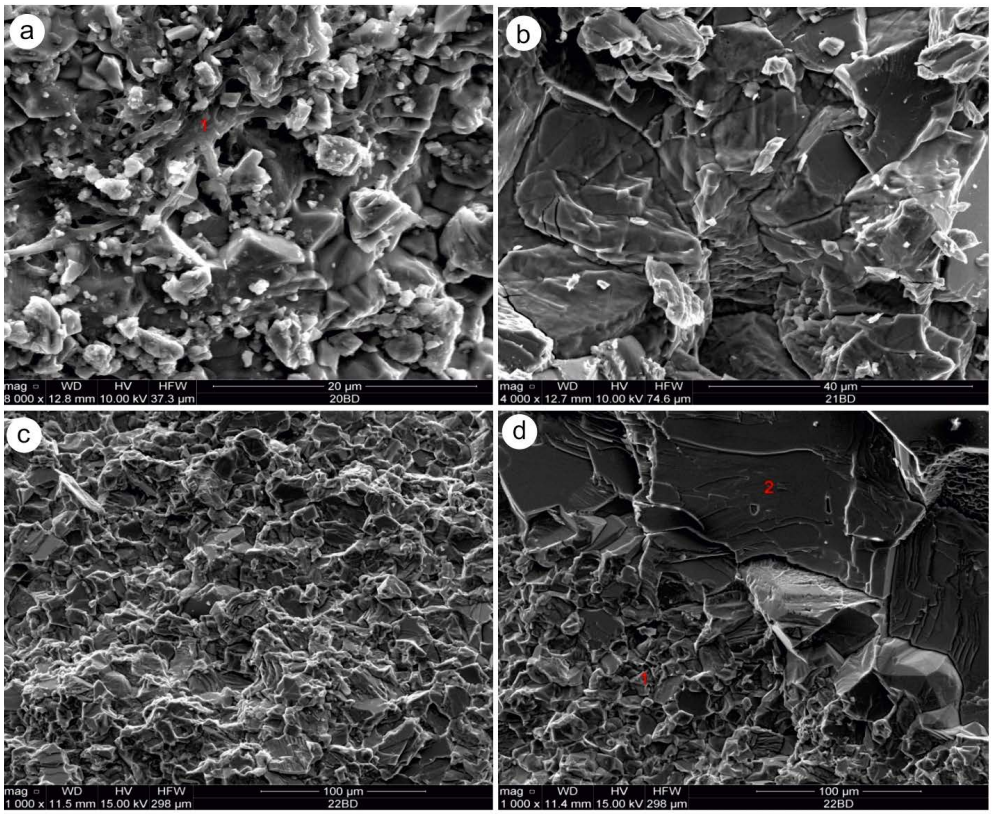



*Rys. 4. Obrazy mikroskopowe próbek z profilu Białego Dunajca, skrzyżowane nikole*
*a) różna wielkość kryształów kalcytu w próbce z głębokości 2210–2223 m p.p.t.; b) widoczne kryształy sparytu kalcytowego w próbce z głębokości 2161–2168 m p.p.t.; c) żyłka kalcytowa w próbce z głębokości 2161–2168 m p.p.t.; d) żyłka kalcytowa, w próbce z głębokości 2210–2223 m p.p.t*

*Fig. 4. Microscopic images of limestone samples from the Biały Dunajec profile, crossed polarizers*
*a) varying size of calcite crystals in Biały Dunajec PAN-1 sample: 2210–2223 m b.g.l., b) visible calcite sparite crystals in Biały Dunajec PAN-1 sample: 2161–2168 m b.g.l., c) calcite vein, Biały Dunajec PAN-1 sample: 2161–2168 m b.g.l., d) calcite vein, Biały Dunajec PAN-1 sample: 2210–2223 m b.g.l.*

silnie przylegające do siebie, z liniowymi granicami. Drugi typ to duże euhedralne kryształy, które tworzą zwarte, masywne struktury i mocno do siebie przylegają. Cechy te wskazują, że są to kryształy wtórne, powstałe w wyniku głębokiej diagenezy. Obserwacje w mikroskopie polaryzacyjnym i skaningowym zostały potwierdzone analizą dyfrakcyjną. Badanie SEM wykazało, że wapienie krystaliczne zbudowane są w dużej mierze z kalcytu (rys. 6), który został rozpoznany z charakterystycznych odległościach międzypłaszczyznowych $d_{hkl}$: 3,85; 3,03; 2,49; 2,28; 2,09; 1,91; 1,87Å.

Porowatość całkowita badanych próbek wynosi od 0,43 do 0,55%, natomiast porowatość efektywna od 0,41 do 0,53%. Powierzchnia właściwa od 0,002 do 0,031 $m^2/g$. Biorąc pod uwagę wielkość powierzchni właściwej, próbki te należałoby uznać za nieporowate. Przepuszczalność wynosi od 0,002 do 0,041 mD, jest to przepuszczalność szczelinowa.

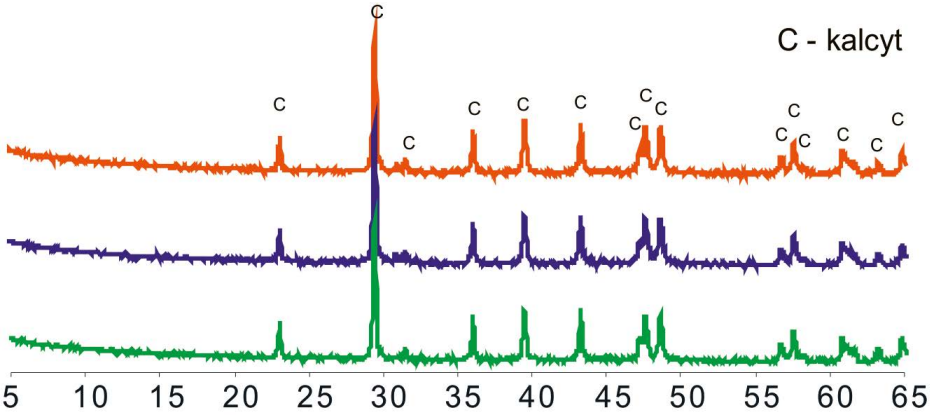



*Rys. 5. Obrazy mikroskopowe próbek wapieni z profilu Biały Dunajec PAN-1, SEM:*
*a) Biały Dunajec PAN-1 próbka z głębokości 2361–2370 m p.p.t.; b) Biały Dunajec PAN-1 próbka z głębokości 2161–2168 m p.p.t.; c) Biały Dunajec PAN-1 próbka z głębokości 2210–2223 m p.p.t.; d) Biały Dunajec PAN-1 próbka z głębokości 2210–2223 m p.p.t.*

*Fig. 5. Microscopic images of limestone samples from the Biały Dunajec PAN-1 well, SEM*
*a) Biały Dunajec PAN-1 sample: 2361–2370 m b.g.l.; b) Biały Dunajec PAN-1 sample: 2161–2168 m b.g.l.; c) Biały Dunajec PAN-1 sample: 2210–2223 m b.g.l.; d) Biały Dunajec PAN-1 sample: 2210–2223 m b.g.l.*

Wyniki pomiarów próbek rdzeniowych odzwierciedlają podstawowe parametry skał zbiornikowych – porowatość oraz przepuszczalność. Jednak biorąc pod uwagę panujące warunki hydrogeologiczne, należałoby je określić jako parametry wtórne (związane z tektoniką oraz diagenezą). Procesy wypełniania szczelin oraz spękań minerałami wtórnymi zmniejszają przepuszczalność skał zbiornikowych. Kalcyt, który dominuje w żyłach i gniazdach, potwierdza tendencję do wytrącania minerałów węglanowych z krążących wód.

Szczegółowa interpretacja badań hydrodynamicznych oraz pomiarów geofizyki otworowej wykazała, że porowatość wtórna sięga od kilku do kilkunastu procent (lokalnie można spodziewać się, że będzie ona jeszcze większa w strefach spękanych i intensywnie przepłukiwanych). Przepuszczalność mieści się w zakresie od kilkuset do 1000 mD; w analizowanym otworze Biały Dunajec PAN-1 osiąga ona poziom 911 mD (Bujakowski i Barbacki




*Rys. 6. Dyfraktogramy próbek wapieni dolomitycznych z profilu otworu Biały Dunajec PAN-1 (góra: próbka z głębokości 2161–2168 m p.p.t., środek: próbka z głębokości 2210–2223 m p.p.t., dół: próbka z głębokości 2361–2370 m p.p.t.)*

*Fig. 6. Diffractograms of the mineral composition of dolomitic limestones from the Biały Dunajec PAN-1 well profile (top: sample from 2161–2168 m b.g.l., center: sample 2210–2223 m b.g.l., bottom: sample 2361–2370 m b.g.l.)*

2004; Kępińska 2001, 2006). Średnia przewodność hydrauliczna serii zbiornikowej wynosi n · $10^{-3}$ $m^2/s$. Przewodność cieplna waha się od 1,71 do 2,44 W/mK dla próbek suchych, natomiast dla próbek nasyconych wodą destylowaną od 1,93 do 2,73 W/mK (Nagy i Długosz 2000). Rzeczywistą przepuszczalność skał zbiornikowych wyznaczono na postawie testów uwzględniających wtórną porowatość związana z tektoniką.

## 4. DYSKUSJA

Zrównoważone gospodarowanie zasobami geotermalnymi gwarantuje długoterminową eksploatację wykorzystywanego systemu. Wymaga to dobrej znajomości warunków geologicznych. Modelowania numeryczne oraz analiza składu fizykochemicznego wód geotermalnych są pomocne w przewidywaniu procesów korozji oraz skallingu w tych systemach. Chemiczne oddziaływanie pomiędzy skałą a wodą może zmienić zależność między porowatością a przepuszczalnością w skale, jak również modyfikować właściwości przepływu nienasyconych roztworów w skale, szczególnie w spękanych węglanowych skałach bogatych w kalcyt (Kovac i in. 2006).

Symulatorem, który można wykorzystać w modelowaniach numerycznych reakcji chemicznych w układzie woda–skała w ośrodkach porowych i szczelinowych jest oprogramowanie TOUGHREACT (Xu i in. 2011). Pakiet ten wchodzi w skład programów symulacyjnych TOUGH opracowanych przez Lawrence National Laboratory, Earth Science Division (http://esd.lbl.gov). Oddziaływanie wód na skałę można opisać stosując równania równowagi hydrochemicznej Szybkość reakcji chemicznej skała–woda zależy od temperatury, energii

aktywacji oraz m.in. od pH. W obliczeniach modelowych stosuje się parametry kinetyczne, które charakteryzują składniki uczestniczące w procesach geochemicznych (skład mineralny/tempo wytrącania, powierzchnia czynna). Przy określaniu tempa i zakresu reakcji w skałach porowatych wiele badań pokazało, iż ważną rolę odgrywa powierzchnia czynna minerałów biorących udział w reakcji woda–skała (Lai i in. 2015; Gouze i Luquot 2011). Jednakże rozbieżności w przewidywaniu zmian struktury porów, ilości wytrącanych minerałów wtórnych oraz czasu reakcji wynikają z niepewności szacowania powierzchni czynnej minerałów (Beckingham i in. 2016; Bourg i in. 2015). Ostatnie badania (Beckingham i in. 2016, 2017; Lai i in. 2015; Landrot i in. 2012; Golab i in. 2013) pokazują, że powierzchnię czynną minerałów można szacować na podstawie obserwacji przy wykorzystaniu promieni X (2D i 3D) oraz analizy powierzchni BET (izoterma Brunauera-Emmetta-Tellera).

Wcześniejsze badania (Kępińska 2001, 2006) oraz analiza próbek skał z Podhala wskazują na rozpuszczalnie minerałów i ich wytrącanie. Bardziej szczegółowa ocena parametrów niezbędnych do modelowania hydrogeochemicznego podhalańskiego systemu geotermalnego powinna uwzględniać zmiany powierzchni czynnej minerałów w celu uniknięcia niespójności związanych z modelowaniem.

## WNIOSKI

Znajomość warunków geologicznych zbiorników hydrotermalnych ma kluczowe znaczenie przy podejmowaniu decyzji o wykonaniu otworu poszukiwawczego. Ocena geotermalnych parametrów wodonośnych jest konieczna do oszacowania wielkości produkcji, a także ryzyka gospodarczego.

Mineralogiczne i petrograficzne badania skał pozwalają oszacować ich produktywność, a także pozwalają na lepsze rozpoznanie pochodzenia składu chemicznego wód geotermalnych. Ponadto parametry zbiornikowe systemu geotermalnego oraz właściwości fizykochemiczne wód i gazów zawartych w powietrzu mają wpływ na jakość przewidywania zjawisk wytrącania się substancji wtórnych.

Celem przedstawionej analizy było pogłębienie wiedzy o budowie podhalańskiego zbiornika geotermalnego. Odnosząc się do wyników analiz petrograficznych i petrofizycznych, zbadane próbki skał musiałyby zostać opisane jako skały uszczelniające, a nie zbiornikowe. Jednakże należy zaznaczyć, że badania wykonywane były na zwięzłych fragmentach rdzeni, które nie są reprezentatywne dla budowy całego zbiornika. Zeszczelinowanie skał jest odpowiedzialne za przepływ wód w osadach środkowego triasu, a nie sama natura tych skał. Tendencja do wytrącania minerałów węglanowych jest jednym z problemów środowiskowo bezpiecznej eksploatacji w obiegu zamkniętym.

Badania zrealizowano w ramach projektu Nr 398/2011/Wn-06/FG-hg-tx/D na zamówienie Ministerstwa Środowiska i finansowane przez Narodowy Fundusz Ochrony Środowiska i Gospodarki Wodnej.

Praca została częściowo sfinansowana ze środków Akademii Górniczo-Hutniczej, grant nr 15.11.140.190.

## LITERATURA


Barbacki, A.P. 2012. Classification of geothermal resources in Poland by exergy analysis – comparative study. *Renewable Energy and Sustainable Energy Reviews* vol. 16, s. 123–128.

Beckingham i in. 2016 – Beckingham, E.L., Mitnick, E.H., Steefel, C.I., Zhang, S., Voltolini, M., Swift, A.M., Yang, L., Cole, D.R., Sheets, J.M., Ajo-Franklin, J.B., DePaolo, D.J., Mito, S. i Xue, Z. 2016. Evaluation of mineral reactive surface area estimates for prediction of reactivity of a multi -mineral sediment. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 188, s. 310–29.

Beckingham i in. 2017 – Beckingham, E.L., Steefel, C.I., Swift, A.M., Voltolini, M., Yang, L., Anovitz, L.M., Sheets, J.M., Cole, D.R., Kneafsey, T.J., Mitnick, E.H., Zhang, S., Landrot, G., Ajo-Franklin, J.B., DePaolo, D., Mito, S. i Xue, Z. 2017. Evaluation of accessible mineral surface areas for improved prediction of mineral reaction rates in porous media. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 205, s. 31–49.

Bourg i in. 2015 – Bourg, I.C., Beckingham, E.L. i DePaolo, D.J. 2015. The nanoscale basis of $CO_2$ trapping for geologic storage. *Environ. Sci. Technol*. 49, s. 10265–10284.

Bujakowski, W. i Barbacki, A. 2004. Potential for geothermal development in Southern Poland. *Geothermics* vol. 33, s. 383–395.

Bujakowski i in. 2016 – Bujakowski, W., Tomaszewska, B. i Miecznik, M. 2016. The Podhale geothermal reservoir simulation for long-term sustainable production. *Renewable Energy* vol. 99, s. 420–430.

Chowaniec, J. 2009. Studium hydrogeologii zachodniej części Karpat polskich. *Biul. PIG* vol. 734, s. 1–98.

Długosz, P. i Nagy, S. 1996. Determination of hydrogdynamic parameters of the Podhale geothermal reservoir. *Biulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences*, 43(4), s. 225–242.

Golab i in. 2013 – Golab, A., Romeyn, R., Averdunk, H., Knackstedt, M. i Senden, T.J. 2013. 3D characterisation of potential $CO_2$ reservoir and seal rocks. *Aust. J. Earth Sci*. 60, s. 111–123.

Gouze, P. i Luquot, L. 2011. X-ray microtomography characterization of porosity, permeability and reactive surface changes during dissolution. *Journal of Contaminant Hydrogeology* 120–121, s. 45–55.

Jaromin i in. 1990a – Jaromin, A., Jamrych, J., Kardasińska, J., Kępińska, B., Nagel, J., Sokołowski, J. i Wieczorek, J. 1990a. *Dokumentacja wynikowa otworu geotermalnego Poronin PAN-1*. Kraków: Arch. IGSMiE PAN.

Jaromin i in. 1990b – Jaromin, A., Jamrych, J., Kardasińska, J., Kępińska, B., Nagel, J., Sokołowski, J. i Wieczorek, J. 1990b. *Dokumentacja wynikowa otworu geotermalnego Biały Dunajec PAN-1.* Kraków: Arch. IGSMiE PAN.

Kępińska, B. 1997. Model geologiczno-geotermalny niecki podhalańskiej. *Studia, Rozprawy, Monografie* 48, Kraków: Wyd. CPPGSMiE PAN, Poland, 111 s.

Kępińska, B. 2001. Warunki hydrogeotermalne i termiczne podhalańskiego systemu geotermalnego w rejonie otworu Biały Dunajec PAN-1. *Studia, Rozprawy, Monografie* 93, Kraków: Wyd. IGSMiE PAN, 142 s.

Kępińska, B. 2006. Warunki termiczne i hydrotermalne podhalańskiego systemu geotermalnego. *Studia, Rozprawy, Monografie* 135, Kraków: Wyd. IGSMiE PAN, 112 s.

Kovac i in. 2006 – Kovac, K.M., Xu, T., Pruess, K. i Adams, M.C. 2006. Reactive chemical flow modelling applied to injection in the Coso EGS experiment. *Proceedings of Thirty-First Workshop on Geothermal Reservoir Engineering Stanford University*, Stanford, California, January 30–February 1, SGP-TR-179.

Landrot i in. 2012 – Landrot, G., Ajo-Franklin, J.B., Yang, L., Cabrini, S. i Steefel, C. 2012. Measurement of accessible reactive surface are in a sandstone, with application to $CO_2$ mineralization. *Chem. Geol.* 318–319, s. 113–125.

Lai i in. 2015 – Lai, P., Moulton, K. i Krevor, S. 2015. Pore-scale heterogeneity in the mineral dissolution and reactive surface area of porous rock. *Chemical Geology* 411, s. 260–273.

Lopez i in. 2010 – Lopez, S., Hamm, V., Le Brun, M., Schaper, L., Boissier, F., Cotiche, C. i Giuglaris, E. 2010. 40 years of Dogger aquifer management in Ile-de-France, Paris Basin, France. *Geothermics* vol. 39, s. 339–356.

Miecznik, M. 2017. Model zrównoważonej eksploatacji zbiornika wód geothermalnych w centralnej części Podhala do produkcji energii cieplnej i elektrycznej. *Studia, Rozprawy i Monografie* 202, Kraków: Wyd. IGSMiE PAN, 184 s.

Nagy, S. i Długosz, P. 2000. Identification of the low-enthalpy Podhale geothermal reservoir based upon long term interference and pulse hydrodynamic testing. *World Geothermal Congress 2000*, Kyushu–Tohoku, Japan, May 28–Jun 10, s. 2739–2744.

Sokołowski, J. 1992. Dokumentacja geosynoptyczna otworu geotermalnego Bańska IG-1. *Geosynoptyka i Geotermia* t. 1, Kraków: Wyd. CPPGSMiE PAN, 122 s.

Xu i in. 2011 – Xu, T., Spycher, N., Sonnenthal, E., Zhang, G., Zhend, L. i Pruess, K. 2011. TOUGHREACT Version 2.0: A simulator) for subsurface reactive transport under non-isothermal multiphase flow conditions. *Computers & Geosciences* vol. 37, iss. 6, s. 763–774.

# SELECTED MINERALOGICAL AND PETROGRAPHIC ASPECTS OF THE RESERVIOR ROCK OF THE PODHALE GEOTHERMAL SYSTEM

## ABSTRACT

Podhale (S Poland) is one of the most promising regions in the country in terms of its geothermal resource potential. The use of geothermal waters for heating purposes commenced there at the beginning of the 1990s. The Podhale region provides excellent conditions for the use of geothermal energy, such as a well-developed infrastructure for the heating industry, recreation, balneotherapy and other applications. The assessment of the geothermal potential should always take an accurate identification of the geological conditions into account. This article presents the results of detailed mineralogical, petrographic and petrophysical studies of the best hydrogeothermal structure within the Podhale geothermal system with a single well capacity of up to 550 $m^3$/h. Rock samples collected from the Biały Dunajec PAN-1 borehole can be petrographically classified as crystalline limestones. They consist of two irregularly intersecting zones differing in terms of calcite crystal size. The measured porosity of the structures under consideration, based on microscopic analysis, is below 1%. The series of units have good reservoir and exploitation parameters.

## KEYWORDS

Geothermal resources, rock properties, mineralogy, petrophysic, Poland, Podhale geothermal system

This work was carried out under project number 398/2011/Wn-06/FG-hg-tx/D, ordered by the Ministry of the Environment and financed by the National Fund for Environmental Protection and Water Management.

The presented work was financed by AGH University of Science and Technology, grant No. 15.11.140.190.