



WYDZIAŁ NAUK O ZIEMI I KSZTAŁTOWANIA ŚRODOWISKA  
UNIwersytetu Wrocławskiego

STUDENCKIE KOŁO NAUKOWE GEOLOGÓW

# IV MIĘDZYNARODOWE WARSZTATY DLA MŁODYCH HYDROGEOLOGÓW

## „Geotermia”

IV INTERNATIONAL FIELD WORKSHOP  
FOR YOUNG HYDROGEOLOGISTS

“Geothermic”

Lądek-Zdrój  
POLAND  
24-26 May 2013

INTERNATIONAL ASSOCIATION OF HYDROGEOLOGIST



Pod redakcją  
Sebastianą Buczyńskiego, Stanisława Staśko, Barbary Huszczy

WROCLAW 2013

© Copyright by

Wydział Nauk o Ziemi i Kształtowania Środowiska Uniwersytetu Wrocławskiego  
oraz autorzy

Recenzenci

Sebastian Buczyński, Dariusz Kasztelan, Bartłomiej Rzonca, Stanisław Staško, Piotr Siwek

Redakcja techniczna, skład i łamanie

Barbara Huszcza, Krzysztof Senderak

Publikacja finansowana przez Instytut Nauk Geologicznych oraz Wydział Nauk o Ziemi i  
Kształtowania Środowiska Uniwersytetu Wrocławskiego

Wydano nakładem

Agencji Wydawniczej „ARGI” sc

Wydanie poprawione

ISBN 979-83-60425-50-3

## **Komitet honorowy**

prof. dr hab. Wojciech Ciężkowski  
dr hab. prof. UŚ Andrzej Witkowski  
dr hab. prof. UWr Zdzisław Jary  
dr hab. prof. UWr Henryk Marszałek

## **Komitet naukowy**

prof. dr hab. Stanisław Staśko  
dr Sebastian Buczyński – Uniwersytet Wrocławski  
dr Bartłomiej Rzonca – Uniwersytet Jagielloński  
dr Dariusz Kasztelan – Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu  
dr Piotr Siwek – Uniwersytet Śląski

## **Komitet organizacyjny**

Sebastian Buczyński – przewodniczący  
Marta Rudolf – wiceprzewodniczący  
Justyna Duśko – sekretarz  
Barbara Huszcza  
Marcin Jaśkiewicz  
Tomasz Kowalczyk  
Krzysztof Senderak  
Aleksandra Suszczyńska  
Tomasz Olichwer  
Marta Wyszatkiewicz

## Przedmowa

Od 2010 roku Studenckie Koło Naukowe Hydrologów "AQUA" pod patronatem IAH i Władz Wydziału Nauk o Ziemi Uniwersytetu Śląskiego organizuje Międzynarodowe Terenowe Warsztaty Dla Młodych Hydrogeologów. Spotkanie to poprzez prezentację wyników badań daje możliwość wymiany doświadczeń, przemyśleń i nawiązania współpracy pomiędzy członkami kół naukowych, doktorantami i pracownikami naukowymi rozpoczynającymi swą karierę. Podjęta przed kilku laty idea zorganizowania forum wymiany wiedzy w zakresie hydrogeologii została zaakceptowana przez środowisko, o czym świadczy rosnąca liczba uczestników i zgłaszanych referatów.

Pierwsza konferencja odbyła się w miejscowości Námestovo na Słowacji. Kolejne dwie miały miejsce na terenie województwa śląskiego. Każde ze spotkań koncentrowało się na innych zagadnieniach obejmując do tej pory tematy wpływu antropopresji na środowisko (2011) oraz monitoringu i ochrony wód podziemnych (2012). W tym roku IV Międzynarodowe Terenowe Warsztaty Dla Młodych Hydrogeologów organizowane są przez Studenckie Koło Naukowe Geologów we współpracy z Zakładem Hydrogeologii Podstawowej Uniwersytetu Wrocławskiego.

Niniejszy tom zawiera zbiór artykułów opracowanych z okazji niniejszego spotkania, które odbyło się w dniach 24-26.05.2013 r. w Łądku-Zdrój pod hasłem "Geotermia". Organizatorzy przekazując monografię uczestnikom wyrażają nadzieję, że jej treść przysłużyły się przeglądowi stanu rozwoju, doświadczeń i perspektyw geotermii w naszym kraju. Jak wskazują obserwacje i wnioski płynące z publikowanych prac zagadnienie wykorzystania energii geotermalnej wydaje się istotne ze względu na fakt, że w nadchodzących latach można oczekiwać wzrostu jej wykorzystania, szczególnie w ciepłownictwie, rekreacji i lecznictwie.

Monografia ukazała się dzięki uprzejmości i wsparciu Instytutu Nauk Geologicznych oraz Wydziału Nauk o Ziemi i Kształtowania Środowiska Uniwersytetu Wrocławskiego. W imieniu organizatorów IV Międzynarodowych Terenowych Warsztatów Dla Młodych Hydrogeologów oraz własnym składam wymienionym serdeczne podziękowania.

Sebastian Buczyński

## Spis treści

---

Przedmowa .....	4
<b>I. ARTYKUŁY NAUKOWE.....</b>	<b>7</b>
Agnieszka Bochenek, Bartłomiej Liana - GEOTERMALNE WARUNKI DOLNEJ JURY W OKOLICACH TUSZYNA .....	7
Marta Dendys - MOŻLIWOŚCI WYKORZYSTANIA NISKOTEMPERATUROWEJ ENERGII GEOTERMALNEJ W REJONIE BUSKA-ZDROJU .....	18
Justyna Jażdżewska - WARUNKI WYSTĘPOWANIA, EKSPLOATACJA I WYKORZYSTANIE WÓD TERMALNYCH W UNIEJOWIE.....	27
Justyna Mazurkiewicz, Dorota Pietrucin - PARAMETRY HYDROGEOCHEMICZNE WÓD TERMALNYCH Z UJĘĆ BAŃSKA IG-1 ORAZ BAŃSKA PGP-1 .....	34
Agnieszka Smaga - WARUNKI POZYSKIWANIA WÓD TERMALNYCH W AGLOMERACJI POZNANIA.....	46
Jakub Staś, Kamil Trepka - OGRZEWANIE CIEPŁEM WÓD KOPALNIANYCH NA PRZYKŁADZIE CENTRALNEGO ZAKŁADU ODWADNIANIA KOPALŃ W CZELADZI I NIECZYNNYCH KOPALŃ WĘGLA KAMIENNEGO W ZAGŁĘBIU DĄBROWSKIM.....	53
Anna Wachowicz-Pyzik - AKTUALNE KIERUNKI WYKORZYSTANIA GEOTERMII W POLSCE .....	63
Dominika Dąbrowska, Andrzej J. Witkowski - SKŁAD CHEMICZNY I JAKOŚĆ WÓD PODZIEMNYCH CZWARTORZĘDOWEGO PIĘTRA WODONOŚNEGO W REJONIE ZESPOŁU SKŁADOWISK W TYCHACH-URBANOWICACH.....	73
Karol Majewski - WPŁYW BUDOWY GEOLOGICZNEJ NA WYSTĘPOWANIE ŹRÓDEŁ W ZACHODNIEJ CZĘŚCI PODHAŁA .....	82
Natalia Utnicka-Łydek - WSTĘPNE PROGNOZY HYDROLOGICZNE DLA PROJEKTU HYDROTECHNICZNEGO MAJES-SIGUAS ORAZ ZWIĄZANE Z NIM ZMIANY STOSUNKÓW WODNYCH W REGIONIE AREQUIPA, W PŁD.-ZACH. PERU.....	94
Krzysztof Senderak - ROZPUSZCZANIE SKAŁ W ARKTYCE SPOWODOWANE WODAMI OPADOWYMI I ROZTOPOWYMI NA PRZYKŁADZIE STOŻKÓW USYPISKOWYCH W DOLINIE BRATTEGG (SW SPITSBERGEN).....	104

Weronika Sznober, Edyta Wita - ZMIANY FUNKCJI UZDROWISKOWYCH MIAST POŁUDNIOWO-ZACHODNIEJ CZĘŚCI WOJEWÓDZTWA ŚLĄSKIEGO WYWOŁANE DEPREKJACJĄ ZASOBÓW ..... 114

**II. ABSTRAKTY ..... 123**

Joanna Czekaj - AUTOMATYCZNY MONITORING WÓD PODZIEMNYCH W REJONIE ZLEWNI BEZPOŚREDNIEJ ZBIORNIKA GOCZAŁKOWICKIEGO ..... 123

Natalia Dąbek, Judyta Lasek, Marek Górnik, Barbara Jaśkowiec, Adam Kołodziej, Ewelina Mocior, Barbara Peek, Joanna Plenzler, Eliza Płaczowska, Piotr Potoniec, Sylwia Roman, Bartłomiej Rzonca, Janusz Siwek - AKTUALNE KIERUNKI BADAŃ HYDROLOGICZNYCH W BIESZCZADACH WYSOKICH ..... 125

Natalia Dąbek, Eliza Płaczowska, Marek Górnik, Barbara Jaśkowiec, Adam Kołodziej, Judyta Lasek, Ewelina Mocior, Barbara Peek, Joanna Plenzler, Piotr Potoniec, Sylwia Roman, Bartłomiej Rzonca, Janusz Siwek - POŁOŻENIE POCZĄTKÓW KORYT RZECZNYCH W PAŚMIE POŁONINY WETLIŃSKIEJ (BIESZCZADY WYSOKIE) ..... 128

Natalia Dąbek, Joanna Plenzler, Ewelina Mocior, Marek Górnik, Barbara Jaśkowiec, Adam Kołodziej, Judyta Lasek, Barbara Peek, Eliza Płaczowska, Piotr Potoniec, Sylwia Roman, Bartłomiej Rzonca, Janusz Siwek - WARUNKI KRENOLOGICZNE MASYWU POŁONINY WETLIŃSKIEJ (BIESZCZADY WYSOKIE) ..... 130

Tomasz Hołda, Łukasz Matyja, Justyna Sobczyk, Agnieszka Wikarek - EKSPLOATACJA ORAZ ZABIEGI USPRAWNIAJĄCE OTWORÓW CHŁONNYCH NA PRZYKŁADZIE ODWIERTU C-1 UZDROWISKO USTRÓŃ ..... 132

Barbara Huszcza, Aleksandra Suszczyńska - WARUNKI GROMADZENIA ENERGII GEOTERMALNEJ I KIERUNKI JEJ WYKORZYSTANIA ..... 135

Marta Wyszatkiewicz, Tomasz Kowalczyk - CHARAKTERYSTYKA HYDROGEOLOGICZNA WYBRANYCH ŹRÓDEŁ NA OBRZARZE MASYWU ŚLĘŻY W ASPEKCIE ICH UDOSTĘPNIANIA TURYSTYCZNEGO I OCHRONY ..... 137

# I. ARTYKUŁY NAUKOWE

---

## GEOTERMALNE WARUNKI DOLNEJ JURY W OKOLICACH TUSZYNA

**Agnieszka Bochenek, Bartłomiej Liana**

AGH Akademia Górniczo-Hutnicza, Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska,  
Katedra Surowców Energetycznych, Kraków

### Geothermal parameters of Lower Jurassic in the area of Tuszyn

*The article describes the geothermal conditions of the Lower Jurassic in the area of Tuszyn. The city is located within the Lodz trough (NML), which is part of a larger unit, the Szczecin-Lodz-Mogilno trough (NSŁM). The formation of Lower Jurassic levels is of particular interest to the authors.*

*The zagajska series has the greatest thickness in the paleo-elevation of the Mogilno-Lodz synclinorium (up to 140 m). The synemurian is represented by sandstone layers, while the two-part plinsbach, whose thickness increases from 40 to 120 m, is dominated by a complex of sandy claystones meshing into the pool. Brackish Lower Toarcian mudstone sediments are generally the sealing complex, while the Upper Toarcian is developed as water-bearing sandstones forming a reservoir complex.*

*Water-bearing rocks form from 0 to 80% of the total thickness of Lower Jurassic sediments. In the area of the Tuszyn anticline thickness of aquifers is from 100 to 200 m, and the hydraulic conductivity is in the range of 200-300 [m<sup>2</sup>/s \* 10<sup>-5</sup>].*

*Mineralization occurring in this region is about 30 g/dm<sup>3</sup> according to the borehole data, while PIG claims that mineralization in this area is <1 g/dm<sup>3</sup>. Based on the map, the temperatures in the Tuszyn area deposit oscillate around 70°C in the formations of J1. Data from the Tuszyn 9 borehole reveal temperature of 57,7°C.*

*The estimated, allowable discharge of mass is 62,5 [m<sup>3</sup>/h]. By recovering energy from geothermal water through cooling it by 35°C the anticipated reduction of emission of NO<sub>2</sub> is of 2,7 [tons], of SO<sub>2</sub> is of 44 [tons], of CO<sub>2</sub> is of 5516 [tons], and CO is of 124 [tonnes].*

*The thermal conditions of the Tuszyn structure, and distance from major cities such as Lodz or Piotrkow Trybunalski confirm the rationality of the consideration of sedimentary basins as potential geothermal resources because there is a demand for heat energy in the area. In addition, the balneologic or recreational pools in the region will certainly be well-received by the public.*

**Key words:** Tuszyn, Lower Jurassic, geothermal resources

## **Wstęp**

Miasto Tuszyn jest oddalone od południowych granic Łodzi o 15 km. Położone jest przy tranzytowej drodze A-1 oraz nowo budowanej trasie Północ-Południe, łączącej Skandynawię z Bliskim Wschodem. Miasto charakteryzuje się centralnym położeniem geograficznym oraz pięknymi walorami przyrodniczymi. Intensywnie rozwija się tu również rzemiosło tekstylne. Gmina Tuszyn liczy 12 097 mieszkańców (Nowak i in. 2012) i zajmuje powierzchnię 12 990 ha (12,99 km<sup>2</sup>) (Budzyński i in. 2012).

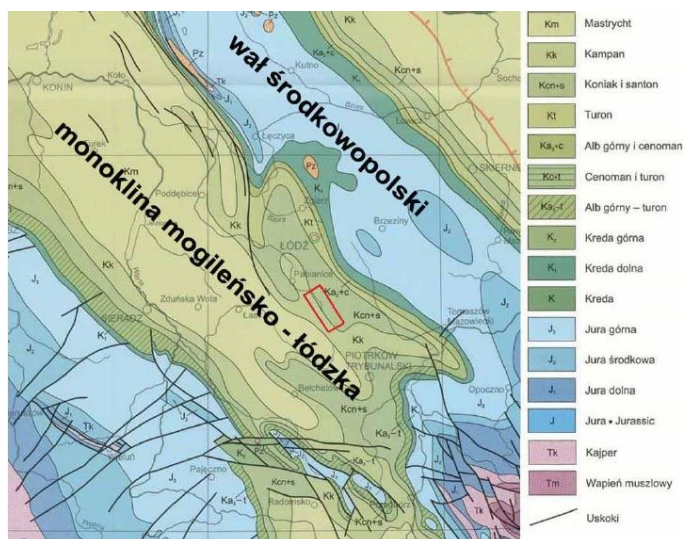
## **Geologia regionalna**

Tuszyn geologicznie leży w obrębie niecki mogileńsko-łódzkiej (NMŁ), która jest częścią większej jednostki, a mianowicie niecki szczecińsko-łódzko-mogileńskiej (NSLM). NMŁ obrzeżają od NW elewacja Obornik, natomiast od SE elewacja Radomska. Jest to dwudzielna struktura składająca się z niecki mogileńskiej oraz niecki łódzkiej. W budowie wyraźnie widoczna jest asymetria w wykształceniu skrzydeł: wschodnie, strome, kontaktuje z wałem środkowopolskim, zachodnie natomiast łagodniejsze znajduje się nad strefą dyslokacji o kierunku NW-SE, między Przedborzem i Poznaniem (Stupnicka 1997). Struktury wypełniające nieckę łódzką zostały poprzecinane uskokami orogenezy alpejskiej, co spowodowało powstanie wielu rowów i zrębów tektonicznych.

## **Litologia**

Przedmiotem szczególnego zainteresowania autorów jest wykształcenie potencjalnie zbiornikowych poziomów dolnojurajskich w rejonie Tuszyna. Na podstawie Atlasu zasobów geotermalnych Niżu Polskiego z roku 1990 omówione zostały poszczególne piętra dolnej jury, w których wykształciły się różne utwory o zmiennej miąższości (Strzetelski 1990).





Ryc. 1. Położenie Tuszyna na mapie geologicznej

Fig. 1. Location of Tuszyn on geological map

Miąższość hetangu na paleowyniesieniu dolnojurajskim synklinorium mogileńsko-lódzkiego jest mała (10-30 m) (Strzetelski 1990). Hetang, ale również synemur dolny na obszarze niecki lódzkiej reprezentowany jest przez serie rudońską, skłobską i zagajską, z czego ostatnia z nich charakteryzuje się największą miąższością (do 140 m) (Karaszewski 1960). Górny synemur, czyli warstwy piaskowców szarogłazowych dolnej części warstw sławęcińskich głównych rozbudowują się nad paleowyniesieniem (Strzetelski 1990). We wschodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich reprezentowany jest przez serię ostrowiecką i koszarowską, wykształconą głównie jako piaskowce (Karaszewski 1960).

Miąższość dwudzielnego plienschachu wzdłuż SW skrzydła synklinorium mogileńsko-lódzkiego wzrasta od 40 do 120 m. Dominuje tu kompleks piaszczysto-mułowcowy zazębiający się z ilowcami w głąb basenu (Strzetelski 1990). W obrębie wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich plienschach reprezentują seria gielnowska i drzewiecka (Karaszewski 1960).

W przypadku dwudzielnego toarku, jego dolną część reprezentują brackiczne osady mułowcowe, które stanowią na ogół kompleks uszczelniający. Natomiast w toarku górnym rozwijają się piaskowce stanowiące wodonośny kompleks zbiornikowy (Strzetelski 1990). Maksymalne miąższości serii ciechocińskiej i borucickiej toarku w obrębie obrzeżenia Gór Świętokrzyskich wynoszą kolejno 75 i 143 m.

### Warunki geotermalne Tuszyna

Ze względu na chęć wykorzystania zasobów hydrogeotermalnych główną uwagę należy zwrócić na warunki hydrogeologiczne basenu sedymentacyjnego. W związku z tym, iż skały dolnej jury zalegają na głębokościach przekraczających 2000 m oddziaływanie czynników antropogenicznych nie występuje. Zdecydowany wpływ w takim przypadku ma budowa

geologiczna, warunki zasilania i przepływu wód oraz parametry filtracji takie jak przepuszczalność, porowatość, czy mineralizacja wody. Informacje na temat tych parametrów pochodzą głównie z wierceń poszukiwawczych prowadzonych przez przemysł naftowy oraz Państwowy Instytut Geologiczny (Szczepański 1990). Dla opisywanego obszaru, antykliny Tuszyna, dane głównie pochodzą z Atlasu zasobów geotermalnych formacji mezozoicznej na Niżu Polskim (Górecki i in. 2006) oraz z badań nad sekwestracją CO<sub>2</sub> w rejonie Bełchatowa prowadzonych przez PIG-PIB we współpracy z AGH i innymi ośrodkami badawczymi.

### **Dane na temat parametrów na podstawie Atlasu geotermalnego**

#### *Miąższość warstw wodonośnych*

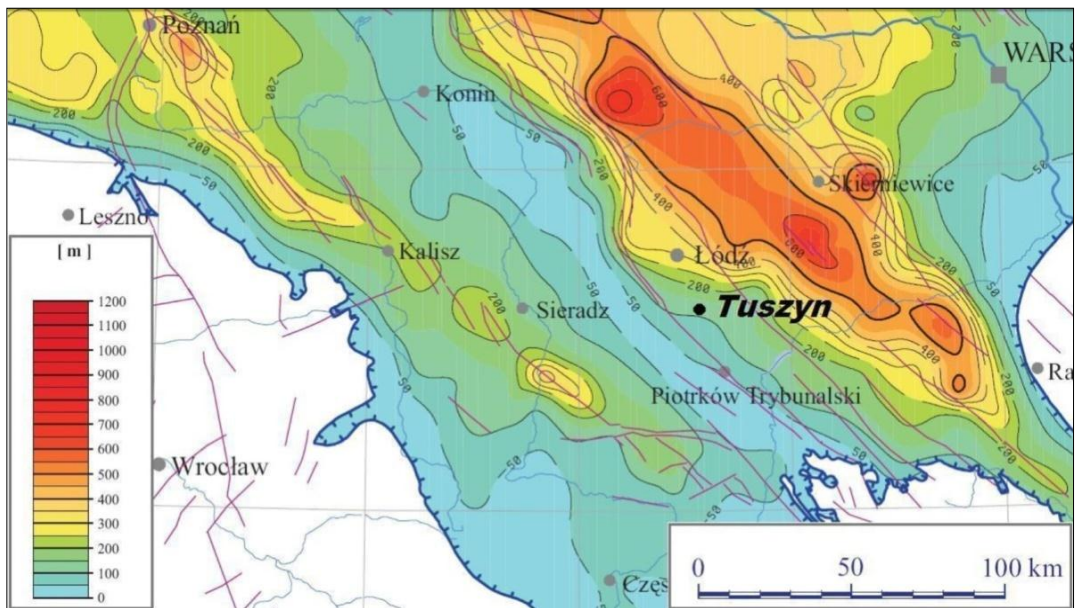
Skąły wodonośne stanowią od 0 do 80% ogólnej miąższości utworów dolnojurajskich. Sumę występujących w profilu geologicznym utworów przepuszczalnych, uznając, że tworzą one wspólny hydrogeologicznie zbiornik wód, będący przedmiotem analizy, uznaje się jako miąższość poziomu wodonośnego (Górecki i in. 2006). Na podstawie mapy sumarycznej miąższości warstw wodonośnych (Ryc. 2) możemy odczytać, że w rejonie Tuszyna jest to wartość od 100 do 200 m.

#### *Przewodność*

Przewodność hydrauliczna – jest miarą przepuszczalności (przewodnictwa). Wyraża jednostkowe natężenie (wydatek) strumienia wody na jednostkę szerokości, przy jednostkowym spadku hydraulicznym, odniesiona jest do przekroju prostopadłego do kierunku strumienia. Przewodność hydrauliczna jest iloczynem współczynnika filtracji i miąższości warstwy wodonośnej. Jednostki: m<sup>2</sup>/h, m<sup>2</sup>/d, cm<sup>2</sup>/s (Górecki i in. 2006). W obrębie struktury Tuszyna przewodność hydrauliczna waha się w granicach 200-300 [m<sup>2</sup>/s \*10<sup>-5</sup>] (Ryc. 3).

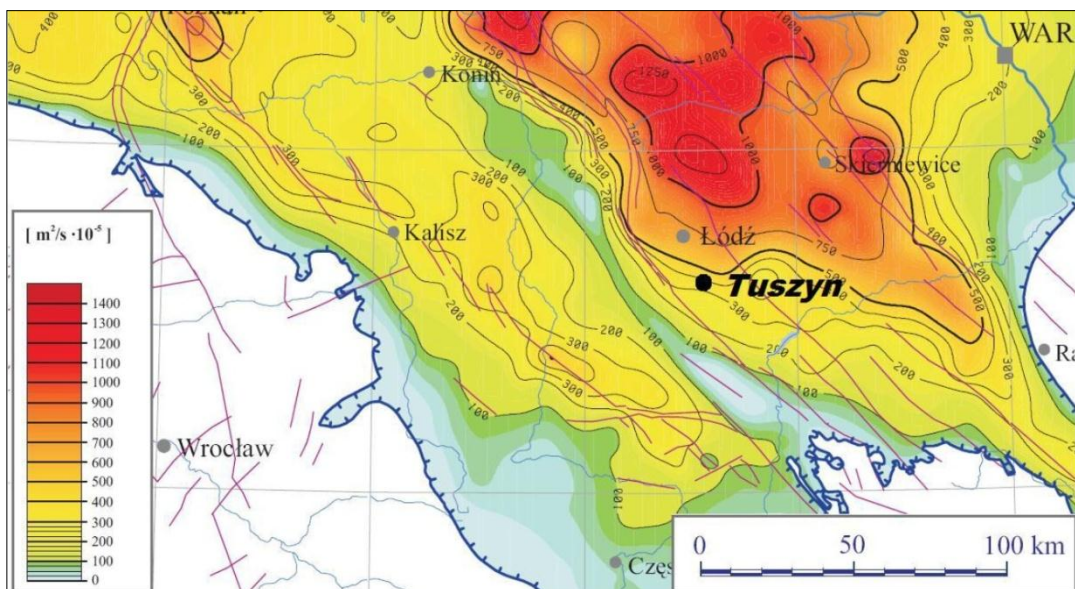
#### *Mineralizacja*

Mineralizacja określa ilość składników mineralnych rozpuszczonych w wodzie. Minimalne oznaczenia zawierają stężenia makroskładników, mineralnych form azotu (azotany, jon amonowy) oraz jonów żelaza (żelazawego i żelazowego). W obrębie struktury Tuszyna występuje daleko idąca rozbieżność w wartość mineralizacji wg poszczególnych autorów. Mapa mineralizacji wskazuje na wartość w okolicach 30 g/dm<sup>3</sup> (Górecki i in. 2006), podobną wartość 35,986 g/dm<sup>3</sup> podają dane z otworu Tuszyn 9 (Górecki i in. 1990). Natomiast wg PIG mineralizacja w tym obszarze wynosi <1 g/dm<sup>3</sup> (Razowska-Jaworek 2009). Rozbieżności te pozwalają przypuszczać, iż w rejonie struktury Tuszyna istnieje aktywny uskoki wpływający na mineralizację. W celu sprawdzenia tej hipotezy konieczne są dodatkowe badania sejsmiczne oraz otworowe.



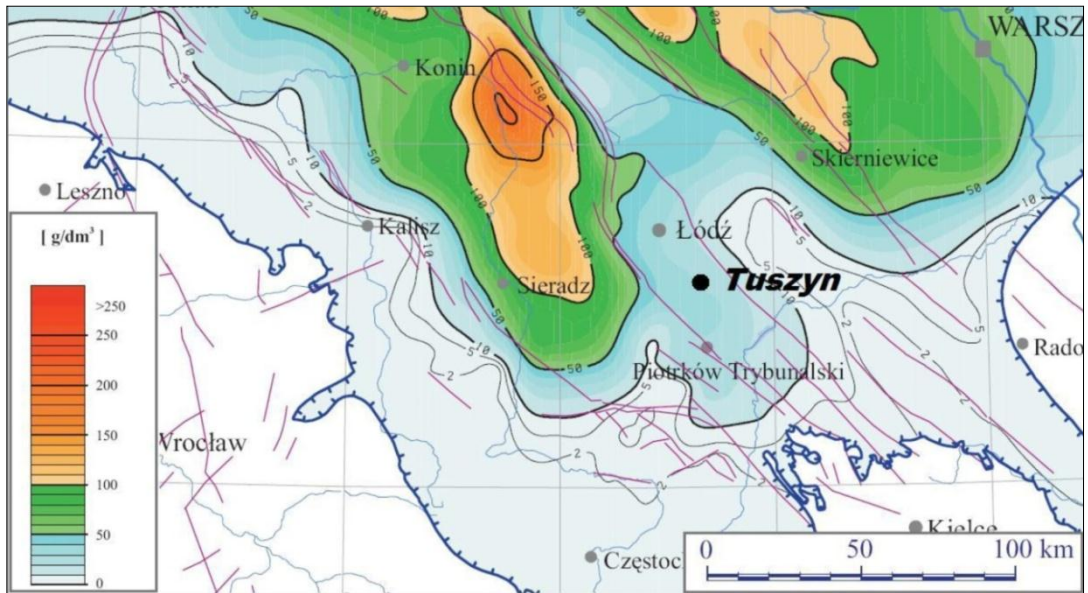
Ryc. 2. Mapa sumarycznej miąższości warstw wodonośnych utworów jury dolnej na niżu polskim (Górecki i in. 2006)

Fig. 2. Map of total thickness of lower jurassic's Water-bearing rocks in Polish Lowlands (Górecki et al. 2006)



Ryc. 3. Mapa przewodności hydraulicznej utworów jury dolnej (Górecki i in. 2006)

Fig. 3. Map of hydraulic conductivity of lower Jurassic sediments (Górecki et al. 2006)

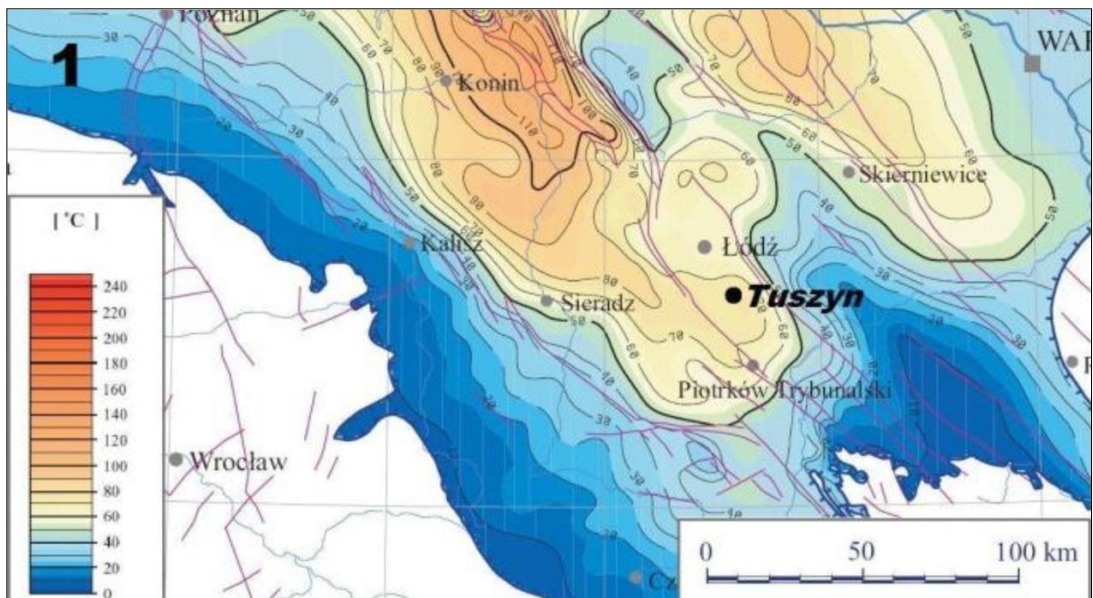


Ryc. 4. Mapa mineralizacji wód w stropie utworów jury dolnej (Górecki i in. 2006)

Fig. 4. Map of water mineralization in the ceiling of lower Jurassic (Górecki et al. 2006)

### Temperatura

Jest to parametr, który w sposób bezpośredni rzutuje na aspekt wykorzystania danych zasobów geotermalnych. Na podstawie mapy w obszarze Tuszyna temperatury w złożu oscylują w okolicach 70°C w utworach J1. Dane z otworu Tuszyn 9 mówią o temperaturze 57,7°C.

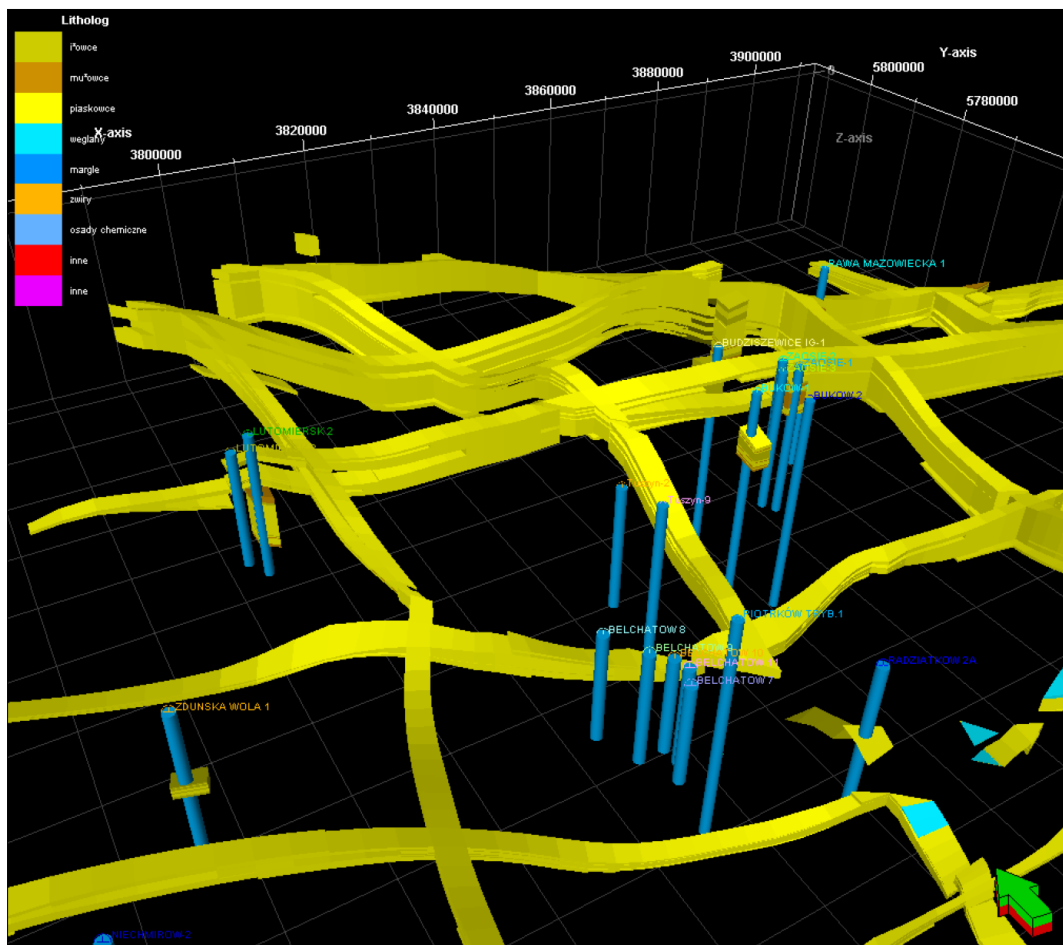


Ryc. 5. Mapa temperatur w stropie utworów jury dolnej (Górecki i in. 2006)

Fig. 5. Map of temperature in the ceiling of lower Jurassic (Górecki et al. 2006)

### Model litologiczny

Model litologiczny konstruowany jest na podstawie bezpośrednich informacji geologicznych uzyskiwanych w trakcie wiercenia – zwiercin i rdzenia podlegających analizom chemicznym i petrograficznym. Często podstawową informację ilościową stanowią wyniki interpretacji litologiczno-facjalnej krzywych geofizycznych (Papiernik 2009). Obrazy z programu Petrel przedstawiają utwory jury dolnej (Ryc. 6). Na poniższym diagramie można zauważyć, że rozpatrywane poziomy zbiornikowe dolnej jury są reprezentowane przede wszystkim przez piaskowce.



Ryc. 6. Diagram plotowy – litologii utworów jury dolnej (Papiernik 2009)

Fig. 6. Fence diagram of lithology of lower Jurassic sediments (Papiernik 2009)

## Końcowe zestawienie

Tab. 1. Wybrane parametry ośrodka

Tab. 1. Selected parameters of the rocks

Lp.	Nazwa parametru <i>Parameter</i>	Wartość parametru <i>Value of parameter</i>	Źródło danych <i>Data source</i>
1	Sumaryczna miąższość warstw zbiornikowych	ok. 100 m	Atlas zasobów geotermalnych formacji mezozoicznej na niżu polskim, 2006
2	Współczynnik filtracji	0,35 [m/s]*10 <sup>-5</sup>	Atlas zasobów geotermalnych formacji mezozoicznej na niżu polskim, 2006
3	Temperatura w złożu	57,7-75°C	Atlas zasobów geotermalnych formacji mezozoicznej na niżu polskim, 2006
4	Mineralizacja	< 1 g/dm <sup>3</sup>	PIG "Rozpoznanie formacji i struktur do bezpiecznego geologicznego składowania CO <sub>2</sub> wraz z ich programem monitorowania"
		ok. 30 g/dm <sup>3</sup>	Atlas zasobów geotermalnych formacji mezozoicznej na niżu polskim, 2006

## Obliczenie wydajności otworu, możliwej do uzyskania mocy i energii, zaoszczędzonych surowców i efektu ekologicznego

Dane użyte do wyliczeń:

- Współczynnik filtracji:  $K_f = 0,0126 \left[ \frac{m}{h} \right]$
- Promień kolektora:  $r = 2,5'' = 0,0635[m]$
- Miąższość warstwy wodonośnej:  $m = 100 [m]$
- Gęstość wody:  $\rho = 985 \left[ \frac{kg}{m^3} \right]$
- Ciepło właściwe wody:  $C_p = 4200 \frac{J}{kg \cdot K}$

Tab. 2. Wyliczone parametry eksploatacyjne ośrodka

Tab. 2. The calculated operating parameters of the rocks

Dopuszczalna prędkość wlotowa do kolektora [m/h] <i>Allowable water velocity at the inlet tract [m/h]</i>	Wydatek [m <sup>3</sup> /h] <i>Discharge [m<sup>3</sup>/h]</i>	Dopuszczalny wydatek eksploatacyjny [m <sup>3</sup> /h] <i>Allowable exploitation discharge [m<sup>3</sup>/h]</i>
1,81	72,4	65,2

Tab. 3. Zestawienie mocy cieplnych i możliwych do uzyskania energii

Tab. 3. Statement of thermal power and usable energy

<b>Moc cieplna instalacji geotermalnej przy odbiorze 1°C</b> <i>Thermal power of geothermal plant upon receipt 1°C</i>	<b>Moc cieplna instalacji geotermalnej przy odbiorze 35°C</b> <i>Thermal power of geothermal plant upon receipt 35°C</i>	<b>Ilość energii możliwej do uzyskania przy odbiorze 1°C</b> <i>The amount of power possible to get upon receipt of 1°C</i>		<b>Ilość energii możliwej do uzyskania przy odbiorze 35°C</b> <i>The amount of power possible to get upon receipt of 35°C</i>	
[kW]	[MW]	[J]	[kWh]	[J]	[kWh]
74,9	2,62	2,36*10 <sup>12</sup>	6,57*10 <sup>5</sup>	8,27*10 <sup>13</sup>	2,29*10 <sup>7</sup>

Tab. 4. Zestawienie oszczędności zużycia surowców oraz zaoszczędzonych funduszy

Tab. 4. Statement of savings of raw material and saved funds

<b>Równowartość energii zawarta w gazie ziemnym</b> <i>The equivalent energy contained in natural gas</i>	<b>Cena za równoważną ilość paliwa (gaz ziemny)</b> <i>Price for an equivalent amount of fuel (natural gas)</i>	<b>Równowartość energii zawarta w węglu kamiennym</b> <i>The equivalent energy contained in hard coal</i>	<b>Cena za równoważną ilość paliwa (węgiel kamienny)</b> <i>Price for an equivalent amount of fuel (hard coal)</i>
[m <sup>3</sup> ]	[zł]	[ton]	[zł]
2 364 384	3 514 089	2 758	2 206 758

Tab. 5. Szacowany efekt ekologiczny (przeliczenia dla węgla kamiennego, paleniska parowego/wodnego o ruszcie stałym i wydajności 25-200 kW<sub>t</sub>)

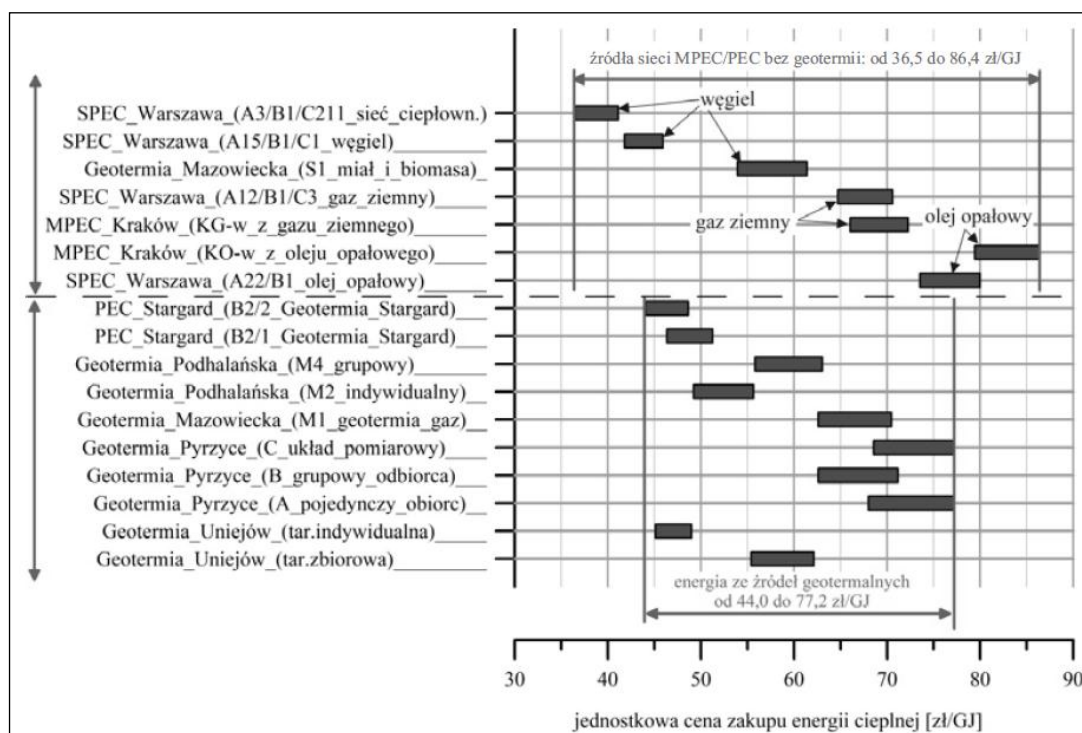
Tab. 5. The estimated environment affect (the calculation for hard coal and set parameters of combustion)

<b>Ograniczenie emisji NO<sub>2</sub> przez zastąpienie węgla</b> <i>Reducing emissions of NO<sub>2</sub> by replacing coal</i>	<b>Ograniczenie emisji SO<sub>2</sub> przez zastąpienie węgla</b> <i>Reducing emissions of SO<sub>2</sub> by replacing coal</i>	<b>Ograniczenie emisji CO<sub>2</sub> przez zastąpienie węgla</b> <i>Reducing emissions of CO<sub>2</sub> by replacing coal</i>	<b>Ograniczenie emisji CO przez zastąpienie węgla</b> <i>Reducing emissions of CO by replacing coal</i>
[kg]	[kg]	[kg]	[kg]
2 758	44 135	5 516 895	124 130

Powyższe tabele przedstawiają możliwe do uzyskania moce cieplne, ilość energii oraz prognozowane ograniczenie emisji szkodliwych substancji do powietrza poprzez zastąpienie konwencjonalnych źródeł energii jak gaz ziemny i węgiel energią geotermalną. W ciągu roku przy odbiorze 35°C z wody geotermalnej zostanie ograniczona emisja NO<sub>2</sub>, SO<sub>2</sub>, CO<sub>2</sub>, CO zgodnie z danymi przedstawionymi w tabeli nr 5.

## Analiza ekonomiczna

W przypadku planowania instalacji geotermalnej dla analizowanego basenu należy wziąć pod uwagę koszty związane zarówno z budową instalacji, jak również koszty odwiertów, które należy wykonać. W przypadku instalacji geotermalnych z Pyrzyce lub Uniejowa procentowy udział kosztów rozkłada się przykładowo w następujący sposób: ciepłownia geotermalno-gazowa 60%, sieć przesyłowa pozostałe 40% kosztów. Jednostkowe koszty eksploatacyjne zostały przedstawione na Ryc. 1, gdzie zestawiono ceny energii geotermalnej z cenami konwencjonalnych źródeł energii cieplnej (dla węgla przyjęto kaloryczność 30 GJ/t).



Ryc. 7. Graficzne zestawienie jednostkowych cen całkowitych zakupu energii cieplnej netto dla wybranych dostawców wg obowiązujących taryf rozliczeniowych (Pająk i Bujakowski 2011)

Fig. 7. Graphical Statement of the unitary, total purchase price per unit net heat for selected suppliers according to the applicable tariff. (Pająk & Bujakowski 2011)

Ryc. 7 przedstawia jednostkowe ceny całkowite zakupu energii cieplnej dla źródeł konwencjonalnych, które wahają się od 36 do 86 zł/GJ i geotermalnych. Cena zakupu energii pochodzącej z ciepłowni geotermalnych lokuje się mniej więcej w środku przedziału zmienności od 44 do 77 zł/GJ (Pająk i Bujakowski 2011). W celu podniesienia opłacalności inwestycji warto zaplanować dalsze wykorzystanie wody do celów balneologicznych i rekreacyjnych.



## Podsumowanie

Przyjęte do obliczeń parametry ośrodka w sposób reprezentatywny charakteryzują właściwości zbiornikowe basenu dolnej jury okolic Tuszyna. Warunki termalne struktury Tuszyna, odległość od dużych miast jak np. Łódź czy Piotrków Trybunalski potwierdzają racjonalność rozpatrywania basenów sedymentacyjnych jako potencjalnych zasobów wód geotermalnych, gdyż istnieje zapotrzebowanie na energię ciepłą w tym rejonie. Ponadto także zakłady balneologiczne lub baseny rekreacyjne znajdują w tym regionie swoich odbiorców. Sprzyja to zarówno kwestiom planistycznym, jak i finansowym tego obszaru.

## Literatura

- Budzyński I., Kacperczyk E., Korczak-Żydaczewska K., Milusz M., Wójcikowska J., Szejder A., Marczak M., 2012. *Powierzchnia i ludność w przekroju terytorialnym w 2012 r.* GUS, Warszawa, 87.
- Górecki W. (red.), 1990. *Atlas wód geotermalnych Niżu Polskiego. Zbiornik dolnojurajski i dolnokredowy. Katalog otworów wiertniczych i studni głębinowych w utworach kredy dolnej i jury dolnej na Niżu Polskim. Objasnienia tekstowe.* Wydawnictwo AGH, Kraków.
- Górecki W. (red.), 2006. *Atlas zasobów geotermalnych formacji mezozoicznej na Niżu Polskim.* Wydawnictwo AGH, Kraków.
- Karaszewski W., 1962. *Stratygrafia liasu w północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich.* Prace IG, T. 30, cz. 3.
- Nowak L., Stańczak J., Znajewska A., 2012. *Stan i struktura ludności oraz ruch naturalny w przekroju terytorialnym w 2011 roku. Stan w dniu 31 XII.* GUS, Warszawa, 63.
- Pająk L., Bujakowski W., 2011. *Porównanie cen zakupu energii pochodzącej z polskich ciepłowni geotermalnych z energią innych dostawców w świetle obowiązujących taryf rozliczeniowych.* Wydawnictwo IGSMIE, Kraków.
- Razowska-Jaworek L., 2009. *Inwentaryzacja danych hydrogeologicznych.* [W:] Rozpoznanie formacji i struktur do bezpiecznego geologicznego składowania CO<sub>2</sub> wraz z ich programem monitorowania, Raport merytoryczny nr 1: Segment I, Rejon Bełchatów. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Strzetelski W., 1990. *Zbiornik dolnojurajski.* [W:] Górecki W. (red.), *Atlas wód geotermalnych Niżu Polskiego. Zbiornik dolnojurajski i dolnokredowy.* Wydawnictwo AGH, Kraków, 49–55.
- Stupnicka E., 1997. *Geologia regionalna Polski.* Wydawnictwa Uniwersytetu Warszawskiego, Warszawa, 208–215.
- Szczepański A., 1990. *Warunki hydrogeologiczne dolnojurajskiego i dolnokredowego zbiornika geotermalnego.* [W:] Górecki W. (red.), *Atlas wód geotermalnych Niżu Polskiego. Zbiornik dolnojurajski i dolnokredowy.* Wydawnictwo AGH, Kraków, 103–116.

Źródła internetowe

<http://www.tuszyn.info>

## MOŻLIWOŚCI WYKORZYSTANIA NISKOTEMPERATUROWEJ ENERGII GEOTERMALNEJ W REJONIE BUSKA-ZDROJU

**Marta Dendys**

*AGH Akademia Górniczo-Hutnicza, Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska,  
Katedra Hydrogeologii i Geologii Inżynierskiej, Kraków*

### **Possibilities of using low-temperature geothermal energy in Busko-Zdrój area**

*Cenomanian aquifer in Busko-Zdrój area characterize low temperature of water (20-35°C) and good hydrogeological properties of rock. There is a reason why Cenomanian aquifer can be a source of geothermal energy. Busko-Spa is well-known sulphurous medicinal water resort but geothermal energy gives it a new chance for development. Recreation, balneology and clean heating energy there are a few possible ways utilization geothermal energy in Busko-Zdrój area.*

**Key words:** *sulphurous waters, geothermal waters, Busko-Zdrój area, balneotherapy*

### **Wstęp**

Busko-Zdrój jest znanym od wieków uzdrowiskiem, słynącym ze szczególnego rodzaju wód podziemnych – wód siarczkowych. Są to wody lecznicze, którym swoistość nadaje siarkowodór (H<sub>2</sub>S). Występowanie wód zawierających ten składnik stwierdzono w rejonie Buska w wodach utworów jurajskich, kredowych oraz mioceńskich, jednak to wody poziomu kredowego (cenoman) mają największe znaczenie w balneoterapii. W rejonie Buska-Zdroju i okolicach nadal prowadzone są badania i prace mające na celu powiększenie bazy zasobowej leczniczych wód siarczkowych. Okazuje się, że w niektórych otworach, woda ujęta z różnych poziomów wodonośnych osiąga temperaturę powyżej 20°C, co pozwala rozpatrywać ją także w kategoriach zasobów wód geotermalnych. Wody geotermalne, które stanowią czysty, ekologiczny nośnik energii mogą spełnić ważną rolę przy wykorzystaniu ich w celach balneorekreacyjnych oraz ciepłowniczych. Pozyskanie takiej energii jest szczególnie ważne w takim rejonie jak uzdrowiskowe obszary Buska-Zdroju i okolic.

## Pozycja geologiczna rejonu Buska

Pod względem fizyczno-geograficznym omawiany teren znajduje się na pograniczu Niecki Soleckiej i Garbu Pińczowskiego, należących do makroregionu Niecka Nidziańska w dorzeczu rzeki Nidy (Kondracki 2002). Pod względem geologicznym teren ten znajduje się na pograniczu dwóch jednostek geologicznych Polski: kredowej niecki miechowskiej i neogeńskiego zapadliska przedkarpackiego (Barbacki 2007). Rejon Buska-Zdroju charakteryzuje się występowaniem struktur fałdowo-blokowych o kierunku NW-SE poprzecinanych poprzecznymi uskokami. Skomplikowana tektonika omawianego obszaru to efekt procesów zachodzących w trakcie kilku faz górotwórczych.



Ryc. 1. Występowanie siarczkowych wód leczniczych w rejonie Buska-Zdroju na tle struktur geologicznych (Prażak 2010)

*Fig. 1. Presence of sulphurous therapeutic waters within geological structures, Busko-Zdrój area (Prażak 2010)*

## Zbiorniki wód podziemnych

Według regionalizacji hydrogeologicznej obszaru Polski wód zwykłych i mineralnych (Paczyński, Sadurski 2007) rejon Buska-Zdroju mieści się w ramach struktury hydrogeologicznej zapadliska przedkarpackiego. Czwartorzędowe piętro wodonośne tworzą piaszczyste i piaszczysto-żwirowe osady rzeczne oraz osady pochodzenia wodnolodowcowego i lodowcowego występujące głównie w dolinach rzek. Piętro wodonośne kredowe tworzy dwa poziomy: górny z marglami i utworami wapienno-marglistymi oraz dolny – związany z utworami cenomanu. Poziom jurajski budują utwory węglanowe. Najpłytsze kompleksy wodonośne stanowią zbiorniki wód podziemnych eksploatowanych dla zaspokojenia potrzeb gospodarczych

i komunalnych. Wody utworów kredowych (cenoman) wykorzystywane są w celach balneologicznych.

Z kolei występowanie wód geotermalnych w rejonie Buska stwierdzono w obrębie następujących zbiorników wód podziemnych: kredowego, jurajskiego, triasowego, karbońskiego i dewońskiego (Barbacki 2007). Wody te wykazują jednak bardzo zróżnicowane parametry hydrogeotermalne ze względu na niejednorodną pozycję geologiczną poszczególnych zbiorników. Co istotne, w rejonie miasta Busko-Zdrój istnieje dyslokacja w formie uskoku odwróconego. Powoduje to m.in., że utwory cenomanu w skrzydle wiszącym znajdują się na głębokości ok. 100 m p.p.t., natomiast w skrzydle zrzuconym – ponad 600 m poniżej poziomu terenu. Ta deniwelacja powoduje zróżnicowanie zarówno temperatur wód, jak i mineralizacji.

Z punktu widzenia geotermalnego wykorzystania zbiornik cenomański charakteryzują niewysokie temperatury wód (maksymalnie ok. 25°C po stronie skrzydła zrzuconego i kilkanaście w strefie skrzydła wiszącego) (Barbacki 2007). Rekompensowane są one korzystnymi parametrami zbiornikowymi na całym obszarze jego występowania, znaczną powierzchnią zbiornika oraz sporymi wydajnościami. W odległości ok. 25 km na zachód od Buska-Zdrój znajduje się centralna strefa zbiornika cenomańskiego, gdzie ze względu na największą miąższość, parametry zbiornikowe oraz wydajności osiągają maksymalne wartości. Temperatura wód wynosi tam 30-35°C i występują częste samowypływy o wartościach dochodzących do 40 m<sup>3</sup>/h (Barbacki 2007).

Zbiornik zlokalizowany w obrębie górnourajskich wapieni charakteryzuje z kolei duża zmienność i nieciągłość parametrów zbiornikowych przy znacznej miąższości. Prowadzi to do znacznych amplitud temperatur między temperaturą utworów stropu i spągu. W omawianym rejonie temperatura stropowych utworów i wód jury górnej po obu stronach dyslokacji kształtuje się na poziomie 11-12°C w skrzydle wiszącym oraz osiąga 22-23°C w skrzydle zrzuconym. W spągu temperatury te wynoszą odpowiednio: 33°C i ok. 40°C. Według danych z otworu Kostki Małe 2 w strefie skrzydła wiszącego uzyskana wydajność wyniosła maksymalnie 7,5 m<sup>3</sup>/h. Mineralizacja tych wód osiąga rozpiętość 20-100 g/dm<sup>3</sup> z powodu znacznego zróżnicowania głębokości poszczególnych horyzontów wodonośnych (Barbacki 2007).

Mało perspektywiczny w aspekcie wodonośności, a tym samym geotermalnym, ze względu na znikome przypiływy (pomimo znacznych porowatości) jest zbiornik triasowy. Również zbiornik karboński nie jest predysponowany do wykorzystania geotermalnego – ze względu na niską porowatość budujących go utworów. Zasięg występowania utworów dewonu, znaczna miąższość oraz temperatury osiągające 80°C, to zalety warunków hydrogeotermalnych kolejnego zbiornika. Niekorzystne w tym przypadku są natomiast niedrożności występujące w utworach dewonu – w utworze Kostki Małe 2 zlokalizowano szereg zablźnień kalcytem stref spękań i szczelin (Barbacki 2007).

## Chemizm i temperatura cenomańskich wód w rejonie Buska-Zdroju

Wody poziomu cenomańskiego, mające podstawowe znaczenie dla balneologii w rejonie Buska-Zdroju, to ogólnie wody o mineralizacji 12,5-14,5 g/dm<sup>3</sup>. Są to wody typu Cl-Na, siarczkowe, jodkowo-bromkowe, borowe. Udział głównych jonów, czyli Cl i Na w składzie anionowym i kationowym wynosi odpowiednio 78-79% i 79-82% mval/dm<sup>3</sup>. Stężenia tych jonów kształtują się na poziomie 3,8-6,5 g/dm<sup>3</sup> dla Cl oraz 2,4-4,2 g/dm<sup>3</sup> dla Na. W składzie tej wody wyraźnie zaznacza się obecność siarkowodoru przyjmując wartości stężenia 33,5-49,2 mg/l (Rożkowski i Rożkowski 2010).

Generalnie w obrębie niecki miechowskiej występują szereg miejsc, gdzie temperatury wód, w tym siarczkowych, pozwalają myśleć o geotermalnym ich wykorzystaniu. W Tab. 1 przedstawiono zestawienie temperatur odnotowanych w wybranych otworach wiertniczych i studniach.

Tab. 1. Zestawienie zarejestrowanych temperatur wody w wybranych otworach (Lisik 2010)

Tab. 1. List of registered water temperatures in selected boreholes (Lisik 2010)

Otwór Borehole name	H Height	Głębokość do środka warstwy wodonośnej Depth to aquifer center	Rzędna Ordinate	Temperatura Temperature
	[m n.p.m.] [m a.s.l.]	[m]	[m]	[°C]
<b>B-13 (Busko-Zdrój)</b>	219,7	37,5	182,2	11,2
<b>B-15 (Busko-Zdrój)</b>	219,9	113,0	106,9	12,0
		194,0	25,9	16,0
		326,0	-106,1	18,8
		451,0	-231,1	21,2
		470,0	-250,1	21,7
<b>Las Winiarski 1</b>	256,3	146,2	110,1	13,5
<b>Dobrowoda G-1</b>	221,9	230,0	-8,1	16,2
<b>Busko C-1</b>	275,2	150,0	125,2	11,7
		538,0	-307,8	24,0
		635,9	-360,7	25,1
<b>Kazimierza Wielka 12 (Odonów)</b>	210,0	720,2	-510,2	30,0
<b>Radzanów 1</b>	240,0	1062,0	-822,0	35,0
<b>Radzanów 2</b>	240,0	2577,8	-2337,8	52,0

Bezpośrednio w rejonie Buska-Zdroju występuje kilka otworów, w których temperatura predysponuje wydobywane zasoby do rozważania ich w kategorii geotermalnego wykorzystania (Tab. 1). Najbardziej odpowiedni w tym aspekcie wydaje się być otwór Busko C-1. W Tab. 2

zestawiono typy wód, których charakterystykę uzyskano podczas pompowania otworu Busko C-1 na różnych głębokościach.

W otworze Busko C-1 warstwy wodonośne ujmujące siarczkowe wody termalne to osady piaskowcowo-piaszczyste cenomanu o miąższości ponad 27 m. Osady te to piaskowce glaukonitowe zwarte, drobnoziarniste, szarzielone z warstewkami piaskowców słabozwiązanych i piaskowców z glaukonitem (Lisik 2010). Ujęta w otworze Busko C-1 woda posiada mineralizację 12,4 mg/dm<sup>3</sup>. W jej składzie chemicznym dominują jony chlorkowe (5,8 g/dm<sup>3</sup>) i siarczanowe (ok. 1,5 g/dm<sup>3</sup>). Zawartość jonów sodowych to ok. 4,05 g/dm<sup>3</sup>. Składniki swoiste, które można tu wyróżnić to siarkowodór i związki siarki (22,9-29,7 mg/dm<sup>3</sup>), jod (ok. 1,9-2,0 mg/dm<sup>3</sup>) oraz żelazo (ok. 0,20 mg/dm<sup>3</sup>). Wodę charakteryzuje zapach siarkowodoru (Gała 2011).

Tab. 2. Typy wód w otworze Busko C-1 (Gała 2011)

Tab. 2. Types of waters in the borehole Busko C-1 (Gała 2011)

Otwór <i>Borehole name</i>	Głębokość <i>Depth</i>	Typ wody <i>Water type</i>	Temperatura <i>Temperature</i>	Zawartość siarkowodoru i/lub związków siarki <i>Contents of hydrogen sulphide and/or sulphurous elements</i>
	[m]		[°C]	[mg/dm <sup>3</sup> ]
Busko C-1	60	zwykła <i>fresh water</i>	11,5	0,02-0,03
	150	słabo zmineralizowana <i>slightly mineralized water</i>	11,7	0,02-0,03
	600		13,7	
	662,2-649,6	wysoko zmineralizowana <i>highly mineralized water</i>	25,0	22,9-29,7

Woda z otworu Busko C-1 to woda lecznicza 1,2% chlorkowo-sodowa, siarczkowa, jodkowa. Ze względu na temperaturę na wypływie 25°C można zaklasyfikować ją do wód termalnych niskotemperaturowych (Gała 2011).

### Właściwości balneoterapeutyczne wód siarczkowych

Wody lecznicze to zgodnie z literą prawa geologicznego i górniczego (Ustawa z dnia 09.06.2011 *Prawo geologiczne i górnicze*, Dz. U. Nr 163, poz. 981) wody podziemne, które nie są zanieczyszczone chemicznie i mikrobiologicznie. Dodatkowo powinny odznaczać się naturalną zmiennością cech fizykochemicznych, a zawartość rozpuszczonych składników mineralnych stałych nie może wynosić mniej niż 1000 mg/dm<sup>3</sup>. W Tab. 3 przedstawiono klasyfikację wód leczniczych ze względu na zawarte w nich składniki.

Tab. 3. Zawartość składników swoistych i odpowiadające im nazwy wód leczniczych  
 Tab. 3. Contents of specific elements and equivalent names of therapeutic waters

<b>Minimalna zawartość w 1 dm<sup>3</sup> wody</b> <i>Contents of elements in 1 dm<sup>3</sup> of water, at least</i>	<b>Nazwa wody</b> <i>Water name</i>
Zawartość rozpuszczonych składników mineralnych stałych – nie mniej niż 1000 mg/dm <sup>3</sup> <i>Contents of dissolved solids, at least 1,000 mg/dm<sup>3</sup></i>	<b>lecznicza</b> <i>Medicinal</i>
10,0 mg Fe <sup>2+</sup>	<b>żelazista</b> <i>Ferruginous water</i>
2,0 mg F <sup>-</sup>	<b>fluorkowa</b> <i>Water containing fluoride</i>
1,0 mg J <sup>-</sup>	<b>jodkowa</b> <i>Water containing iodide</i>
1,0 mg S <sup>2-</sup>	<b>siarczkowa</b> <i>Sulphurous water</i>
70 mg kwasu metakrzemowego H <sub>2</sub> SiO <sub>3</sub>	<b>krzemowa</b> <i>Water containing silica</i>
74 Bq	<b>radonowa</b> <i>Radioactive water</i>
1000 mg wolnego CO <sub>2</sub>	<b>szczawa</b> <i>Carbonated water</i>

Cenomańskie wody rejonu Buska-Zdroju są obecnie powszechnie wykorzystywane w celach balneoterapeutycznych. Terapię wodami siarczkowymi stosuje się m.in. w przypadku schorzeń dotyczących narządów ruchu, chorób układu nerwowego, serca i naczyń krwionośnych, schorzeń dermatologicznych, w chorobach przemiany materii, jamy ustnej, a także w leczeniu ginekologicznym. Kąpiele mineralne to bardzo popularny zabieg, jaki wykonuje się w obecnie w oparciu o wody lecznicze rejonu Buska. Istnieje wiele przypadków kuracji tymi wodami, gdzie u chorych nastąpiła poprawa stanu zdrowia – szczególnie w leczeniu reumatoidalnego zapalenia stawów lub schorzeń pokrewnych, przewlekłych zmian zapalnych w narządzie rodny oraz u chorych z miażdżycą naczyń. Oprócz kąpiele stosowana jest także kuracja pitną wodą siarczkową.

### **Właściwości balneoterapeutyczne wód termalnych**

Według przytoczonej wcześniej ustawy *Prawo geologiczne i górnictwo* termalną jest ta woda podziemna, która na wypływie z ujęcia ma temperaturę nie mniejszą niż 20°C. Wody termalne mają również zastosowanie w balneoterapii. Kąpiele w leczniczych wodach termalnych polecane są szczególnie osobom borykającym się z chorobami reumatologicznymi oraz mających problemy z narządami układu ruchu. Lecznicze wody termalne mają właściwości silnie rozgrzewające, zapobiegają tworzeniu się kamieni nerkowych, działają antybakteryjnie. Istnieją

jednak przeciwwskazania w stosowaniu kąpeli geotermalnych. Szczególnie przy schorzeniach zapalnych, nowotworach, problemach z nadciśnieniem, schorzeniach płucnych, systemu nerwowego, w przypadkach chorób zakaźnych, niewydolności układu krążenia, hemofilii, ciąży, chorób wenerycznych, czy chorób skórnych (Kępińska, Ciągło 2008).

Temperatury cenomańskich wód rejonu Buska-Zdroju sprawiają, że wody te nie wszędzie nadają się do wykorzystania w celach balneoterapeutycznych. Według wymagań stawianych wodom do kąpeli rekreacyjnych i leczniczych (Paczyński, Płochniewski 1996) wprawdzie przekraczają one wartość 24°C, powyżej której mogą być stosowane w rekreacji, jednak nie osiągają nawet wartości 28°C, powyżej której nadają się do stosowania w balneoterapii.

Tab. 4. Wymagania dla wód przeznaczonych do kąpeli rekreacyjnych i leczniczych (Paczyński, Płochniewski 1996)

Tab. 4. Requirements for waters for recreational and medicinal bath (Paczyński, Płochniewski 1996)

Przeznaczenie wód <i>Type of water use</i>	Temperatura <i>Temperature</i>	Mineralizacja <i>Mineralization</i>
	[°C]	[g/dm <sup>3</sup> ]
Rekreacyjne <i>Recreation</i>	24-30	<35
Rekreacyjno-lecznicze <i>Recreation-therapeutic</i>	28-32	35-40
Lecznicze <i>Therapeutic</i>	28-37	<50

## Propozycje wykorzystania wód geotermalnych

Obecnie wody siarczkowe rejonu Buska Zdroju wykorzystywane są jedynie w celach balneoterapeutycznych. Od wieków jest to działalność podstawowa dla uzdrowiska Buska-Zdrój. Udokumentowane zostały cztery złoża wód leczniczych w omawianym rejonie, tj.: Busko-Zdrój, Las Winiarski, Busko-Północ oraz Busko-Południe. Wody lecznicze z tych złóż mają analogiczny skład i cechy swoiste, obecnie jednak jedynie miasto Busko-Zdrój jest znanym kurortem uzdrowiskowym.

Temperatura wody wypływającej z otworu Busko C-1 otwiera przed regionem nowe perspektywy. Jak już wcześniej zauważono – woda o temperaturze 25°C kwalifikowana jest do rozpatrywania jej w kategoriach geotermii niskotemperaturowej. Z powodu nie osiągnięcia temperatury 28°C woda ta nie kwalifikuje się do wykorzystania w celach leczniczych, jednak pozwala już myśleć o ujęciu tych wód dla celów rekreacyjnych oraz ciepłowniczych.

Warto także zwrócić uwagę na korzyści płynące z wykorzystania wód o podwyższonej temperaturze dla celów funkcjonowania samego uzdrowiska. Zalecane przez lekarzy kuracje leczniczymi wodami siarczkowymi mają, w zależności od potrzeb i reakcji organizmu, ustalony cykl oraz czas trwania kąpeli. Co ważne, temperatura wody w wannie powinna mieścić się w przedziale 34-38°C. Dąży się jednak do zapewnienia komfortu kąpeli przy maksymalnie



niskiej temperaturze z podanego przedziału. Osoby o niskiej wadze oraz dzieci potrzebują wody cieplejszej, natomiast osoby tęższe tolerują wody o temperaturze niższej (Lisik 2010). Osiągnięcie takich wartości wymaga oczywiście podgrzania wody, której temperatura początkowa z reguły wynosi około kilkunastu stopni. Wykorzystanie w tym celu wody termalnej znacząco mogłoby obniżyć koszty pobieranej energii niezbędnej dla zapewnienia odpowiedniej dla kuracji temperatury.

Jest to także istotny aspekt z punktu widzenia samej technologii wydobycia, transportu oraz ogrzewania wód. Każdy z tych etapów musi gwarantować utrzymanie w wodzie H<sub>2</sub>S w formie rozpuszczonej. Nieodpowiednia technologia może spowodować straty na poziomie 50-60% na odcinku złoża – wanna. Instalacje oraz zbiorniki gromadzące oraz przechowujące wody siarczkowe i urządzenia grzewcze muszą być hermetyczne. W przypadku kontaktu wody z powietrzem mogą nastąpić niepożądane zmiany składników swoistych. Wykorzystanie wód o wyższej temperaturze i tym samym skrócenie procesu technologicznego, to jednocześnie redukcja kosztów energii, a także zmniejszenie ryzyka utraty właściwości wód.

Kolejnym krokiem ku wykorzystaniu wód termalnych jest pozyskanie energii cieplnej z eksploatowanych wód i przesyłanie za pomocą odpowiednich instalacji do odbiorców. Użycie odpowiednich rozwiązań technologicznych do ogrzewania geotermalnego w rejonie Buska-Zdroju ma szczególne znaczenie. Występuje bowiem w tym uzdrowiskowym miejscu potrzeba dbałości o czyste powietrze. Liczy się więc każda ilość pozyskanej energii przy jednoczesnym wstrzymaniu emisji szkodliwych substancji powstających ze spalania paliw konwencjonalnych.

Niewątpliwie najbardziej wymierne ekonomicznie efekty, nie tylko miastu Busko-Zdrój, ale całej okolicy przyniosłoby wykorzystanie wód termalnych dla celów rekreacyjnych. Instalacja basenów mineralno-termalnych oraz stworzenie odpowiedniej infrastruktury stworzyłoby nowe szanse dla zwiększenia ruchu turystycznego w okolicy. Baseny takie działają już m.in. w Solcu-Zdroju, przez co region znakomicie wykorzystuje potencjał dostępnych wód – leczniczych oraz mineralnych.

Wykorzystanie w rejonie Buska-Zdroju wód geotermalnych w rekreacji i balneoterapii nie spowoduje emisji do środowiska naturalnego szkodliwych substancji powstających podczas spalania konwencjonalnych źródeł energii lub znacząco obniży koszty energii niezbędnej do podgrzania chłodnych wód, aby nadawały się do basenów i zabiegów.

## Podsumowanie

Rejon Buska-Zdroju jest znanym od wieków uzdrowiskiem słynącym z leczniczych wód siarczkowych. Wody te pozyskiwane są przede wszystkim z cenomańskiego poziomu wodonośnego.

Zbiornik cenomański jest nie tylko źródłem wód solankowych zawierających w swym składzie swoiste składniki pozwalające wykorzystywać te wody w balneoterapii. Również w aspekcie wykorzystania geotermalnego, jest bardzo perspektywiczny zbiornik. Świadczą o tym: stabilna temperatura, osiągająca ok. 25°C, znaczna powierzchnia zbiornika oraz spore

wydajności. Obecnie w rejonie Buska to otwór Busko C-1 ujmuje siarczkowe wody termalne z piaskowcowo-piaszczystych osadów. Wody ujęte tym otworem posiadają ogólną mineralizację  $12,4 \text{ mg/dm}^3$ , a w jej składzie chemicznym dominują jony chlorkowe i siarczanowe.

Temperatura siarczkowych wód poziomu cenomańskiego pozwala na rozważenie wykorzystanie tych wód w celach rekreacyjnych oraz ciepłowniczych. Ma to szczególne znaczenie dla środowiska w rejonie uzdrowskiego miasta Busko-Zdrój. Przede wszystkim rokuje na ograniczenie zanieczyszczeń związanych z emisją substancji powstałych w wyniku spalania paliw konwencjonalnych, a także na redukcję kosztów związanych z pozyskaniem energii dla ogrzania wody wykorzystanej w celach leczniczych – kuracja leczniczymi wodami siarczkowymi wymaga utrzymania ich temperatury na poziomie  $34\text{-}38^\circ\text{C}$ . Wykorzystanie w tym celu wód termalnych skutkuje także obniżeniem ryzyka obniżenia jakości wód leczniczych, spowodowanego nieodpowiednim procesem technologicznym. Problemem może być jedynie wysoka mineralizacja wód. Urządzenia i instalacje odbierające od tych wód ciepło musiałyby spełniać szczególne warunki odporności na korozję – fakt ten ma duży wpływ na koszty budowy instalacji oraz przyszłe jej użytkowanie.

Ważnym aspektem jest również wykorzystanie bogactwa wód mineralnych i termalnych dla celów rekreacyjnych. Stworzenie kompleksu basenów termalno-mineralnych byłoby szansą na odrodzenie popularności regionu.

## Literatura

- Barbacki A., 2007. *Możliwości wykorzystania wód geotermalnych w rejonie Buska. III Krajowa Konferencja Naukowo-Techniczna „Geologia stosowana i ochrona środowiska”*. Suchedniów, 15.06.2007. PPU DCF, Kielce.
- Gała I., 2011. *Wstępne rozpoznanie i charakterystyka siarczkowych wód termalnych w otworze Busko C-1*. Technika Poszukiwań Geologicznych. Geotermia, Zrównoważony Rozwój. Nr 1-2/2011.
- Kępińska B., Ciągło J., 2008. *Możliwości zagospodarowania wód geotermalnych Podhala do celów balneoterapeutycznych i rekreacyjnych*. Geologia. T.34, z.3.
- Kondracki J., 2002. *Geografia regionalna Polski*. Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa.
- Lisik R., 2010. *Lecznicze wody siarczkowe rejonu Pińczów-Busko-Zdrój-Kazimierza Wielka*. [W:] Wody siarczkowe w rejonie Buska-Zdroju. XYZ, Kielce.
- Paczyński B., Płochniewski Z., 1996. *Wody mineralne i lecznicze Polski*. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Paczyński B., Sadurski A. (red.), 2007. *Hydrogeologia regionalna Polski*. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Prażak J., 2010. *Szkielet warunków paleohydrogeologicznych w procesie kształtowania się składu chemicznego wód mineralnych w rejonie Buska-Zdroju*. [W:] Wody siarczkowe w rejonie Buska-Zdroju. XYZ, Kielce.
- Rożkowski A., Rożkowski J., 2010. *Pochodzenie mineralizacji wód siarczkowych Buska*. [W:] Wody siarczkowe w rejonie Buska-Zdroju. XYZ, Kielce.
- Ustawa z dnia 6 czerwca 2011r. *Prawo geologiczne i górnicze*. Dz. U. Nr 163, poz. 981.

# WARUNKI WYSTĘPOWANIA, EKSPLOATACJA I WYKORZYSTANIE WÓD TERMALNYCH W UNIEJOWIE

**Justyna Jażdżewska**

*Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu, Wydział Nauk Geologicznych i  
Geograficznych, Instytut Geologii, Zakład Hydrogeologii i Ochrony Wód, Zamiejscowy Ośrodek  
Dydaktyczny w Pile*

## **Hydrogeological conditions, exploitation and use of thermal waters in Uniejów**

*This article presents hydrogeological conditions, origin and type of thermal waters. The ways of exploitation, problem of absorptivity of injection boreholes and ways of development and use of thermal waters in Uniejów are also described.*

**Key words:** *Uniejów, thermal waters, thermal waters origin, use of thermal waters*

## **Wprowadzenie**

Wody termalne w Uniejowie rozpoznane zostały w 1978 roku otworem hydrogeologicznym Uniejów IGH-1 odwierconym w miejscowości Ostrowsko (Ryc. 1), położonej ok. 1,5 km od północnej granicy miasta. Następne otwory: Uniejów PIG/AGH-1 oraz Uniejów PIG/AGH-2 odwiercono w 1991 roku.

Wody termalne w Uniejowie eksploatowane i wykorzystywane są od 2001 roku, kiedy to Spółka Geotermia Uniejów utworzona w 1999 roku rozpoczęła ich wykorzystywanie na cele grzewcze.

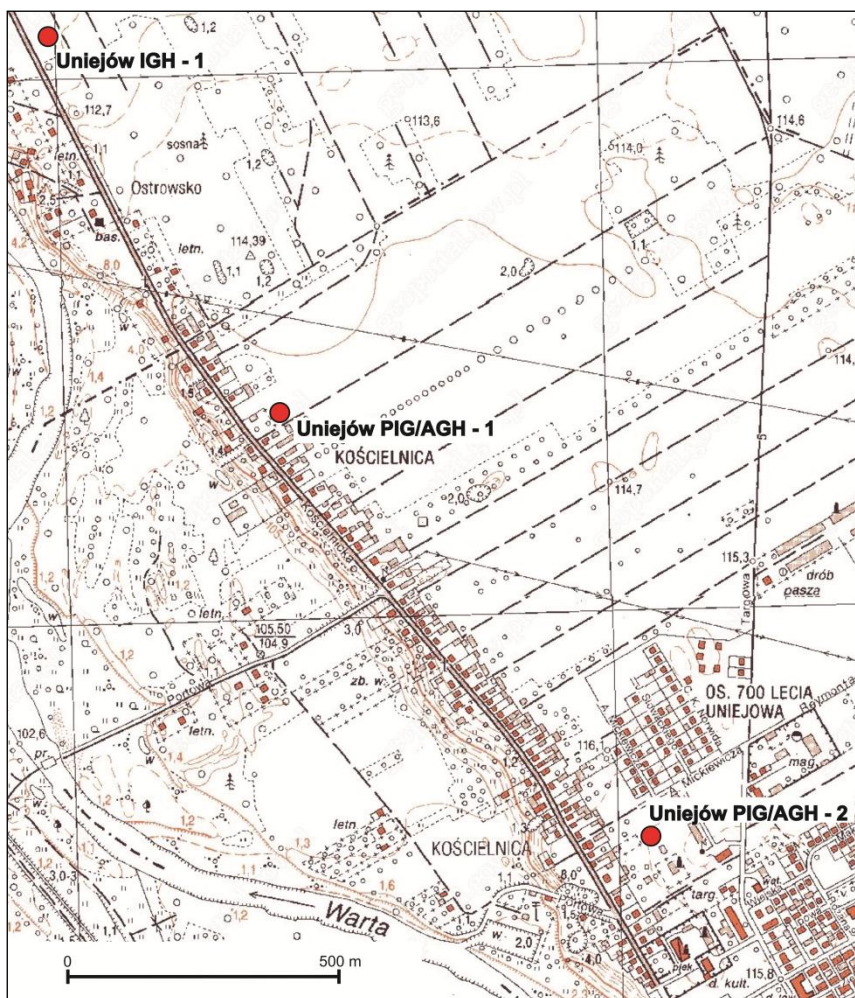
## **Budowa geologiczna**

Pod względem geologicznym Uniejów położony jest w centralnej części Niżu Polskiego, w obrębie synklinorium szczecińsko-łódzkiego-miechowskiego, w niecce mogileńsko-łódzkiej (Ryc. 2) (Pożaryski 1969).

Utwory niecki łódzkiej reprezentowane są przez osady permsko-mezozoiczne. Utwory triasu o miąższości do 1500 m wykształcone są w postaci kompleksów mułowcowo-iłwcowych, piaskowców, wapieni, dolomitów oraz margli. Na utworach triasu zalegają utwory jurajskie o miąższości od 250 do ponad 3000 m. Są to głównie wapień, lokalnie margliste lub piaszczyste oraz margle z wkładkami gipsu oraz anhydrytu. Najmłodsze utwory niecki to osady kredy górnej i dolnej wykształcone w dwóch facjach (Wiktorowicz 2011):

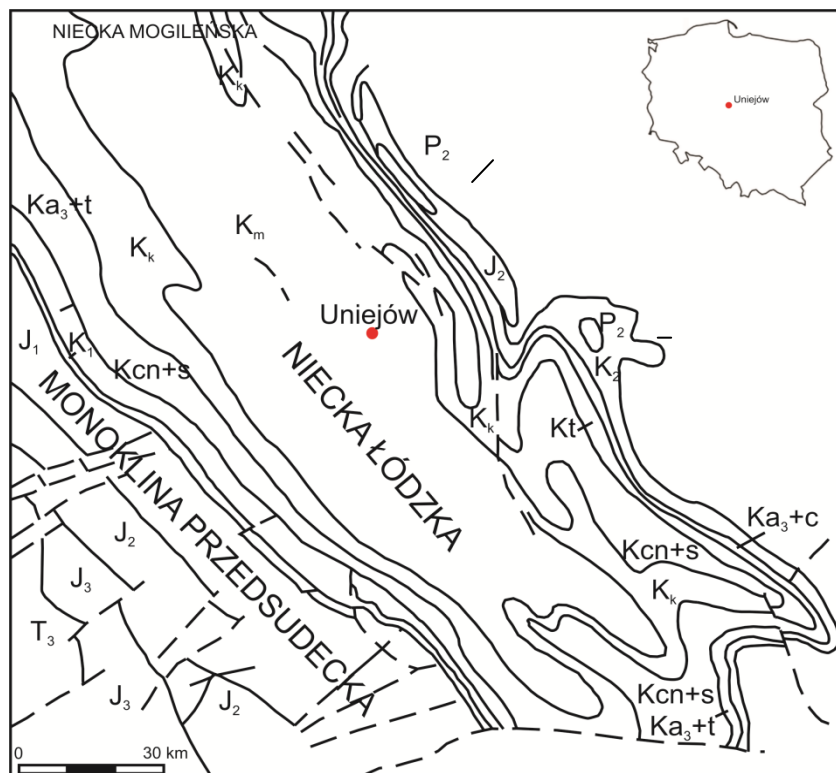
- kreda dolna – facja iłowcowa i mułowcowa przechodząca w stropowej części w piaski i piaskowce,
- kreda górna – facja marglistą z wkładkami wapieni.

Miąższość utworów kredowych wynosi od 200 na obrzeżach do 2500 m w centralnej części niecki. Na utworach kredy zalegają młodsze osady paleogeńsko-neogeńskie i czwartorzędowe.



Ryc. 1. Mapa dokumentacyjna (geoportal.gov.pl)

Fig. 1. Map of thermal waters boreholes localization (geoportal.gov.pl)



Ryc. 2. Mapa geologiczna odkryta (Trzepierczyński 2005). P<sub>2</sub> – perm górny; T<sub>3</sub> – trias górny; J<sub>1</sub> – jura dolna; J<sub>2</sub> – jura środkowa; J<sub>3</sub> – jura górna; K<sub>1</sub> – kreda dolna; Ka<sub>3</sub>+t – górny alb – turon; Ka<sub>3</sub>+c – górny alb – cenoman; Kt – turon; Kcn+s – koniak – santon; K<sub>k</sub> – kampan; K<sub>m</sub> – mastrycht

Fig. 2. Geological map without Cenozoic sediments (Trzepierczyński 2005). P<sub>2</sub> – Upper Permian; T<sub>3</sub> – Upper Triassic; J<sub>1</sub> – Lower Jurassic; J<sub>2</sub> – Middle Jurassic; J<sub>3</sub> – Upper Jurassic; K<sub>1</sub> – Lower Cretaceous; Ka<sub>3</sub>+t – Upper Albion - turonian; Ka<sub>3</sub>+c – Upper Albion - Cenomanian; Kt – Turonian; Kcn+s – Coniacian - Santonian; K<sub>k</sub> – Campanian; K<sub>m</sub> - Maastrichtian

## Warunki hydrogeologiczne

Skalami kolektorskimi dla wód termalnych ujmowanych w Uniejowie są utwory kredy dolnej. Są to jasnoszare, drobnoziarniste piaskowce kwarcowe z wkładkami szarych mułowców i czarnych łupków ilastych przechodzące w stropowych częściach w różnoziarniste piaskowce ze żwirem o spoiwie ilastym. Węglanowość piaskowców została określona na 0,0-2,8%. Ponadto w otworze Uniejów /PIG/ AGH-1 nawiercono wapienie (Kępińska i Bujakowski 2011).

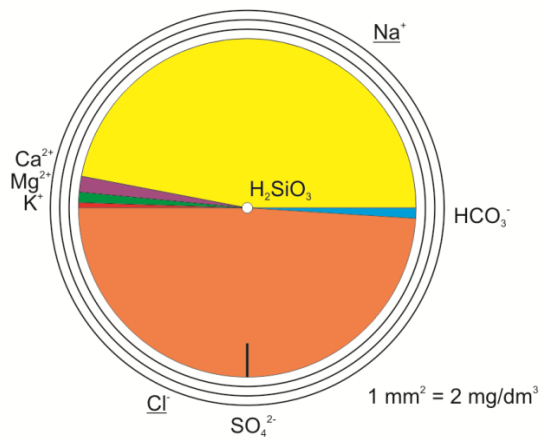
Porowatość efektywna piaskowców wynosi ok. 18-20% w stropowych partiach i spada wraz z głębokością. Przepuszczalność utworów zbiornikowych waha się od kilkudziesięciu do 3000 mD, przy czym najwyższa jest w otworach PIG/AGH-1 i PIG/AGH-2. W stropowej partii ujętej warstwy przepuszczalność spada do 100 mD (Kępińska i Bujakowski 2011).

Poziom wód termalnych został nawiercony na głębokości od 1982 m p.p.t. w otworze PIG/AGH-2 do 1915-1918 m p.p.t. w otworach IGH-1 i PIG/AGH-1. Poziom ten charakteryzuje się warunkami artezyjskimi o ciśnieniu 2,6 bara oraz temperaturą wody na wypływie 69,2°C.

Regionalny przepływ wód termalnych według Góreckiego (1995) następuje w kierunku północno-zachodnim, natomiast w otworach w Uniejowie wykazano, iż przepływ wód następuje odwrotnie w stosunku do przepływu regionalnego – na południowy wschód (Bojarski i Sokołowski 1991, za Sapińska-Śliwa i in. 2011). Zasilanie poziomu wód termalnych następuje na drodze przesiąkania wód z młodszych utworów na wychodniach utworów dolnej kredy na terenie wału kujawskiego i monokliny przedsudeckiej (Wiktorowicz 2011) oraz na drodze ascenzji z głębszych poziomów wodonośnych (Bojarski i Sokołowski 1991).

### Wody termalne

Wody ujmowane w Uniejowie są średnio zmineralizowane (6,8-8,8 g/dm<sup>3</sup>) i hipertermalne (69,2°C) (Bentkowski i in. 2001). Według klasyfikacji Szczukariewa-Prikłońskiego są to wody typu chlorkowo-sodowego (Ryc. 3).



Ryc. 3. Diagram Udlufta przedstawiający chemizm wód termalnych z otworu Uniejów PIG/AGH-2 (na podstawie analizy z dn. 29.09.2008 r. wykonanej przez Narodowy Instytut Zdrowia Publicznego)

Fig. 3. Udluft's diagram presenting chemistry of thermal waters from borehole Uniejów PIG/AGH-2 (based on analysis made by National Institute of Public Health, 29.09.2008)

Geneza chemizmu wód termalnych określona na podstawie badań izotopów trwałych tlenu <sup>18</sup>O i wodoru <sup>2</sup>H oraz na podstawie wskaźników hydrochemicznych została przedstawiona w publikacjach: Zuberka i Grabczaka (1991), Dowgiałły i in. (2007) oraz Sapińskiej-Śliwy i in. (2011). W badanych wodach zawartość izotopów ciężkich określonych względem wzorca SMOW kształtuje się na poziomie δ<sup>18</sup>O = -9,7‰ i δ<sup>2</sup>H = -74,5‰, co lokuje tą wodę blisko

światowej linii opadów i świadczy o składzie charakterystycznym dla współczesnych wód opadowych (Zuber, Grabczak 1991, Dowgiałło i in. 2007).

Skład izotopowy i analiza wskaźnika hydrochemicznego  $\frac{r_{Na}}{r_{Cl}}$ , który dla wód Uniejowa wynosi od 0,9 do 1,03 może świadczyć o powstaniu tych wód poprzez bezpośrednie wymywanie złóż halitu przez infiltrujące wody opadowe oraz o zachodzących procesach wymiany jonowej  $Na^+$  na  $Ca^{2+}$ , a więc o wypieraniu przez słone wody wód słodkich. Kolejny wskaźnik, którym jest  $\frac{r_{Cl}}{r_{Br}}$  występujący w wielkościach większych od 1000 potwierdza, że woda termalna nie jest związana z reliktowymi wodami morskimi, a jej zasolenie jest wtórne, niezwiązane z procesami zachodzącymi w basenach sedymentacyjnych (Sapińska-Śliwa i in. 2011).

### **Eksploatacja wód termalnych**

Wody termalne w Uniejowie eksploatowane są od 2001 roku otworem wydobywczym Uniejów PIG/AGH-2. Zasoby eksploatacyjne ujęcia zostały zatwierdzone w wysokości 120 m<sup>3</sup>/h. Pozostałe otwory – Uniejów PIG/AGH-1 oraz IGH-1 pełnią rolę otworów chłonnych. Łączna maksymalna zatwierdzona wydajność zatłaczania została zatwierdzona w wysokości 135,4 m<sup>3</sup>/h (Bentkowski i in. 2005).

Głównym problemem geotermii uniejowskiej jest spadek chłonności otworów Uniejów IGH-1 oraz Uniejów PIG/AGH-1 zarówno przed (1991-2001 r.), jak i po rozpoczęciu eksploatacji (Kępińska i Bujakowski (red.) 2011). Doprowadziło to do konieczności wyłączenia z eksploatacji otworów zatłaczających, kolejno w 2008 roku otworu IGH-1 i w 2010 roku Uniejów AGH/PIG-1, które wcześniej z otworem eksploatacyjnym pracowały w triplecie i duplocie (Bentkowski i in. 2005).

Przyczyną spadku chłonności otworów były kolmatacja, błędy techniczne podczas wykonywania otworu (zły rodzaj płuczki) oraz późniejszy niewłaściwy sposób eksploatacji otworów przez zatłaczanie napowietrzonych, nieoczyszczonych wód. Bentkowski i in. (2001) za przyczynę spadku chłonności wskazali również złą konstrukcję otworów.

Przed wyłączeniem z eksploatacji otworów chłonnych wykonano zabiegi mające na celu usprawnienie działania otworów, takie jak czyszczenie mechaniczne i kwasowanie miękkie.

Zabieg kwasowania miękkiego stosowany jest w celu rozpuszczenia produktów korozji rur powodujących kolmatację filtra i strefy przyfiltrowej. W otworze Uniejów PIG/AGH-1 wykonano go poprzez zatłaczanie do otworu roztworu wody termalnej i kwasu solnego. Niekiedy do roztworu dodawano dodatkowo kwas octowy, który miał za zadanie opóźnić czas reakcji i zwiększyć jej zasięg do skał strefy przyotworowej (Kępińska i Bujakowski 2011). Po wykonaniu pięciu zbiegów w latach 2006-2008 zauważono poprawę chłonności wyrażoną wzrostem jej indeksu z 3,56-7,43 m<sup>3</sup>/h/bar do 7,4-8,0 m<sup>3</sup>/h/bar (Bujakowski i in. 2008), była to jednak poprawa doraźna trwająca do kilkadziesiątu godzin. Z tego powodu doszło do wyłączenia otworów z eksploatacji i w 2011 roku wody termalne po wykorzystaniu w instalacji grzewczej,

a następnie m.in. w kompleksie basenów „Termy Uniejów” odprowadzane były po przejściu przez basen technologiczny powierzchniowo do rzeki Warty (Kępińska i Bujakowski 2011).

### Wykorzystanie wód termalnych

Wody termalne eksploatowane w Uniejowie są szeroko stosowane w ciepłownictwie, balneologii, rekreacji oraz do promocji miasta. Od roku 2001 wody termalne zaczęto używać do produkcji ciepła. Eksploatowane przez otwór PIG/AGH-2 wody trafiają do centrali ciepłej, gdzie używane były do ogrzania wody sieciowej. W 2006 roku uruchomiono kotły na biomasę (słomę, zręby drewniane), które zastąpiły kotły olejowe używane jako szczytowe źródło ciepła (Sapińska-Śliwa 2011). Ciepłownia zastąpiła 10 kotłowni lokalnych oraz 160 kotłowni w domach jednorodzinnych. Ciepło wykorzystywane jest do ogrzewania budynków użyteczności publicznej, wielo- i jednorodzinnych, kompleksu basenów „Termy Uniejów” oraz boiska piłkarskiego.

Od 2002 roku wody termalne w wielkości ok. 1 m<sup>3</sup>/h używane są do celów balneologicznych. Stosuje się je do przeprowadzania kąpieli perełkowych, częściowych oraz inhalacji. W 2008 roku otwarto kompleks basenów „Termy Uniejów” zasilany ciepłem i wodą geotermalną w wielkościach od 10 do 15 m<sup>3</sup>/h. W późniejszych latach zrealizowano następujące inwestycje: budowę hotelu spa&wellness „Lawendowe Termy”, ośrodka rehabilitacyjnego „Uzdrowsko Uniejów Park”, Domu Pracy Twórczej i Zagrody Młynarskiej. Realizowany jest również projekt budowy elektrowni hybrydowej, zasilanej energią z biomasy i wód termalnych.

Liczne inwestycje prowadzone na terenie miasta, otwarcie kompleksu termalno-basenowego „Term Uniejów”, ośrodka leczniczo-wypoczynkowego doprowadziły do tego, że w 2012 roku miasto Uniejów otrzymało status uzdrowiska.

### Podsumowanie

Wody termalne w Uniejowie związane są z utworami kredy dolnej. Są to wody chlorkowo-sodowe, hipertermalne o stosunkowo niskiej mineralizacji. Wody te eksploatowane są otworem – Uniejów PIG/AGH-2 o zatwierdzonych zasobach w wielkości 120 m<sup>3</sup>/h. Spadek chłonności pozostałych otworów zatlaczających (Uniejów PIG/AGH-1 i Uniejów IGH-1) doprowadził do wyłączenia ich z eksploatacji w 2010 roku. Dzięki wysokiej temperaturze wody te mają szeroki zakres zastosowań – zarówno na cele ciepłownicze, jak i balneologiczne i rekreacyjne. W roku 2012 miasto Uniejów otrzymało status uzdrowiska.

### Literatura

- Analiza fizyczno-chemiczna wody podziemnej z otworu Uniejów PIG/AGH-1 wykonana przez Zakład Tworzyw Uzdrowskich Narodowego Instytutu Zdrowia Publicznego. Poznań, 2008.
- Bentkowski A., Biernat H., Bujakowska K., Kapuściński J., 2001. *Aneks do „Dokumentacji zasobów wód termalnych w kategorii B i C z utworów kredy dolnej regionu Uniejowa*. Przedsiębiorstwo Geologiczne POLGEOL S.A., Warszawa.



- Bentkowski A., Biernat H., Bujakowska K., Kapuściński J., 2005. *Dodatek do dokumentacji ustalającej zasoby eksploatacyjne wód termalnych z utworów kredy dolnej regionu Uniejowa wraz z określeniem warunków hydrogeologicznych w związku z włączaniem wód do dolnokredowego poziomu wodonośnego*. Przedsiębiorstwo Geologiczne POLGEOL S.A., Warszawa.
- Bojarski L., Sokolowski A., 1991. *Dokumentacja zasobów wód termalnych w kategorii C i B z utworów kredy dolnej regionu Uniejowa*. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Bujakowski W., Graczyk S., Holojuch G., Kępińska B., Tomaszewska B., Wartak W., Kurpiak J., Barbacki P., Pająk L., 2008. *Dokumentacja wynikowa z realizacji Projektu Celowego Nr 6T12 2003 C.6005 „Stymulacja otworów geotermalnych zmodyfikowaną metodą „miękkiego kwasowania” („soft acidizing”)*. Arch. IGSMiE PAN, Kraków.
- Dowgiałło J., Kaczor D., Porowski A., 2007. *Solanki termalne Niżu Polskiego w świetle nowych badań*. [W:] *Współczesne Problemy Hydrogeologii*. T. 12. Szczepański A., Kmiecik E., Żurek A. (red), Kraków, Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska.
- Górecki W. (red.), 1995. *Atlas zasobów energii geotermalnej na Niżu Polskim*. Towarzystwo Geosynoptyków GEOS, Kraków.
- Kępińska B., Bujakowski W. (red), 2011. *Wytyczne projektowe poprawy chłonności skał zbiornikowych w związku z zatlaczaniem wód termalnych w polskich zakładach termalnych*. Wydawnictwo EJB, Kraków.
- Pożaryski W., 1969. *Podział obszaru Polski na jednostki geologiczne*. Przegląd Geologiczny nr 2, Warszawa.
- Sapińska-Śliwa A., 2011. *Aktualne zagospodarowania wody i ciepła geotermalnego w Uniejowie*. [W:] *Technika Poszukiwań Geologicznych. Geotermia, Zrównoważony Rozwój nr 1 – 2*, Kraków.
- Sapińska-Śliwa A., Lewkiewicz-Małysa A., Winid B., 2011. *Wody termalne w świetle interpretacji wskaźników hydrochemicznych*. *Wiertnictwo Nafta Gaz*. T. 28, z. 1 – 2, Kraków.
- Trzepierczyński J., 2005. *Geological setting of the Geothermal Water in the Łódź Trough (Central Poland)*. *Proceedings World Geothermal Congress, Antalya, Turkey*.
- Wiktorowicz B., 2011. *Możliwości wykorzystania wód termalnych w niecce łódzkiej*. *Technika Poszukiwań Geologicznych. Geotermia, Zrównoważony Rozwój nr 1 – 2*, Kraków.
- Zuber A., Grabczak J., 1991. *O pochodzeniu solanek mezozoiku Polski centralnej i północnej*. [W:] *Współczesne Problemy Hydrogeologii*. T. 5. Red. Krajewski S., Knyszyński F., Macioszczyk T., Małecka D., Paczyński P., Płochniewski Z. (red), Warszawa: Wydawnictwo Szkoły Głównej Gospodarstwa Wiejskiego.

#### Źródła internetowe

[www.geoportal.gov.pl](http://www.geoportal.gov.pl)

## PARAMETRY HYDROGEOCHEMICZNE WÓD TERMALNYCH Z UJĘĆ BAŃSKA IG-1 ORAZ BAŃSKA PGP-1

**Justyna Mazurkiewicz, Dorota Pietrucin**

AGH Akademia Górniczo-Hutnicza, Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska, Katedra  
Hydrogeologii i Geologii Inżynierskiej, Kraków

### Hydrogeochemical parameters of thermal water from Bańska IG-1 and Bańska PGP-1 groundwater intakes

*Podhalańska Basin is a unique area, where under the flysch complex karsted and carbonate Eocene and Triassic complexes are located. These are the most important renewable thermal water reservoirs in Poland (Chowaniec 2009). In Bańska Niżna locality (Małopolskie voivodeship), two thermal water intakes (Bańska IG-1 and Bańska PGP-1) are situated. Waters from Bańska are taken off from Nummulitid Eocene and Mesozoic formations. Water samples from the multiplicity 2001-2012 year have sodium-calcium-sulphate-chloride (Na – Ca – SO<sub>4</sub> – Cl) hydrogeochemical type with mineralization of up to a 3000 mg/dm<sup>3</sup>. Waters from Bańska have increased contents SiO<sub>2</sub> (51.25-89.10 mg/dm<sup>3</sup>), Fe<sup>2+</sup> (0.009-2.088 mg/dm<sup>3</sup>), F<sup>-</sup> (0.01-3.69 mg/dm<sup>3</sup>), Sr<sup>2+</sup> (3.70-8.37 mg/dm<sup>3</sup>), Br<sup>-</sup> (0.06-2.50 mg/dm<sup>3</sup>). Presence of hydrogen sulfide (H<sub>2</sub>S) was revealed in the waters.*

*The assessment of the stability so far (Mazurkiewicz 2012) included percentage of the main components in thermal waters from Bańska IG-1 and PGP-1. Statistical analysis allowed to conclude that concentrations of main components (SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>, Cl<sup>-</sup>, Na<sup>+</sup>, Ca<sup>2+</sup>) are in range  $\pm 2\sigma$ , considering them as stable. This paper presents stability assessment of the balneological and treatment (SiO<sub>2</sub>, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>) indicators in groundwater. The assessment of stability of tests was carried out in accordance with the exploration of IBM SPSS Statistics v.20 program using the methodology adapted by Ciężkowski et al. (2007). Verification of data distribution was made on the base of results from the Shapiro-Wilk Test Parameters of water suitable for therapeutic character should be stable over time and the acceptable range of fluctuations (given as)  $\bar{x} - 2\sigma$ ,  $\bar{x} + 2\sigma$ . The preliminary statistical analysis allows to conclude that the content of silica in groundwater is stable.*

**Key words:** hydrogeochemical parameters, Bańska IG-1, Bańska PGP-1, thermal water

## Wprowadzenie

Wody termalne są jednym z największych bogactw Podhala. Oprócz energetycznego wykorzystania tych wód, istnieje szereg zastosowań w rekreacji, lecznictwie i rehabilitacji (Kępińska 2001), jak również wykorzystywanie uzdatnionych wód do celów pitnych i gospodarczych (Bujakowski, Tomaszewska 2007, Tomaszewska 2011). Dublet otworów geotermalnych położony w miejscowości Niżna Bańska w województwie małopolskim eksploatuje wody wykorzystywane do rozmaitych celów. Obecnie wody udostępnione odwiertem Bańska PGP-1 wykorzystywane są przez PEC Geotermia Podhalańska do celów ciepłowniczych, a po oddaniu ciepła woda wykorzystywana jest w basenach termalnych „Termy Podhalańskie” w Szaflarach (Kępińska, Ciągło 2008), natomiast wody z odwiertu Bańska IG-1 zasilają pięciostopniowy system kaskadowy Laboratorium IGSMiE PAN (Kępińska 2004, Mazurkiewicz 2012).

Zgodnie z obowiązującymi rozporządzeniami wodą termalną jest woda, która na wypływie posiada temperaturę nie mniejszą niż 20°C (RRM 2006). Parametry nadające wodzie charakter leczniczy powinny być stabilne w czasie, a za dopuszczalny zakres wahań podaje się (Ciężkowski i in. 2007):

- $\bar{x} - 2\sigma, \bar{x} + 2\sigma,$
- $\bar{x}$  – wartość średnia danego parametru,
- $\sigma$  – odchylenie standardowe.

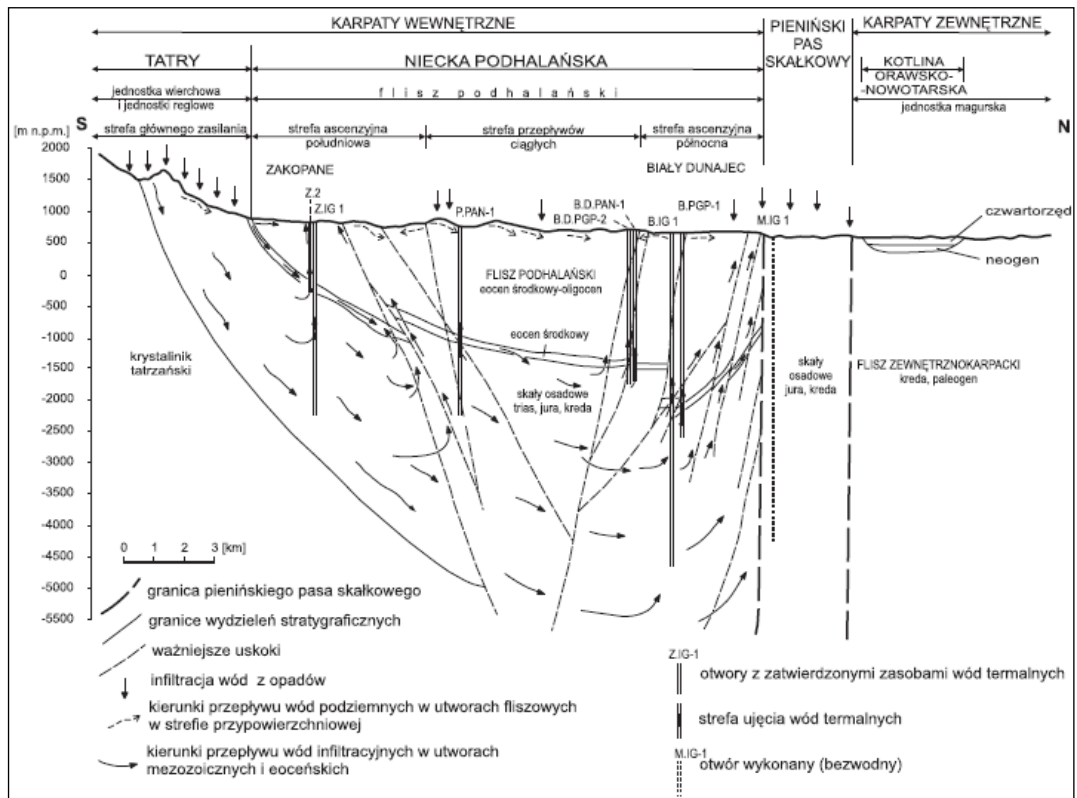
Szczegółowa procedura weryfikacji stabilności została zawarta w pracy Szczepańskiej i in. (2009).

## Zarys budowy geologicznej i warunków hydrogeologicznych

Niecka podhalańska położona jest w południowej części Polski, pomiędzy Tatrami na południu, a Pienińskim Pasem Skalkowym (PPS) na północy. To rozległe asymetryczne synklinorium wypełnione osadami paleogenu (Cieszkowski i in. 2009), powstałe w wyniku nieregularnego i blokowego podnoszenia Tatr i PPS. Profil paleogeński obejmuje wapienie i zlepieńce numulitowe (eocen środkowy) o miąższości 0-350 m i flisz podhalański (górnym eocen-oligocen) o maksymalnej miąższości 2,3-3,0 km, zbudowany z łupków i mułowców z wkładkami piaskowców. Formacja fliszu stanowi grubą pokrywę izolującą dla poziomów termalnych. Skąły zbiornikowe budują utwory węglanowe triasu i eocenu numulitowego (środkowego) oraz piaskowce i skały węglanowe jury. Poszczególne poziomy oddzielają utwory słaboprzepuszczalne jury i kredy reprezentowane przez mułowce i łupki (Kępińska 2004).

Warunki zasilania i przepływu ściśle związane są z położeniem pomiędzy Tatrami i PPS. Główny obszar zasilania stanowią Tatry. Przepływ odbywa się na północny zachód i północny

wschód, a jego rozkład warunkuje nieprzepuszczalna bariera Pienińskiego Pasa Skalkowego. Jest to system artezyjski, w którym prędkość i intensywność przepływu maleje ku północy (Ryc. 1) (Kępińska 2004).



Ryc. 1. Przekrój hydrogeologiczny niecki podhalańskiej (Chowaniec 2003)

Fig. 1. Hydrogeological cross-section of Podhalańska Basin (Chowaniec 2003)

W obrębie niecki występują dwa systemy przepływu wód (Chowaniec 2009):

- lokalny – w utworach czwartorzędznych i stropowych częściach fliszu,
- regionalny – w skrasowiałych utworach węglanowych eocenu i mezozoiku (poziomy wód termalnych).

Poszczególne dane dotyczące odwiertów Bańska IG-1 oraz Bańska PGP-1 zestawiono w poniższej tabeli (Tab. 1).

Tab. 1. Parametry hydrogeologiczne odwiertów Bańska IG-1 i Bańska PGP-1 (Chowaniec 2009 - zmienione)

Tab. 1. Hydrogeological parameters of Bańska IG-1 i Bańska PGP-1 intakes (Chowaniec 2009 - modified)

Nazwa otworu <i>Hole name</i>	Głębokość [m] Wysokość [m npm] <i>Depth [m]</i> <i>Height [m npm]</i>	Charakterystyka piętrowo wodonośnego <i>Characteristics of the aquifer</i>					
		Stratygrafia <i>Stratigraphy</i>	Strop [m] Spąg [m] <i>Top [m]</i> <i>Bottom [m]</i>	Głębokość do zw. wody <i>Depth to water table</i>		Wydajność [m <sup>3</sup> /h] Depresja [m] <i>Yield [m<sup>3</sup>/h]</i> <i>Depression [m]</i>	Temp. na wypływie [°C] <i>Temp. at the outflow [°C]</i>
				p.p.t. [m]	n.p.m. [m]		
Bańska IG-1	5261,0 679,0	Pg,T	2565,0 > 3345,0	+270,0	9490,0	120,0 185,0	82
Bańska PGP-1	3242,0 672,0	Pg,T	2731,0 3240,0	+261,0*	933,3	180,0 30,0	86

\* wysokość zwierciadła wody o temp. 20°C

\* *height of water table 20°C*

## Metodyka badań

Analizy fizyko-chemiczne wód termalnych ujmowanych odwiertami Bańska IG-1 i PGP-1, wykonuje akredytowane laboratorium hydrogeochemiczne Akademii Górniczo-Hutniczej w Krakowie. Próbkę wody pobierane są kwartalnie przez pracowników Zakładu Górniczego PEC Geotermia Podhalańska S.A. zgodnie z procedurą przedstawioną w normie PN-ISO 5667-11:2004. W okresie 2001-2012 pobrano 55 próbek z odwiertu Bańska PGP-1 i 32 z odwiertu Bańska IG-1. W okresie zimowym, następują czasowe przerwy w eksploatacji wody, o czym świadczy mniejsza liczba danych z odwiertu IG-1 (Mazurkiewicz 2012). Analizę stabilności składników głównych (SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>, Cl<sup>-</sup>, Na<sup>+</sup>, Ca<sup>2+</sup>) została przedstawiona w pracy Mazurkiewicz (2012). Wskaźniki balneologiczno-lecznicze zostały przeanalizowane metodą IPC-MS – metoda spektrometrii mas z jonizacją w plazmie indukcyjnie sprzężonej zgodnie z normą PN-EN ISO 17294-1:2007, PN-EN ISO 17294-2:2006 (Br), metodą IPC-OES – atomowej spektrometrii emisyjnej ze wzbudzeniem w plazmie indukcyjnie sprzężonej zgodnie z normą PN-EN ISO 11885:2009 (SiO<sub>2</sub>, Fe<sup>2+</sup>) oraz F<sup>-</sup> oznaczany metodą chromatografii jonowej (IC) zgodnie z procedurą PB-08/KF wyd. 1 z dn. 01.02.2012 r. przez WIOŚ w Krakowie.

Na podstawie danych udostępnionych przez Zakład Górniczy PEC Geotermia Podhalańska S.A., przeprowadzono charakterystykę statystyczną przy użyciu programu IBM SPSS Statistic 20. Metoda kart kontrolnych bada stabilność poszczególnych jonów na podstawie położenia punktów na karcie kontrolnej, na tle wartości średniej wszystkich obserwacji oraz wewnętrznych linii kontrolnych. Wszystkie punkty powinny być rozmieszczone równomiernie względem linii centralnej (wartości średniej) i mieścić się w przedziale pomiędzy liniami kontrolnymi (Szczepańska, Kmiecik 2005, Lipiec 2009, Mazurkiewicz 2012).

## Parametry hydrogeochemiczne i właściwości balneologiczne

Wody podziemne pochodzące z ujęć Bańska IG-1 oraz Bańska PGP-1 prezentują typ chemiczny wody sodowo-wapniowo-siarczanowo-chlorkowy (Na – Ca – SO<sub>4</sub> – Cl) według klasyfikacji Altowskiego – Szwieca. Sezonowo wody prezentują typ sodowo-wapniowo-siarczanowo-chlorkowo-wodorowęglanowy (Na – Ca – SO<sub>4</sub> – Cl – HCO<sub>3</sub>) w okresie styczeń-marzec 2004 roku oraz w roku 2008. Mineralizacja badanych wód dochodzi do ok. 3000 mg/dm<sup>3</sup>. W ujęciu IG-1 wartości wahają się w przedziale 2241,28-2780,39 mg/dm<sup>3</sup>, natomiast w ujęciu PGP-1 2196,47-2879,00 mg/dm<sup>3</sup> (Tab. 1).

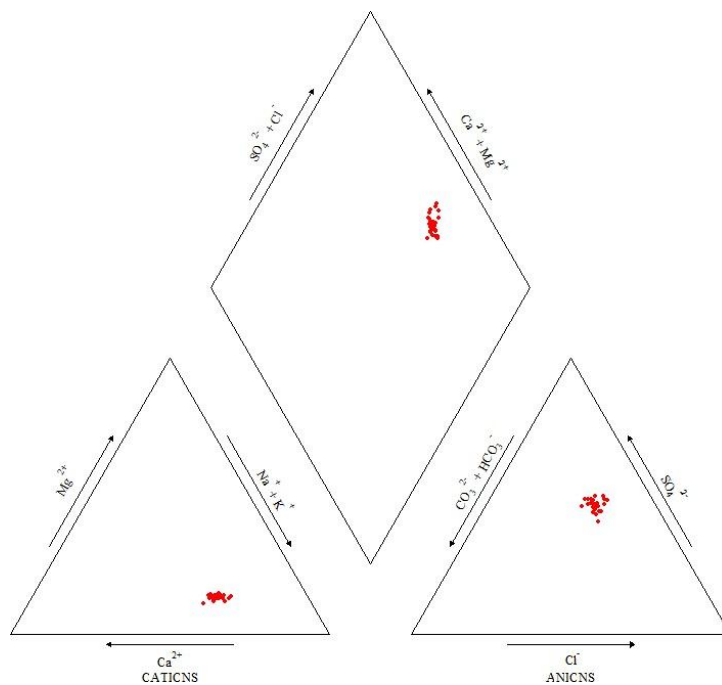
Stężenia jonów głównych w wodach z odwiertu Bańska IG-1 wahają się w granicach dla kationów: Ca<sup>2+</sup> 188,0-268,6 mg/dm<sup>3</sup>, Mg<sup>2+</sup> 35,14-54,40 mg/dm<sup>3</sup>, K<sup>+</sup> 40,66-53,30 mg/dm<sup>3</sup> oraz Na<sup>+</sup> 445,4-598,10 mg/dm<sup>3</sup>, dla anionów: HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> 185,5-360,0 mg/dm<sup>3</sup>, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> 748,0-968,5 mg/dm<sup>3</sup> oraz Cl<sup>-</sup> 422,0-552,0 mg/dm<sup>3</sup>.

Wody pochodzące z odwiertu Bańska PGP-1 prezentują podobny skład chemiczny. Stężenia kationów wahają się w granicach: Ca<sup>2+</sup> 149,8-283,0 mg/dm<sup>3</sup>, Mg<sup>2+</sup> 30,48-63,5 mg/dm<sup>3</sup>, K<sup>+</sup> 41,79-58,88 mg/dm<sup>3</sup> oraz Na<sup>+</sup> 424,1-614,0 mg/dm<sup>3</sup>. Stężenia anionów zawierają się w przedziałach HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> 225,0-361,0 mg/dm<sup>3</sup>, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> 704,5-1074,0 mg/dm<sup>3</sup> oraz Cl<sup>-</sup> 396,9-517,0 mg/dm<sup>3</sup>.

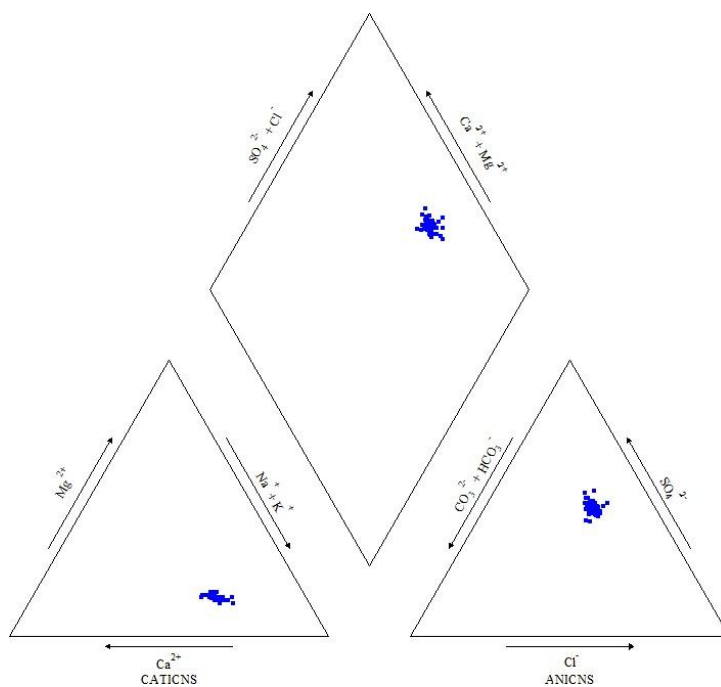
Za pomocą diagramów Piper'a (Ryc. 2, Ryc. 3) w sposób graficzny zaprezentowano typ chemiczny omawianych wód podziemnych. Oceny wód dokonano na podstawie 32 prób dla otworu Bańska IG-1 oraz 55 prób dla otworu PGP-1.

Geotermalne wody podziemne ujęcia Bańska IG-1 wykazują podwyższone zawartości (Tab. 2) fluorków, boranów oraz krzemionki, a także bromu, żelaza, baru, manganu i strontu. Stężenia zawierają się w przedziałach odpowiednio 0,25-3,69 mg/dm<sup>3</sup> dla F<sup>-</sup>, 25,19-65,82 mg/dm<sup>3</sup> dla BO<sub>3</sub><sup>-</sup> oraz 53,14-89,10 mg/dm<sup>3</sup> dla SiO<sub>2</sub>. Zawartości kationów wynoszą 0,06-2,20 mg/dm<sup>3</sup> dla Br, 0,015-2,088 mg/dm<sup>3</sup> dla Fe<sup>2+</sup>, 0,061-0,291 mg/dm<sup>3</sup> dla Ba<sup>2+</sup>, 0,002-0,106 mg/dm<sup>3</sup> dla Mn<sup>2+</sup> oraz 3,71-8,37 mg/dm<sup>3</sup> dla Sr<sup>2+</sup>.

Wody pochodzące z ujęcia Bańska PGP-1 prezentują zbliżone stężenia wybranych składników (Tab. 3). Są to odpowiednio 0,01-2,50 mg/dm<sup>3</sup> dla F<sup>-</sup>, 25,19-55,49 mg/dm<sup>3</sup> dla BO<sub>3</sub><sup>-</sup> oraz 51,25-87,60 mg/dm<sup>3</sup> dla SiO<sub>2</sub>. Zawartości kationów wynoszą 0,51-2,50 mg/dm<sup>3</sup> dla Br, 0,009-0,850 mg/dm<sup>3</sup> dla Fe<sup>2+</sup>, 0,042-0,660 mg/dm<sup>3</sup> dla Ba<sup>2+</sup>, 0,004-0,161 mg/dm<sup>3</sup> dla Mn<sup>2+</sup> oraz 3,70-8,22 mg/dm<sup>3</sup> dla Sr<sup>2+</sup>.



Ryc. 2 Diagram Piper'a – wody z ujęcia Bańska IG-1  
 Fig. 2. Piper diagram – groundwater from Bańska IG-1 intake



Ryc. 3. Diagram Piper'a – wody z ujęcia Bańska PGP1  
 Fig. 3. Piper diagram – groundwater from Bańska PGP1 intake

Tab. 2. Zawartość składników w wodach ujęcia Bańska IG-1

Tab. 2. Content of components in water from Bańska IG-1 intake

Rok Year	Składnik Component	F <sup>-</sup>	Br <sup>-</sup>	Fe <sup>2+</sup>	Ba <sup>2+</sup>	Mn <sup>2+</sup>	Sr <sup>2+</sup>	BO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SiO <sub>2</sub>
		Wartość średnia dla roku [mg/dm <sup>3</sup> ] Average value for the year [mg/dm <sup>3</sup> ]							
2001		2,747	0,820	0,392	0,077	0,016	6,189	45,136	66,345
2002		2,400	1,433	0,159	0,134	0,028	4,263	52,523	77,355
2003		1,950	1,360	0,084	0,118	0,038	4,680	48,795	78,600
2007		0,525	1,725	0,880	0,083	0,020	6,800	50,785	61,850
2008		0,505	0,820	0,089	0,066	0,022	4,992	34,030	54,435
2009		0,535	1,537	0,288	0,067	0,029	7,197	45,630	68,863
2010		0,375	1,370	0,461	0,083	0,088	7,310	44,880	75,400
2011		0,353	1,263	0,059	0,071	0,016	6,182	48,780	62,300
2012		0,275	1,185	0,271	0,073	0,017	6,470	50,255	66,800

Tab. 3. Zawartość składników w wodach ujęcia Bańska PGP-1

Tab. 3. Content of components in water from Bańska PGP-1 intake

Rok Year	Składnik Component	F <sup>-</sup>	Br <sup>-</sup>	Fe <sup>2+</sup>	Ba <sup>2+</sup>	Mn <sup>2+</sup>	Sr <sup>2+</sup>	BO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SiO <sub>2</sub>
		Wartość średnia dla roku [mg/dm <sup>3</sup> ] Average value for the year [mg/dm <sup>3</sup> ]							
2001		2,050	1,135	0,063	0,076	0,059	5,849	44,225	69,160
2002		2,160	1,514	0,299	0,078	0,039	4,568	48,340	79,020
2003		1,338	1,401	0,366	0,148	0,026	4,802	45,221	68,175
2004		1,260	1,088	0,319	0,069	0,014	6,158	44,892	55,464
2005		0,873	1,050	0,226	0,080	0,011	6,079	46,150	56,093
2006		0,775	1,015	0,137	0,067	0,013	5,613	40,745	53,585
2007		0,568	1,438	0,278	0,081	0,011	6,105	46,593	59,450
2008		0,550	1,220	0,148	0,058	0,015	5,510	43,238	57,255
2009		0,077	1,490	0,167	0,065	0,015	6,983	45,888	66,038
2010		0,035	1,173	0,167	0,070	0,046	6,668	46,893	67,075
2011		0,023	1,130	0,126	0,071	0,016	5,711	49,190	62,675
2012		0,385	1,170	0,104	0,071	0,006	6,484	51,000	62,054

Temperatura wody, obecność siarkowodoru, krzemionki, fluorków ma pozytywny wpływ na organizm ludzki i pozwala na ich wykorzystanie do celów balneologicznych i leczniczych zgodnie z Rozporządzeniem Rady Ministrów z dnia 14 lutego 2006 roku – RRM 2006, obowiązującym do 1.01.2012, Rozporządzeniem Ministra Zdrowia z dnia 13 kwietnia 2006 roku – RMZ 2006, oraz kryteriach określonych w ustawie z dnia 9 czerwca 2011 roku *Prawo Geologiczne i Górnicze* - PGG 2011 (Mazurkiewicz 2012). Stężenia omawianych parametrów,



które charakteryzują wody geotermalne pochodzące z otworów w Bańskiej IG-1 oraz PGP-1, są podwyższone. Średnie stężenia parametrów dla wód podziemnych w Polsce wahają się w przedziałach 0,2-0,5 mg/dm<sup>3</sup> dla F<sup>-</sup>, 0,25 mg/dm<sup>3</sup> dla Sr<sup>2+</sup>, 30 mg/dm<sup>3</sup> dla SiO<sub>2</sub> oraz 6,5 mg/dm<sup>3</sup> dla K<sup>+</sup> (Macioszczyk, Dobrzyński 2007). Wody będące przedmiotem badań cechują właściwości lecznicze:

- fluor – wspomaga leczenie osteoporozy (kuracje pitne), jest stosowany w profilaktyce próchnicy zębów i po przebytych infekcjach na przykład układu moczowego,
- stront – zmniejsza zapadalność na choroby krążenia i wpływa pozytywnie na procesy związane z pobieraniem tlenu,
- krzem – decyduje o mineralizacji kości i utwardzaniu tkanek łącznych,
- potas – reguluje ciśnienie osmotyczne i pH ustroju, wpływa na przewodnictwo nerwowo-mięśniowe, wpływa na regularny rytm serca (Kabata-Pendias, Pendias 1992, 1999).

Właściwości lecznicze potwierdzone zostały badaniami klinicznymi wód zawierającymi te same składniki, co wody geotermalne ujmowane odwiertami IG-1 i PGP-1 (Ciągło 2007). Przytoczone składniki swoiste, oddziałujące leczniczo, przekraczają dolny próg aktywności biologicznej określony przez współczynniki farmakologiczne poszczególnych jonów (Pazdro 1964). Dzięki podwyższonej temperaturze składniki chemiczne wód podziemnych mogą być zastosowane w lecznictwie i rekreacji – uwzględniając pozytywny wpływ składników swoistych na organizm człowieka (Ciągło 2007).

Najcenniejszymi składnikami pod względem balneoterapii są specjacje siarki w formie siarczanów SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> oraz siarkowodoru H<sub>2</sub>S. Siarkowódor występuje w poziomach eocenu węglowego (numulitowego), głównego poziomu wodonośnego wód geotermalnych. Gaz ten nie jest natomiast wykrywalny w wodach podziemnych płynących w wapieniach i dolomitach triasu środkowego (Ciągło 2007). Aktualnie w wodach Bańskiej nie są prowadzone badania pod kątem stężenia siarkowodoru.

### **Identyfikacja obserwacji odstających i weryfikacja rozkładu danych**

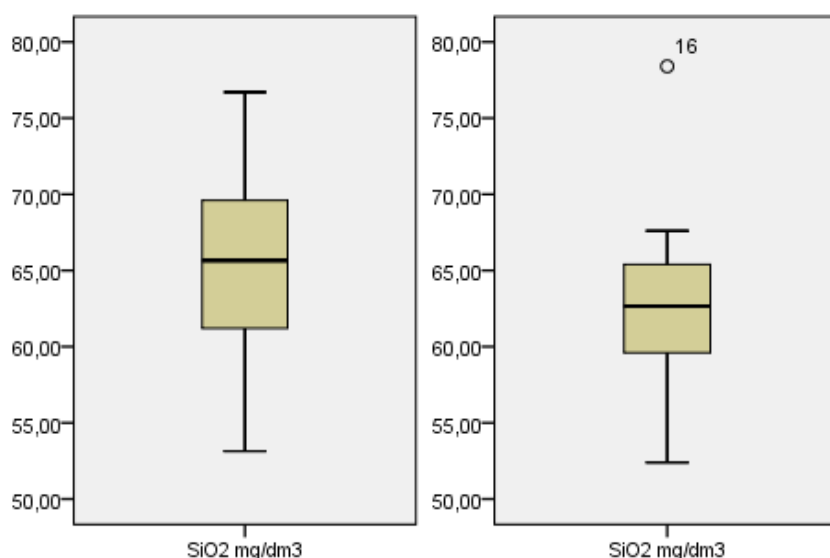
W celu przedstawienia obserwacji odstających użyto wykresów skrzynkowych z wąsami (Box-and-Whisker Plots) (Ryc. 4). Skrzynka obejmuje 50% wartości cech. Obejmuje medianę, pierwszy (25%) i trzeci kwartył (75%) oraz wartości odstające leżące w odległości 1,5-3,0 długości skrzynki od górnej i dolnej krawędzi. Wąsy rozciągają się od krawędzi skrzynki do największej i najmniejszej wartości, pomijając obserwacje odstające. Różnica między górną i dolną krawędzią (wartością trzeciego i pierwszego kwartyła) wyznacza jej długość równą rozstępowi ćwiartkowemu (Malarska 2005, Szczepańska, Kmiecik 2005, Szczepańska i in. 2009, Mazurkiewicz 2012). Wartości odstające zostały wykluczone z dalszej analizy. Weryfikację rozkładu danych przeprowadzono przy użyciu procedury eksploracji IBM SPSS Statistic (test Shapiro-Wilka) (Tab. 4).

Tab. 4. Test Shapiro-Wilka normalności rozkładu dla wskaźników w wodach otworów Bańska IG-1 i PGP-1

Tab. 4. Shapiro-Wilk Test of normal distribution for components in water from Bańska IG-1 and PGP-1 intakes

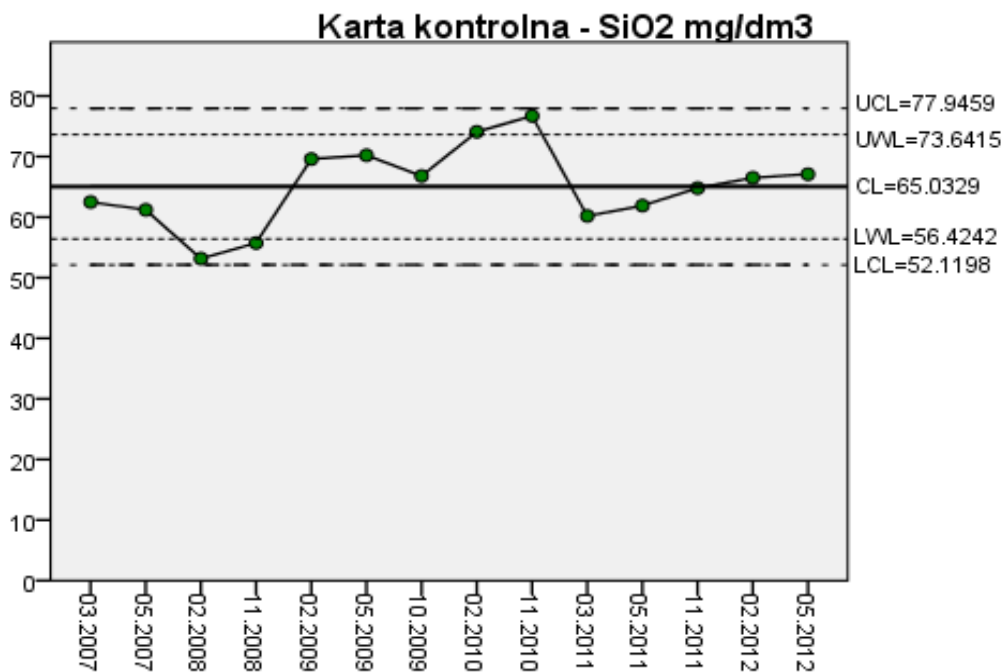
Otwór <i>Hole</i>	Wskaźniki <i>Indicators</i>	Statystyka Shapiro-Wilka <i>Shapiro-Wilk Statistic</i>	Istotność <i>Significance</i>
Bańska IG-1	SiO <sub>2</sub>	0,985	0,994
Bańska PGP-1	SiO <sub>2</sub>	0,924	0,094

Wartości istotności większe od 0,05 wskazują na rozkład normalny (Szczepańska i in. 2009, Mazurkiewicz 2012). Stężenia SiO<sub>2</sub> w wodach odwiertu IG-1 PGP-1 charakteryzuje rozkład normalny.

Ryc. 4. Wykres typu skrzynkowego dla SiO<sub>2</sub> -Bańska IG-1 i Bańska PGP-1Fig. 4. Box-and-Whisker Plot for SiO<sub>2</sub> - Bańska IG-1 and Bańska PGP-1

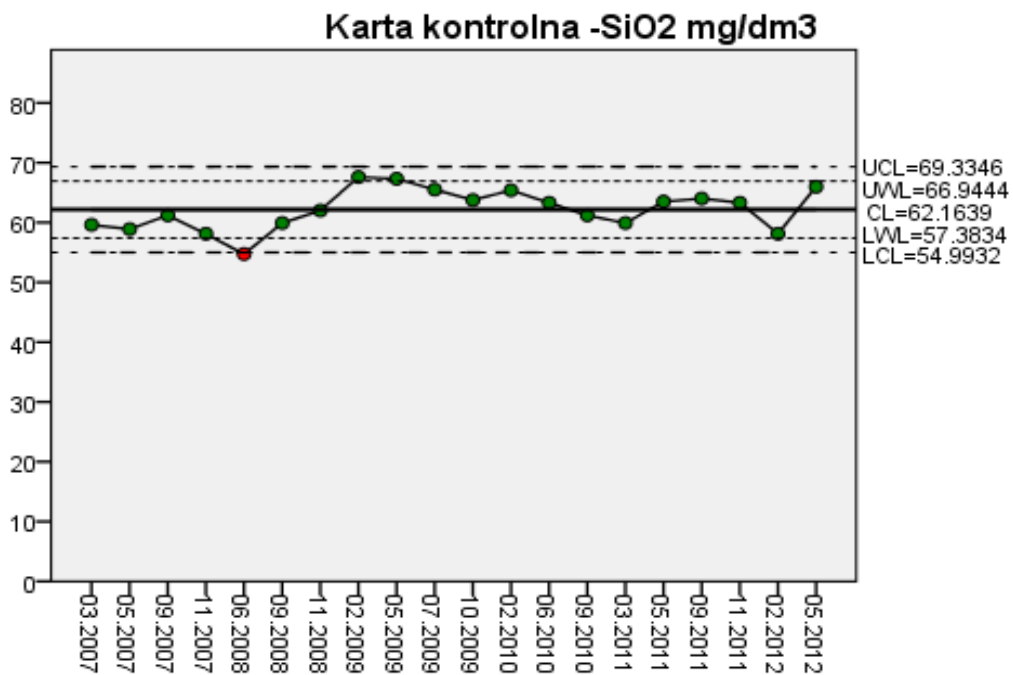
### Analiza kart kontrolnych

Karta kontrolna zawiera linię centralną (CL) odpowiadającą wartości średniej analizowanych wyników. W odległości  $\pm 3$  odchylenia standardowe od linii centralnej naniesiono zasadnicze granice kontrolne (UCL, LCL), natomiast w odległości  $\pm 2$  odchylenia standardowe, granice ostrzegawcze (UWL, LWL). W idealnych warunkach wszystkie analizowane punkty powinny zawierać się pomiędzy liniami kontrolnymi. Punkty leżące poza zasadniczymi granicami kontrolnymi (UCL, LCL) mogą świadczyć o wynikach obciążonych błędami grubymi. Taka konstrukcja kart kontrolnych dotyczy danych opisanych rozkładem normalnym (Szczepańska, Kmieciak 2005, Mazurkiewicz 2012).



Ryc. 5. Stężenie SiO<sub>2</sub> w wodzie w odwiercie Bańska IG-1 – pojedynczy pomiar

Fig. 5. Concentration of SiO<sub>2</sub> in water from Bańska IG-1 intake – single measurement



Ryc. 6. Stężenie SiO<sub>2</sub> w wodzie w odwiercie Bańska PGP-1 - pojedynczy pomiar po wyłączeniu obserwacji odstających

Fig. 6. Concentration of SiO<sub>2</sub> in water from Bańska PGP-1 intake - individual values after excluding outliers

Stężenie krzemionki w wodach termalnych z odwiertów IG-1 i PGP-1 pozostaje w granicach kontrolnych (Ryc. 5, Ryc. 6). Większość punktów mieści się w przedziale  $2\sigma$ , natomiast pojedyncze punkty przekraczają zasadnicze linie kontrolne. Po wykluczeniu obserwacji odstających, większość punktów koncentruje się wokół linii centralnej, co może świadczyć o stabilności analizowanego składnika (krzemionki). Dolna granica ostrzegawcza jest mniejsza od wartości granicznej (progowej) podanej w obowiązujących rozporządzeniach prawnych, dlatego analizowanych wód nie można zaliczyć do leczniczych.

## Podsumowanie

Niniejsza praca przedstawia analizę parametrów hydrogeochemicznych wód termalnych ujmowanych odwiertami Bańska IG-1 i Bańska PGP-1 oraz analizę statystyczną składnika swoistego  $\text{SiO}_2$ . Analiza danych z okresu 2001-2012 potwierdziła sodowo-wapniowo-siarczanowo-chlorkowy ( $\text{Na} - \text{Ca} - \text{SO}_4 - \text{Cl}$ ) typ chemiczny wody, natomiast sezonowo w okresie styczeń-marzec 2004 roku oraz w roku 2008 typ sodowo-wapniowo-siarczanowo-chlorkowo-wodorowęglanowy ( $\text{Na} - \text{Ca} - \text{SO}_4 - \text{Cl} - \text{HCO}_3$ ). Generalnie analizowane wody posiadają podwyższone zawartości fluorków, boranów oraz krzemionki, a także bromu, żelaza, baru, manganu i strontu. Analiza statystyczna krzemionki pozwoliła wyciągnąć wniosek o zawarciu stężeń  $\text{SiO}_2$  w granicach kontrolnych, świadcząc o stabilności analizowanego składnika. Dolna granica ostrzegawcza jest mniejsza od wartości granicznej (progowej) podanej w obowiązujących rozporządzeniach prawnych, dlatego analizowanych wód, pomimo stabilności krzemionki, nie można zaliczyć do leczniczych.

*Podziękowania: Serdeczne podziękowania Panu Wojciechowi Wartakowi, za udostępnienie danych do niniejszej pracy.*

## Literatura

- Bujakowski W., Tomaszewska B., 2007. *Program prac zmierzających do oceny możliwości uzdatniania wód termalnych*. [W:] Technika Poszukiwań Geologicznych. Geotermia, Zrównoważony Rozwój. Nr 2. Wydawnictwo IGSMiE PAN, Kraków.
- Chowaniec J., 2003. *Wody podziemne niecki podhalańskiej*. [W:] Współczesne problemy hydrogeologii. T.11. Cz. 1. Piekarek-Jankowska H., Jaworska-Szulc B., (red). Wydział Budownictwa Wodnego i Inżynierii Środowiska Politechniki Gdańskiej, Gdańsk.
- Chowaniec J., 2009. *Hydrogeology study of the western part of the Polish Carpathians*. [W:] Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego Hydrogeologia. z. VIII. Warszawa.
- Ciągło J., 2007. *Właściwości balneoterapeutyczne podhalańskich wód geotermalnych*. [W:] Technika Poszukiwań Geologicznych. Geotermia, Zrównoważony Rozwój. Kraków.
- Cieszkowski M., Uchman A., Chowaniec J., 2009. *Listostratygrafia sukcesji osadowej niecki podhalańskiej*. [W:] Budowa geologiczna Tatr i Podhala ze szczególnym uwzględnieniem zjawisk geotermalnych na Podhalu. LXXIX Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Geologicznego, PiG.

- Ciężkowski W., Kielczawa B., Latour T., Liber E., Przybylski T.A., Sziwa D., Żak S., 2007. *Dopuszczalne wahania eksploatacyjne i fizyko-chemiczne parametrów wód leczniczych*. Oficyna Wydawnicza Politechniki Wrocławskiej, Wrocław.
- Kabata-Pendias, Pendias, 1992, 1999. *Biochemia pierwiastków śladowych*. PWN, Warszawa.
- Kępińska B., 2004. *Podhalański system geotermalny i projekt ciepłowniczy – przegląd problematyki*, [W:] Międzynarodowe Dni Geotermalne Polska 2004 Kraków – Skopje. Kępińska B., Papowski K. Wydawnictwo IGSMiE PAN, Kraków.
- Kępińska B., 2001. *Wody geotermalne w rekreacji i lecznictwie – niewykorzystana szansa Podhala*, [W:] IV Seminarium NT Energii geotermalnej w Małopolsce – dziś i jutro. Kraków.
- Kępińska B., Ciągło J., 2008. *Możliwości zagospodarowania wód geotermalnych Podhala do celów balneoterapeutycznych i rekreacyjnych*. [W:] Kwartalnik AGH Geologia. T. 34. z. 3. Kraków .
- Lipiec I., 2009. *Wstępna analiza stabilności składników chemicznych i ocena trendów zmian jakości wód leczniczych Solca-Zdroju*. [W:] Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego. 436. Kraków.
- Macioszczyk A., Dobrzyński D., 2007. *Hydrogeochemia strefy aktywnej wymiany wód podziemnych*. Wydawnictwo PWN, Warszawa.
- Malarska A., 2005. *Statystyczna analiza danych wspomagana programem SPSS*. Kraków
- Mazurkiewicz J., 2012. *Ocena stabilności składu chemicznego wód termalnych udostępnionych odwiertami Bańska IG-1 i Bańska PGP-1*. [W:] Technika Poszukiwań Geologicznych. Geotermia, Zrównoważony Rozwój. Nr 1. Kraków.
- Pazdro Z., 1964. *Hydrogeologia ogólna*. Wydawnictwo Geologiczne, Warszawa.
- Szczepańska J., Kmiecik E., 2005. *Ocena składu chemicznego wód podziemnych w oparciu o wyniki badań monitoringowych*. Uczelniane Wydawnictwo Naukowo-Dydaktyczne AGH, Kraków.
- Szczepańska J., Kmiecik E., Drzymała M., 2009. *Ocena stabilności składu chemicznego wód leczniczych ze Zdroju Głównego w Krzeszowicach*. [W:] Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego. Nr 436. Kraków.
- Tomaszewska B., 2011. *The use of ultrafiltration and reverse osmosis in the desalination of low mineralized geothermal waters*. Archives of Environmental Protection 37/3.
- PGG 2011 – Ustawa z dnia 9 czerwca 2011r. *Prawo Geologiczne i Górnicze*. Dz. U. Nr 163. poz.981.
- PN-EN ISO 11885:2009 *Jakość wody – Oznaczanie wybranych pierwiastków metodą optycznej spektrometrii emisyjnej z plazmą wzbudzoną indukcyjnie (ICP-OES)*.
- PN-EN ISO 17294-1:2007 *Jakość wody – Zastosowanie spektrometrii mas z plazmą wzbudzoną indukcyjnie (ICP-MS) – Część 1: Wytyczne ogólne*.
- PN-EN ISO 17294-2:2006 *Jakość wody – Zastosowanie spektrometrii mas z plazmą wzbudzoną indukcyjnie (ICP-MS) – Część 2: Oznaczanie 62 pierwiastków*.
- PN-ISO 5667-11: 2004 *Jakość wody – Pobieranie próbek – Część 11: Wytyczne dotyczące pobierania próbek wód podziemnych*.
- RMZ 2006 – Rozporządzenie Ministra Zdrowia z dnia 13 kwietnia 2006 r. w sprawie zakresu badań niezbędnych do ustalenia właściwości leczniczych naturalnych surowców leczniczych i właściwości leczniczych klimatu, kryteriów ich oceny oraz wzoru świadectwa potwierdzającego te właściwości. Dz. U. Nr 80. poz.565.
- RRM 2006 – Rozporządzenie Rady Ministrów z dnia 14 lutego 2006 r. w sprawie złóż wód podziemnych zaliczanych do solanek, wód leczniczych i termalnych oraz złóż innych kopalin leczniczych, a także zaliczania kopalni pospolitych z określonych złóż lub jednostek geologicznych do kopalin podstawowych. Dz. U. Nr 32. poz. 220 - obowiązujące do 01.01.2012 r.

## WARUNKI POZYSKIWANIA WÓD TERMALNYCH W AGLOMERACJI POZNAŃ

**Agnieszka Smaga**

*Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu, Wydział Nauk Geograficznych i Geologicznych, Instytut Geologii, Zakład Hydrogeologii i Ochrony Wód, Poznań*

### **The conditions of exploitation of thermal water in Poznań and its suburbs area**

*Poznań and its suburbs area is placed in zone of documented thermal water, in Mesozoic formations of Fore – Sudetic Monocline and Szczecin Synclinorium, zone qualified for balneotherapy and recreation. The Lower Jurassic is the most attractive aquifer in aspect of thermal water (Płochniewski 1985). Occurrence of thermal water in Poznań and its suburbs area was obtained from two boreholes: Swarzędz IGH-1 and Tarnowo Podgórne GT-1.*

**Key words:** *thermal water, Poznań, Lower Jurassic, Polish Lowland, recreation*

### **Wstęp**

Wody termalne w Polsce są przedmiotem dużego zainteresowania ze względu na możliwości ich zagospodarowania w balneologii, rekreacji oraz jako nośnik energii cieplnej. Wykorzystanie tych wód wymaga ich odpowiedniego przygotowania, co często wiąże się z obniżaniem ich walorów oraz wysokimi kosztami.

Na Niżu Polskim występują znaczne zasoby wód termalnych. Ich występowanie jest ściśle związane z utworami mezozoicznymi, a dokładnie z wodonośnymi piaskowcami dolnej jury i dolnej kredy (Szkłarczyk i Łapinkiewicz 1995). W obrębie Niżu Polskiego monoklina przedsudecka jest prawdopodobnie jednostką o najlepszym rozpoznaniu dotyczącym wód podziemnych z uwagi na dużą liczbę wierceń (Kielczawa 2010). Udokumentowane zostały solanki, które są zróżnicowane pod względem genetycznym. Wody te charakteryzują się podwyższonymi temperaturami na wypływie, wysoką mineralizacją oraz podwyższonymi stężeniami bromu, jodu, kwasu metaborowego oraz innych mikrośladników. W obrębie monokliny przedsudeckiej występują wody termalne (Kielczawa 2010):

- chlorkowe – odwierty Polwica 1, Czeszewo IG 1, Środa IG 2 – wody z osadów triasu i dolnej jury
- chlorkowo – sodowe – odwiert Swarzędz IG 1 – wody z osadów dolnej jury
- wodorowęglanowe i wodorowęglanowo – chlorkowe – otwór Zbąszynek IG1, Dymek IG1 – wody z osadów jury
- siarczanowe i chlorkowo – siarczanowe – ujęcia Polkowice 203, Polkowice Dolne, Wichów nr 1, Bielawy nr 1, Rynarcice S119, Buczyna S-74 – wody z osadów permu.

Wody te stanowią wartościową bazę surowcową dla rekreacji, zakładów grzewczych i przede wszystkim dla balneologii (Kielczawa 2010).

W latach 60 i 80 ubiegłego wieku przeprowadzone zostały wiercenia parametryczno-strukturalne oraz poszukiwawczo-naftowe na terenie Wielkopolski (północno-wschodnia część monokliny przedsudeckiej oraz południowa część synklinorium szczecińskiego), które pozwoliły stwierdzić występowanie wód o temperaturze od 20 do 40°C. Wykonano ok. 70 otworów w okolicach między innymi: Wrześni, Księża Wielkopolskiego, Swarzędza, Środy Wielkopolskiej, Czeszewa oraz Łągowa Lubuskiego (Latour i Dorobnik 2010). W obrębie aglomeracji Poznania udokumentowano wody termalne, które pochodzą z osadów jury dolnej, na podstawie otworów Swarzędz IGH-1 i Tarnowo Podgórne GT-1.

### **Wody termalne w osadach jury dolnej**

Utwory jury dolnej tworzą najbardziej korzystny poziom z wodami termalnymi. Jednakże w obrębie tej jednostki wyróżnia się szereg ogniw stratygraficznych, których osady charakteryzują się zróżnicowanymi warunkami hydrogeologicznymi (Tab. 1) (Bojarski i in. 1979, Płochniewski 1985).

Utwory jury dolnej, zatem charakteryzują się dużą zmiennością litologiczną (przekładaniec piaskowce, mułowce i iłowce) oraz ich własności zbiornikowych (od dobrych po złe). Najlepsze warunki geotermiczne ze względu na większą głębokość zalegania występują w warstwach mechowskich.

Temperatura w spągu utworów jury dolnej kształtuje się w granicach 40–70°C, przy czym należy zaznaczyć, że przyrost temperatury obserwuje się w kierunku NE, czyli zgodnym z zapadaniem utworów monokliny. Podobna tendencja odnosi się do mineralizacji tych wód (od kilku do 60 g/l), które należą do typu chlorkowo-sodowego (Bojarski i in. 1979, Płochniewski 1985).

W rejonie Poznania stwierdzono występowanie wód termalnych również typu chlorkowo-sodowego ze znacznymi stężeniami jodu i bromu oraz temperaturą na wypływie ok. 40°C (Płochniewski 1985, Kielczawa 2010, Latour i Dorobnik 2010, Noga i in. 2011).

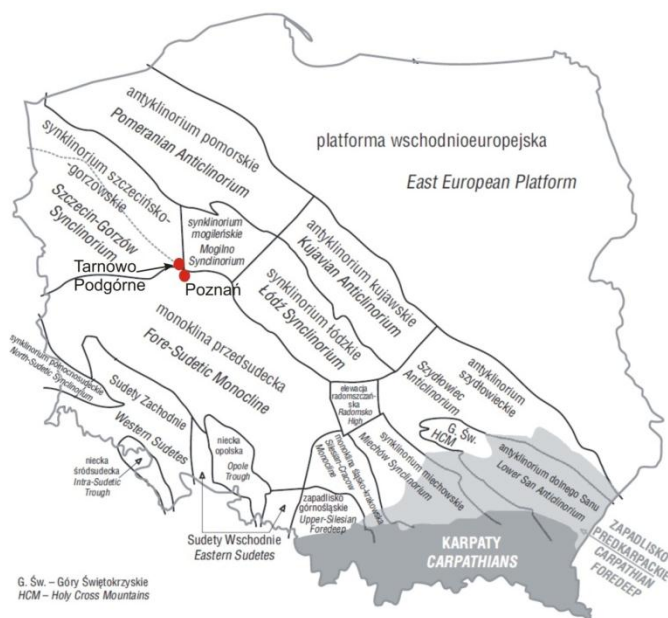
Tab. 1. Charakterystyka ogniw stratygraficznych jury dolnej (Bojarski i in. 1979, Płochniewski 1985, Latour i in. 2010)

Tab. 1. Characteristics of the Lower Jurassic stratigraphic cells (Bojarski et al. 1979, Płochniewski 1985, Latour et al. 2010)

Nazwa warstwy Name of the layer	Litologia Lithology	Własności zbiornikowe Reservoir properties
warstwy mechowskie środkowe i dolne (hetang)	piaskowce drobno i średnioziarniste lokalnie przewarstwione małymi wkładkami mułowców i ilowców	dobrze
warstwy mechowskie górne (synemur dolny)	iłowcowo – mułowcowe utwory	słabe
warstwy radomskie (synemur górny)	piaskowce drobnoziarniste ze znacznym udziałem ziarn frakcji mułowcowej	średnie
warstwy łobeskie (pliensbach dolny)	iłowce i mułowce	złe
warstwy komorowskie (pliensbach górny)	piaskowce drobnoziarniste z wkładkami iłowców	dobrze
warstwy gryfickie (toark dolny)	utwory ilaste z nielicznymi przewarstwieniami mułowców lokalnie piaszczystych	złe
warstwy kamieńskie (toark górny)	piaskowce drobnoziarniste	dobrze

## Otworki eksploatacyjne w obrębie aglomeracji Poznania

W obrębie aglomeracji Poznania odwiercono dwa otwory, na podstawie których można stwierdzić występowanie wód termalnych. Lokalizacja tych otworów została umieszczona na Ryc. 1.



Ryc. 1. Lokalizacja otworów dokumentujących wody termalne w utworach jury w obrębie aglomeracji Poznań (Karnkowski 2008, zmieniona)

Fig. 1. Location of boreholes, which documenting the occurring of thermal water in Lower Jurassic sediments in Poznań and its suburbs area (Karnkowski 2008, modified)



Otwór Swarzędz IGH-1 odwiercono w marcu 1982 roku do głębokości 1306 m (Ryc. 2) w bliskim sąsiedztwie Jeziora Maltańskiego. Utwory jury dolnej monokliny przedsudeckiej zostały stwierdzone na głębokości 854 m, ale ze względów technicznych nie osiągnięto ich spągu, który prawdopodobnie występuje na głębokości ok. 1330 m. Otwór został zakończony w stropie warstw mechowskich, które są najbardziej perspektywnym horyzontem na Niżu Polskim (Płochniewski 1985, Latour i Dorobnik 2010).

Głębokość [m p.p.t.]	Profil litologiczny			Stratygrafia
	Graficznie	Przelot [m]	Opis warstw	
100,0		66,5	glina zwałowa i piaski	czwartorzęd
		69,0	iły	pliocen
200,0		176,0	piaski i mułki z wkładkami węgla brunatnego	miocen
		179,0	piasek	oligocen
300,0		279,0	margle, margle ilaste i mułowce margliste	jura górna - portland
400,0			wapienie	jura górna - kimeryd
600,0		579,0	margle	jura górna - oksford
700,0		742,0	wapienie i margle	jura środkowa - kelowej
800,0		745,0	iłowce i mułowce	jura środkowa - baton i bajos
900,0		854,0	piaskowiec i iłowce	jura dolna - warstwy kamieńskie
1000,0		967,4	iłowce, mułowce z podrzędnymi przewarstwieniami piaskowców	jura dolna - warstwy gryfickie
1100,0		1081,8	piaskowiec średnio i drobnoziarniste z wkładkami mułowca	jura dolna - warstwy komorowskie
1200,0		1190,5	piaskowiec średnio i drobnoziarniste przekładaniec piaskowcowo - iłowcowy	jura dolna - warstwy łobeskie
1300,0		1246,6	piaskowiec średnioziarnisty, w spądu 2,8 m iłowca	jura dolna - warstwy radowskie
		1306,0	piaskowiec średnio i drobnoziarnisty	jura dolna - warstwy mechowskie
1400,0				

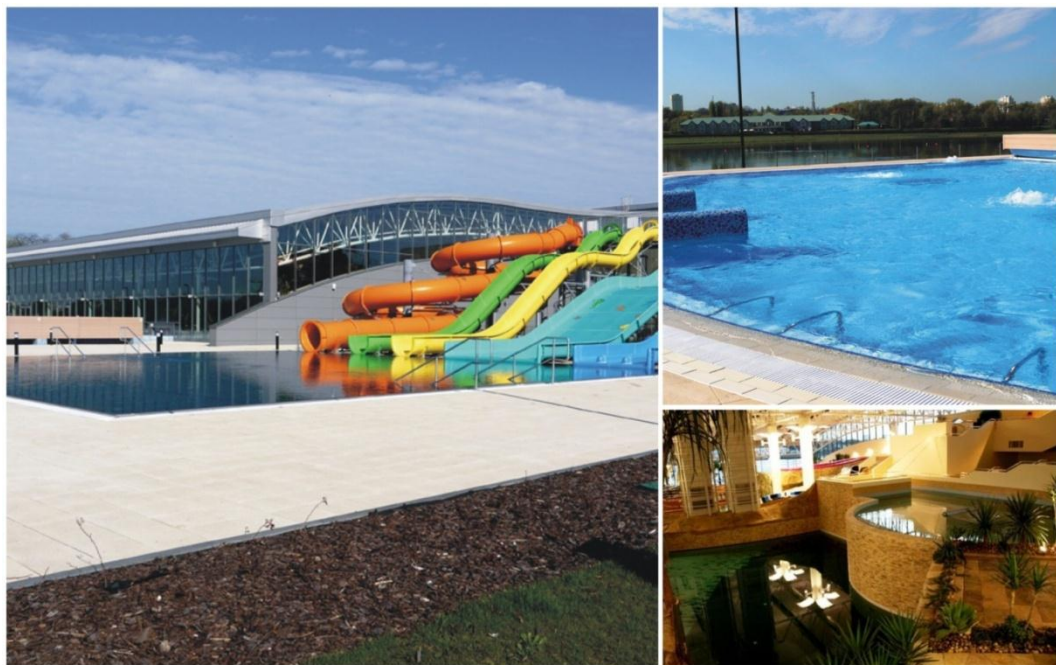
Ryc. 2. Profil litologiczno – stratygraficzny odwiertu Swarzędz IGH-1 (Płochniewski 1985, interpretacja)

Fig. 2. Litho - stratigraphic profile of Swarzędz IGH-1 borehole (Płochniewski 1985, interpretation)

Utwory jury dolnej są reprezentowane przez piaskowce, ilowce oraz mułowce. Szczegółowy profil litologiczny został przedstawiony przez Płochniewskiego (Ryc. 2).

Rozpoznane zasoby wód termalnych zostały zakwalifikowane do kategorii B. Wody te posiadają temperaturę na wypływie od 33,84 do 42,20°C przy wydajnościach odpowiednio od 33,84 do 76,36 m<sup>3</sup>/h. Pod względem fizykochemicznym wody z otworu Swarzędz IGH-1 to wody chlorkowo-sodowe o mineralizacji 20,8 g/l. Ponadto, wody termalne w utworach liasu charakteryzują się wysokim ciśnieniem artezyjskim, w przypadku otworu Swarzędz wynosi ono 1,57 atm. n.p.t. (Płochniewski 1985, Biedrzycki 1985, Kielczawa 2010, Latour i Dorobnik 2010, Noga i in. 2011).

Otwór Swarzędz IGH-1 wykonano w celu rozpoznania wód termalnych w obrębie jury dolnej z ewentualną możliwością późniejszej eksploatacji tego otworu. Obecnie trwają intensywne prace, które mają na celu pozyskiwanie wód termalnych do napełniania tzw. solankowych basenów obiektu sportowo-rekreacyjnego Termy Maltańskie (Ryc. 3) (Latour i Dorobnik 2010, Noga i in. 2011). Oficjalne uruchomienie otworu nastąpi 30 kwietnia 2013 roku, a od 1 maja baseny solankowe Aquaparku wypełnią się wodą geotermalną. Obiekt, umiejscowiony na północnym brzegu Jeziora Maltańskiego, został oddany do użytku 16 października 2011 roku, jako największy w Polsce aquapark (Noga i in. 2011).



Ryc. 3. Zdjęcia Term Maltańskich (<http://www.termymaltanskie.com.pl>)

Fig. 3. Pictures of Malta Terms (<http://www.termymaltanskie.com.pl>)

Otwór Tarnowo Podgórne GT-1 jest zlokalizowany w obrębie niecki szczecińskiej i ma charakter badawczo-eksploatacyjny. Otwór ten został wykonany do głębokości ok. 1200 m

osiągając utwory jury dolnej. Wody termalne charakteryzują się znaczną mineralizacją, wynoszącą 80 g/l. Podczas eksploatacji otworu uzyskano wydajność rzędu 220 m<sup>3</sup>/h przy temperaturze na wypływie równiej 44°C (Noga i in. 2011).

Otwór Tarnowo Podgórne GT-1 został wykonany w celu zagospodarowania wody termalnej jury dolnej na potrzeby rekreacyjne i lecznicze. Dodatkowo, parametry wody termalnej umożliwią ich wykorzystanie jako źródła energii cieplej między innymi dla: siedziby Tarnowskiej Gospodarki Komunalnej, gimnazjum, hali sportowej, strzelnicy sportowej oraz projektowanych Tarnowskich Term (Ryc. 4) (Noga i in. 2011).



Ryc. 4. Zdjęcie projektowanych Tarnowskich Term (<http://www.tarnowskie-term.pl>)

Fig. 4. Picture of planned Tarnowskie Terms (<http://www.tarnowskie-term.pl>)

## Podsumowanie

Wody termalne aglomeracji Poznania będą czerpane z utworów jury dolnej (lias), które są najbardziej perspektywicznymi utworami w zakresie pozyskiwania wód termalnych na Niżu Polski. Pobór tych wód będzie się odbywać z dwóch odwiertów: Swarzędz IGH-1 oraz Tarnowo Podgórne GT-1.

Otwór Swarzędz IGH-1 jest szeroko opisywany w literaturze, ponieważ zalicza się do jednych z pierwszych odwiertów, które miały na celu rozpoznanie wód termalnych w północno-wschodniej części monokliny przedsudeckiej. Odwiert, przez wiele lat niewykorzystywany, obecnie posłuży do napełnienia basenu solankowego w obiekcie Termy Maltańskie.

Otwór Tarnowo Podgórne GT-1 wykonano w 2010 roku. Obecnie została udzielona koncesja przez Marszałka Województwa Wielkopolskiego na wydobywanie kopalin ze złoża wód

termalnych z tego otworu, które posłużą do zasilania kompleksu rekreacyjnego Tarnowskie Termy.

Wody termalne z utworów jury dolnej udokumentowane w obrębie aglomeracji Poznania charakteryzują się znaczną wydajnością i stosunkowo wysokimi temperaturami na wypływie. Mogą być więc wykorzystywane do różnorodnych celów, przede wszystkim do kąpieli w basenach leczniczych i rehabilitacyjnych oraz jako źródło energii cieplnej.

## Literatura

- Biedrzycki W., 1985. *Perspektywy wykorzystania ciepła wód podziemnych z utworów mezozoicznych Wielkopolski*. Przegląd Geologiczny 10, 571 – 574.
- Bojarski L., Płochniewski Z., Stachowiak J., 1979. *Wody termalne NE części monokliny przedsudeckiej*. Przegląd Geologiczny 11, 624 – 628.
- Karnkowski P.H., 2008. *Regionalizacja tektoniczna Polski – Niż Polski*. Przegląd Geologiczny 10, 895 – 903.
- Kielczawa B., 2010. *Wybrane zagadnienia występowania i wykorzystania wód zmineralizowanych i termalnych monokliny przedsudeckiej*. Technika Poszukiwań Geologicznych, Geotermia, Zrównoważony Rozwój 1-2, 39 – 48.
- Latour T., Dorobnik M., 2010. *Możliwości wykorzystania wód termalnych występujących na terenie Wielkopolski do celów leczniczych i rekreacyjnych*. Przegląd Geologiczny 7, 609 – 612.
- Noga B., Kosma Z., Biernat H., 2011. *Przegląd obecnie realizowanych projektów wykorzystania wód termalnych i energii geotermalnej na Niżu Polskim*. Logistyka 6, 3069 – 3078.
- Płochniewski Z., 1985. *Wody termalne rejonu Poznania*. Przegląd Geologiczny 33, 33 - 37.
- Szklarczyk T., Łapinkiewicz A.P., 1995. *Zasoby statyczne i dyspozycyjne wód geotermalnych na Niżu Polskim*. Współczesne problemy hydrogeologii. T. VII, 457 – 460.

# **OGRZEWANIE CIEPŁEM WÓD KOPALNIANYCH NA PRZYKŁADZIE CENTRALNEGO ZAKŁADU ODWADNIANIA KOPALŃ W CZELADZI I NIECZYNNYCH KOPALŃ WĘGLA KAMIENNEGO W ZAGŁĘBIU DĄBROWSKIM**

**Jakub Staś**

*Uniwersytet Śląski, Wydział Nauk o Ziemi, Katedra Geologii Podstawowej, Sosnowiec*

**Kamil Trepka**

*Uniwersytet Śląski, Wydział Nauk o Ziemi, Katedra Hydrogeologii i Geologii Inżynierskiej,  
Sosnowiec*

## **Heat of underground mine water for heating an example Centralny Zakład Odwadniania Kopalń in Czeladź and abandoned coal mines in Zagłębie Dąbrowskie**

*The exploitation history of upper carboniferous coal in Zagłębie Dąbrowskie actually goes back to end of 18th century. Through almost 250 years of exploitation, environment of western Małopolska, has been significantly transformed by a human mining activity. As a result of economic transformations and industry reorganization, in the late 20th and early 21th century, most of active coal mines has been closed. However, issue of dewatering of abandoned mines has remained because of their connection with still active mines. Ceasing of drainage operations would lead to flooding of neighbouring still active mines and groundwater rebound could also cause creation of the local wetlands. Last working mine in Zagłębie Dąbrowskie is coal mine Kazimierz – Juliusz. Abandoned mines are dewatering by Centralny Zakład Odwadniania Kopalń in Czeladź (Central Department of Mines Dewatering in Czeladź). In appealing us part of Upper Silesian Coal Basin there are six pumping stations where submersible pumps are used for dewatering of located there abandoned mines: Saturn, Grodziec, Sosnowiec, Paryż, Porąbka-Klimontów and Niwka-Modrzejów. Central Department of Mines Dewatering in Czeladź is a member of international project Remining Lowex, as part, which a heat from mine water reclaiming installation has been built, derived from Saturn pumping station. This installation heats department building, which has been additionally thermo-modified. Average temperatures of pumping water in respective pumping stations (for years 2004, 2007, 2008 and 2012; 2004 except Grodziec) amount accordingly: “Saturn” 13,8°C, “Grodziec” 14,3°C, “Sosnowiec”*

14,2°C, „Paryż” 13,3°C, „Porąbka-Klimontów” 17,4°C and „Niwka-Modrzejów” 18,2°C. In many countries using heat pumps, already water with temperature 4°C is getting. This work purpose is to present used technology, characterize possibilities of further reclaiming heat from mine water and to point potential places and objects in which similar solutions can be applied.

**Key words:** heat pump, mine waters, mine dewatering, Upper Silesian Coal Basin.

## Wstęp

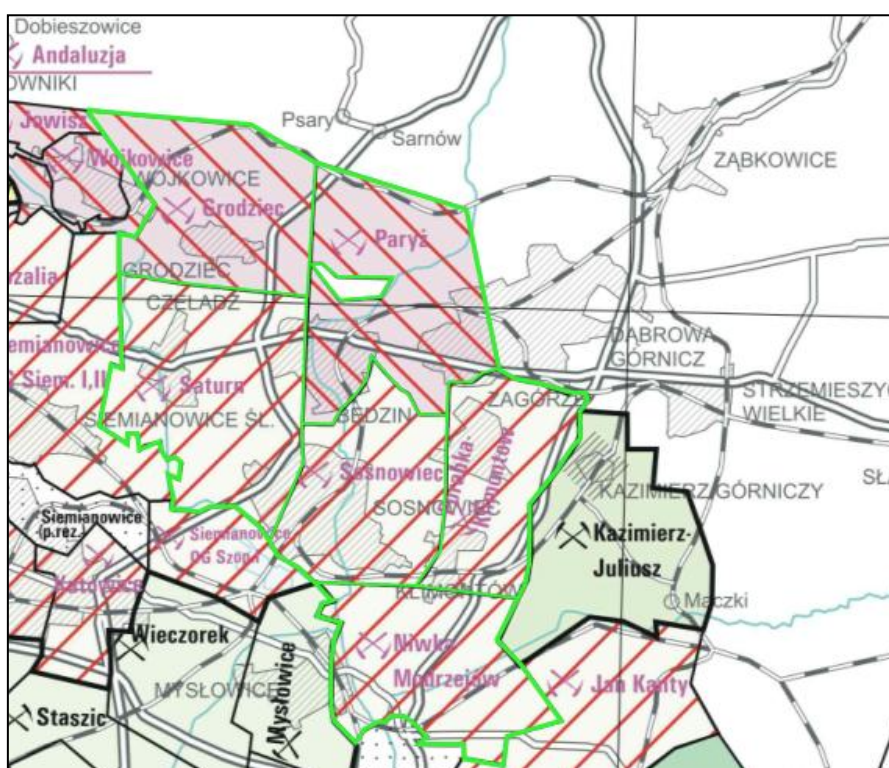
Na przełomie XX i XXI wieku eksploatacja węgla kamiennego w Górnośląskim Zagłębiu Węglowym (GZW) została silnie zachwiana w wyniku przemian społecznych i gospodarczych oraz związanej z nimi restrukturyzacji górnictwa węgla kamiennego w Polsce. Potężnemu niegdyś zagłębiu przyszło stanąć w obliczu głębokich zmian mających na celu uzdrowienie sytuacji poprzez wprowadzenie kopalń w erę gospodarki wolnorynkowej i przetransformowanie ich w dobrze prosperujące i rentowne przedsiębiorstwa. Skutkiem tych zmian była jednak likwidacja wielu zakładów górniczych, która dotkliwie wpłynęła na słynące od wieków z górnictwa węgla kamiennego regiony południowej Polski i w wyniku czego Górny Śląsk i zachodnia Małopolska utraciły część swego górniczego dziedzictwa. Likwidacja kopalń nie rozwiązywała problemu ich odwadniania. Z ramienia powołanej w 2000 roku Spółki Restrukturyzacji Kopalń powstał Centralny Zakład Odwadniania Kopalń w Czeladzi. Najistotniejszym celem działania CZOK-u jest zintegrowanie odwadniania kopalń zlikwidowanych zlokalizowanych w GZW celem ochrony kopalń czynnych przed zagrożeniem wodnym (Siemieniec i in. 2005). W Zagłębiu Dąbrowskim zakład ten obsługuje 6 pompowni Ruchu I o głębinowym systemie pompowania wód kopalnianych: „Saturn”, „Grodziec”, „Sosnowiec”, „Paryż”, „Porąbka-Klimontów” oraz „Niwka-Modrzejów”. Odpowiadają one rejonom o tych samych nazwach. Temperatura wód dopływających do tych rejonów umożliwia ich wykorzystanie do pozyskiwania ciepła przy użyciu tzw. pomp ciepła. Przy obecnych trendach ekologicznych wskazane jest poszukiwanie nowych rozwiązań, które pozwolą zmniejszyć zapotrzebowanie i zużycie energii elektrycznej. Jednym z takich rozwiązań jest właśnie ogrzewanie ciepłem wód kopalnianych, które jest głównym tematem niniejszej pracy.

## Opis analizowanego obszaru

Obszar badań znajduje się w granicach województwa śląskiego. Historycznie i kulturowo Zagłębie Dąbrowskie jest częścią zachodniej Małopolski. Odwadniane rejon, o których mowa odpowiadają w przybliżeniu obszarom górniczym nieczynnych kopalń węgla kamiennego (Ryc.1), którymi były: Paryż (w Dąbrowie Górniczej), Grodziec (w Będzinie), Saturn (w Czeladzi), Sosnowiec, Porąbka-Klimontów oraz Niwka-Modrzejów (wszystkie trzy w Sosnowcu).

## Budowa geologiczna

Analizowany obszar znajduje się w północno-wschodniej części Górnśląskiego Zagłębia Węglowego, stanowiącego niekłę wypełnioną utworami górnego karbonu. W węglonośnych utworach karbonu produktywnego wydzielono cztery serie litostratygraficzne: serię paraliczną, górnośląską serię piaskowcową, serię mułowcową oraz krakowską serię piaskowcową. Odpowiadają one utworom namuru i westfalu. Podstawą eksploatacji na tym terenie były pokłady serii paralicznej oraz górnośląskiej serii piaskowcowej (w tym najniższy pokład GZW nr 510, Reden). Rejon ten charakteryzował się własną nomenklaturą ogniwi litostratygraficznych serii paralicznej eksploatowanej na jej wychodniach (warstwy sarnowskie, florowskie i grodzieckie) (Ryc. 2).



Ryc. 1. Fragment mapy rozmieszczenia złóż węgla kamiennego GZW (obszar zakreskowany – kopalnie zlikwidowane) (<http://www.mos.gov.pl>)

Fig. 1. Map fragment of coal deposits distribution in Upper Silesia Coal Basin (crosshatched surface abandoned mines) (<http://www.mos.gov.pl>)

Brak tu utworów krakowskiej serii piaskowcowej (Jureczka i in. 2005). Nadkład górnego karbonu stanowią utwory dolnego i środkowego triasu w postaci izolowanych płyt monokliny śląsko-krakowskiej. Dolny trias to utwory klastyczne pstrego piaskowca pod koniec, którego rozpoczęła się morska sedimentacja skał węglanowych (dolomitów, margli i wapieni jamistych)

retu. Profil skał węglanowych kończy się wapieniami i dolomitami wapienia muszlowego (trias środkowy). Charakterystyczne dla tego okresu są dolomity kruszonośne, które były eksploatowane na wschód (rejon olkuski) i na zachód (rejon niecki bytomskiej) od omawianego terenu. Utwory czwartorzędu o miąższości od kilku do kilkudziesięciu metrów są pochodzenia lodowcowego oraz rzecznego. Największe miąższości odpowiadają struktrom kopalnym Białej i Czarnej Przemyszy.

Podział karbonu rekomendowany przez ICS (2008)		Podział stosowany w opracowaniach naukowych		Podział stosowany w górnictwie		Wiek (mIn lat)		
Epoka	Wiek	Ogniwa litostatygraficzne						
PENNSYLVAN	środkowy	moskow	WESTFAL	D	warstwy libiąskie	warstwy libiąskie grupa pokładów 100	p.110	307,2±1,0
				C	warstwy łaziskie	warstwy łaziskie grupa pokładów 200	p.119 p.201	
				B	warstwy orzeskie s.s.	warstwy orzeskie grupa pokładów 300	p.215 p.301	
	dolny	baszkir		A	warstwy załęskie	warstwy rudzkie grupa pokładów 400	p.364 p.401	311,7±1,1
				C	warstwy rudzkie s.s.	warstwy rudzkie s.s.	p.st. Hubert	
				B	warstwy siodłowe	warstwy siodłowe grupa pokładów 500	p.501 p.501	
MISSISSIP	górny	serpuchow	NAMUR	GORNOŚLĄSKA SERIA PASKOWICZA	warstwy siodłowe	warstwy siodłowe grupa pokładów 500	p.510	318,1±1,3
					warstwy jejkowickie	warstwy jejkowickie	p.510	
					warstwy grodzieckie	warstwy porębskie grupa pokładów 600	p.510 p.601	
				PARALICZNA	warstwy jakłowieckie	warstwy jakłowieckie grupa pokładów 700	p.630 p.701	
					warstwy florowskie*	warstwy gruszowskie grupa pokładów 800	p.m. Enna p.801	
					warstwy sarnowskie*	warstwy pietrzkowickie grupa pokładów 900	Lupek szlifierski p.m. Nanetta p.848 p.901	
					warstwy pietrzkowickie grupa pokładów 900	p.915	328,3±1,6	

Ryc. 2. Podział litostatygraficzny karbonu węglonośnego GZW (<http://skladowanie.pgi.gov.pl>)

Fig. 2. Lithostratigraphic division of carboniferous in Upper Silesian Coal Basin

(<http://skladowanie.pgi.gov.pl>)

## Warunki hydrogeologiczne

Piętro wodonośne czwartorzędu charakteryzują zróżnicowane warunki hydrogeologiczne, uzależnione od miąższości i wykształcenia litologicznego osadów. Wodonośne są tu piaszczyste osady rzeczne, rzeczno-lodowcowe oraz piaski międzymorenowe. Piętro składa się z 1 do 3 poziomów wodonośnych, które mogą być rozdzielone przez warstwy utworów słaboprzepuszczalnych. Wydajności uzyskiwane z pojedynczej studni wahają się od kilkunastu



do kilkudziesięciu m<sup>3</sup>/h, przy zróżnicowanej depresji (Rózkowski 2008). Wspomniane poziomy wodonośne lokalnie są intensywnie drenowane przez wyrobiska górnicze piaskowni oraz kopalń węgla kamiennego. Czwartorzędowe piętro wodonośne ma bezpośredni kontakt z wodami powierzchniowymi.

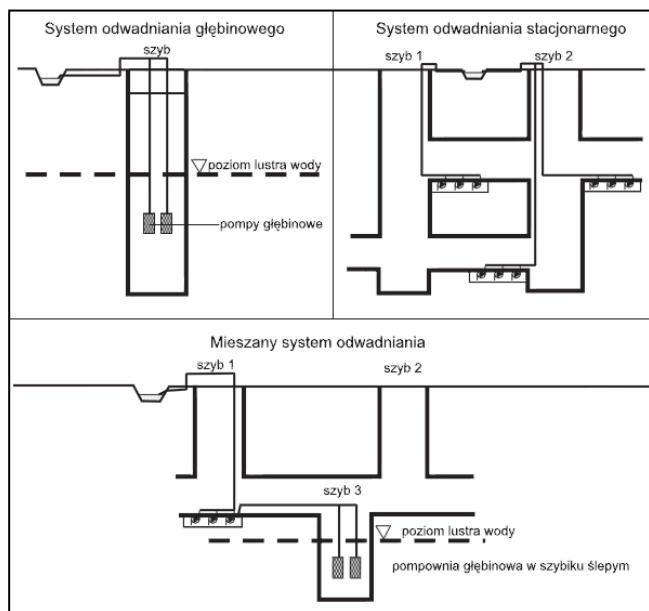
Piętro wodonośne triasu reprezentowane jest przez trzy podstawowe poziomy wodonośne: wapienia muszlowego, retu (oba poziomy mają charakter szczelinowo-krasowy, są dobrze przepuszczalne i silnie wodonośne) oraz środkowego i dolnego pstręgo piaskowca. Miąższość kompleksu wodonośnego serii węglanowej waha się od 20 do 120 m (Rózkowski 2008). Piętro to podobnie jak piętro czwartorzędowe objęte jest intensywnym drenażem.

Piętro wodonośne górnego karbonu w GZW składa się z 4 kompleksów wodonośnych: krakowskiej serii piaskowcowej, serii mułowcowej, górniośląskiej serii piaskowcowej i serii paralicznej (przy czym krakowska i górniośląska seria piaskowcowa charakteryzują się lepszymi parametrami hydrogeologicznymi). Wodonośność związana jest z występowaniem zespołów oddzielnych szczelinowo-porowych poziomów wodonośnych, zbudowanych z piaskowców i zlepieńców. Typowym dla piętra wodonośnego górnego karbonu jest obniżanie wodonośności i przepuszczalności wraz z głębokością (Rózkowski 2008).

## **Centralny Zakład Odwadniania Kopalń**

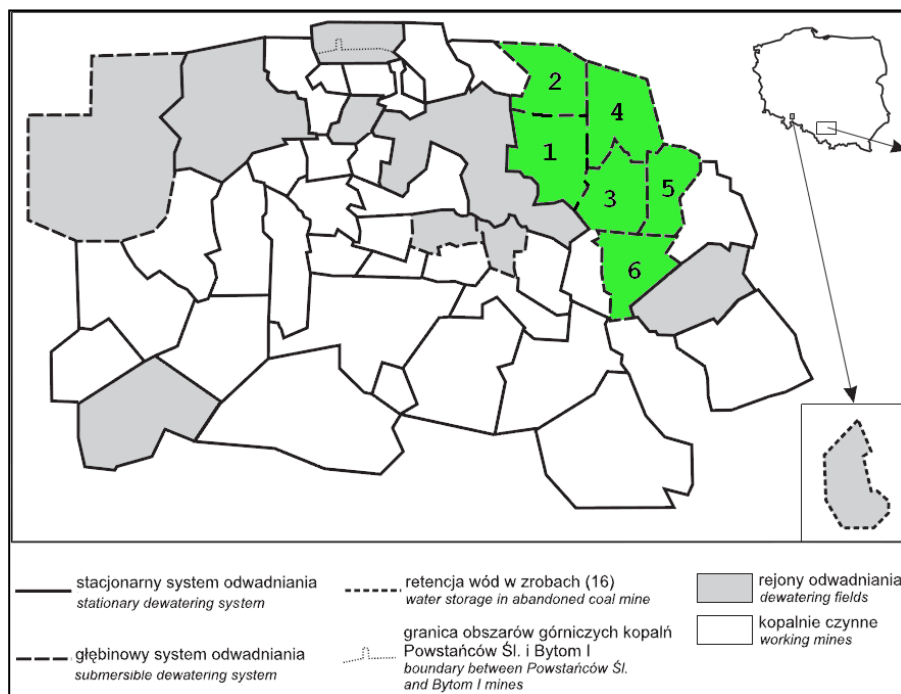
### **Odwadnianie nieczynnych wyrobisk w opisywanych rejonach**

W Górniośląskim Zagłębiu Węglowym wyróżniamy obecnie 4 podstawowe systemy odwadniania nieczynnych wyrobisk górniczych. Są to systemy: stacjonarny, głębinowy, mieszany (stacjonarno-głębinowy) (Ryc. 3) oraz grawitacyjny. System mieszany został w ostatnim czasie zaniechany. Wszystkie opisywane rejony górnicze odwadniane są systemem głębinowym (Ryc. 4.). W systemie głębinowym agregaty pompowe zostają zainstalowane w adaptowanych do tego celu szybach. Woda pompowana jest na powierzchnię i skierowana cieką. System głębinowy stosuje się w wyrobiskach zlikwidowanych, w których usunięte są wszystkie elementy infrastrukturalne, a także elementy podziemne. Pozostawia się jedynie szyb w którym umieszcza się pompę służącą do odpompowania wód (Szczepański 2005).



Ryc. 3. Schematy systemów odwadniania zlikwidowanych kopalń w GZW (Kropka i in. 2005)

Fig. 3. Water pumping schemes in abandoned mines in Upper Silesian Coal Basin (Kropka et al. 2005)



Ryc. 4. Schematyczna mapa rejonów odwadniania w GZW (Czapnik i in. 2009; zmodyfikowane)

(1 – Saturn, 2 – Grodziec, 3 – Sosnowiec, 4 – Paryż, 5 – Porąbka-Klimontów, 6 – Niwka-Modrzejów)

Fig. 4. Schematic map of dewatering regions in Upper Silesian Coal Basin (Czapnik et al. 2009 modified)

(1 – Saturn, 2 – Grodziec, 3 – Sosnowiec, 4 – Paryż, 5 – Porąbka-Klimontów, 6 – Niwka-Modrzejów)

W roku 2012 dopływ do wymienionych powyżej 6 rejonów odwadnia wyniósł sumarycznie 56,5 m<sup>3</sup>/min (informacja: CZOK). Średnie temperatury ujmowanej wody w poszczególnych pompowniach (dla lat 2004, 2007, 2008 i 2012; 2004 z wyjątkiem Grodzca) wynoszą odpowiednio: „Saturn” 13,8°C, „Grodziec” 14,3°C, „Sosnowiec” 14,2°C, „Paryż” 13,3°C, „Porąbka-Klimontów” 17,4°C oraz „Niwka-Modrzejów” 18,2°C (Informacja: CZOK). Za przykład posłuży nam rejon „Saturn” gdzie za pomocą szybu „Paweł” pompuje się wody kopalniane, które następnie wykorzystywane są w pompach ciepła.

## Pompy ciepła – technologia i zastosowanie

Centralny Zakład Odwadniania Kopalń w Czeladzi przy wykorzystywaniu ciepła pochodzącego z wód kopalnianych, korzysta z urządzeń zwanych pompami ciepła. Są to urządzenia, których głównym celem jest transport ciepła od ciała o temperaturze niższej do ciała o temperaturze wyższej. Jest to możliwe tylko wtedy, gdy do układu zostanie doprowadzona energia z zewnątrz. Dzięki płytowym wymiennikom ciepła, zwiększa się temperaturę wyjściową wypompowywanej wody kopalnianej co automatycznie zwiększa wydajność podczas ogrzewania budynku. Pompa ciepła może być napędzana energią elektryczną (sprężarkowa pompa ciepła) lub ciepłem (absorpcyjna pompa ciepła) (Ryc. 5). W instalacji CZOK pracuje pompa oparta na niemieckiej technologii firmy Viessmann.

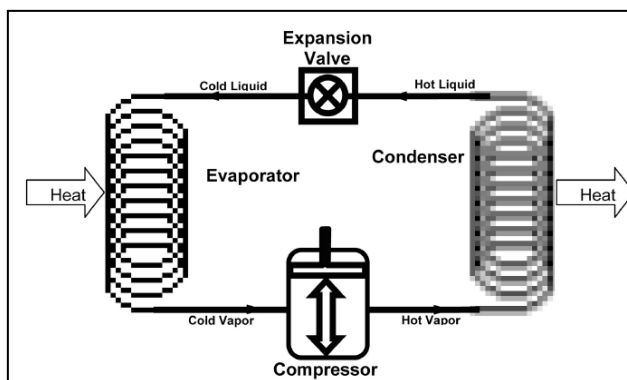


Fig. 5. Schemat działania systemu pompy ciepła (Ackman, Watzlaf 2006)

*Fig. 5. Scheme of heat pump work system (Ackman, Watzlaf 2006)*

Zimą w instalacji przy budynku CZOK w Czeladzi, woda wypompowywana z kopalni zostaje skierowana do pompy ciepła, która przy wykorzystaniu wymienników ciepła zwiększa temperaturę wyjściową wody, która kierowana jest następnie do ogrzewania. W sezonie letnim, z obiegu zostaje wyłączona pompa ciepła, a wody kopalniane zostają skierowane do obiegu w celu chłodzenia budynku. Według założeń projektu, wykorzystana została pompa ciepła z napędem elektrycznym do podgrzewania wody użytkowej o mocy 106,8 kW (W10/W35). Moc 106 kW to moc nominalna dla parametrów:

- wody wejściowej o temperaturze 10°C,

- wody na wyjściu o temperaturze 35°C.

Zapotrzebowanie takiej pompy ciepła na energię elektryczną wynosi 29 kW.

Analizując systemy grzewcze oparte na wypompowywanych wodach kopalnianych i odzyskiwaniu energii cieplnej przez pompy ciepła, należy wziąć pod uwagę fakt, iż pełnią one jedynie funkcje akcesoryczne w procesie grzewczym. Powinny być one wykorzystywane jako długoterminowe inwestycje mające na celu zmniejszenie udziału konwencjonalnych źródeł energii cieplnej oraz jako doskonały sposób zagospodarowania problematycznych odpadów, jakimi są wody kopalniane pochodzące z wyrobisk zlikwidowanych kopalni węgla kamiennego.

Pompa znajdująca się w Centralnym Zakładzie Odwadniania Kopalń działa od połowy grudnia 2012 roku. Do chwili obecnej działa bez zarzutów spełniając swoje założenia. W ciągu trzech ostatnich miesięcy działania (luty-kwiecień 2013 r.) utrzymywała przybliżoną temperaturę 22-23°C panującą wewnątrz ogrzewanego przez nią budynku (informacja: CZOK).

### **Możliwości wykorzystania i podsumowanie**

Budynek Centralnego Zakładu Odwadniania Kopalń mieszczący się w Czeladzi, jako członek międzynarodowego projektu restrukturyzacji górnictwa w Europie Remining Lowex, jest doskonałym przykładem wykorzystania wypompowywanych wód kopalnianych. Perspektywy i możliwości wykorzystywania zależą głównie od zastosowania wymienników ciepła oraz możliwości przeprowadzenia termomodernizacji istniejących już obiektów, potencjalnie przeznaczonych do ogrzewania wodami kopalnianymi.

Jak przedstawia Tab. 1, na terenie Górnośląskiego Zagłębia Węglowego 15 rejonów odwadniania (w tym 6 z obszaru Zagłębia Dąbrowskiego), posiada olbrzymie zasoby wód w zrobach, a energia cieplna w nich zawarta wynosi sumarycznie 83 megawat (MWt) (Małolepszy, Solik-Heliasz 2001). Silnie rozwinięta zabudowa komunalna i przemysłowa aglomeracji górnośląskiej i Zagłębia Dąbrowskiego z licznymi odbiorcami energii cieplnej, jest potencjalnie bardzo dobrym obszarem do tego typu inwestycji. W celach uniknięcia kosztów termomodernizacji, rozwiązania tego typu powinny być rozważane już na etapie planowania i projektowania nowych obiektów budowlanych.

Tab. 1. Tabela Dopływów wód do zlikwidowanych kopalń w okresie 2001–2008 wraz z charakterystycznymi rzędnymi odwadniania i pojemnościami zbiorników wodnych (Czapnik i in. 2009)

Tab. 1. Table of water flows to abandoned mines in 2001–2008 with characteristic dewatering ordinates and water reservoirs retention (Czapnik et al. 2009)

System odwadniania	Rejon	Dopływ w latach [m <sup>3</sup> /min]								Rzędne charakterystyczne [m n.p.m.]			Objętość wody w zatopionych zrobach [mln m <sup>3</sup> ]
		2001	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008	Dopuszczalna	Przedział zatopionych zrobów		
Głębinowy	Sosnowiec	7,40	7,90	7,12	6,75	6,29	6,76	6,30	6,27	90,0	( 200,0)	( 20,0)	4,50
	Paryż	14,79	15,04	13,45	12,34	10,00	10,10	10,65	11,25	90,0	( 240,0)	(45,0)	8,10
	Porąbka Klimontów	KWK	3,67	5,84	5,47	5,14	5,00	4,85	5,24	190,0	( 400,0)	( 190,0)	5,40
	Grodziec	retencja od 27.10.1999					2,44	1,97	1,50	90,0	( 540,0)	(88,0)	11,60
	Niwka Modrzejów	KWK	12,68	10,00	9,52	10,00	9,35	9,41	9,80	145,0	( 552,0)	( 160,0)	5,60
	Katowice	KWK	6,33	5,89	5,37	5,38	5,75	5,86	5,98	177,5	( 500,0)	( 197,5)	6,60
	Kleofas	KWK						5,70	5,80	294,2	( 523,0)	( 340,0)	0,97
	Gliwice	KWK	5,98	6,05	5,79	5,71	5,86	5,92	5,93	261,3	( 463,0)	(266,0)	0,60
Mieszany	Saturn	22,62	29,01	23,23	22,20	19,00	20,23	23,50	24,47	69,0	( 130,0)	(55,0)	7,40
Stacjonarny	Jan Kanty	KWK	31,34	26,02	26,48	27,53	32,84	29,21	26,51	11,9	( 116,0)	(11,9)	1,40
	Siemianowice	KWK	30,88	26,22	23,94	23,68	23,78	25,24	24,54	327,0	( 500,0)	( 327,0)	0,83
	Pstrowski	KWK	13,87	13,58	13,96	14,2	14,98	16,53	15,6	559,0	( 860,0)	( 559,0)	1,86
	Szombierki	KWK	2,25	2,27	2,33	2,3	2,15	5,04	4,95	498,0	( 630,0)	( 498,0)	2,15
	Powstańców Śl. Bytom I	KWK		3,00	2,92	2,94	2,99	2,92	2,85	467,5	( 624,0)	( 467,5)	0,48
	Dębieńsko	KWK	12,38	12,2	11,8	11,42	10,68	9,99	9,63	460,0	( 624,0)	( 495,0)	0,35
Retencja	Nowa Ruda	KWK			retencja wody, dopływ ok. 2,2					358,0	( 519,0)	(260,4)	8,40

## Literatura

- Ackman T. E., Watzlaf G.R., 2006. *Underground Mine Water for Heating and Cooling using Geothermal Heat Pump Systems* [W:] Mine Water and the Environment (2006) 25: 1–14. IMWA Springer-Verlag.
- Czapnik A., Janson E., Jasińska A., 2009. *Wybrane problemy monitoringu w zlikwidowanych kopalniach węgla kamiennego w Górnśląskim Zagłębiu Węglowym*. [W:] Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego 436.
- Jureczka J., Dopita M., Gałka M., Krieger W., Kwarczyński J., Martinec P., 2005. *Atlas geologiczno-złożowy polskiej i czeskiej części Górnśląskiego Zagłębia Węglowego*. Państwowy Instytut Geologiczny i Ministerstwo Środowiska, Warszawa.
- Kropka J., Janson E., Czapnik A., 2005. *Changes of hydrogeological conditions In the area of liquidated coal mines In the north-eastern part of Upper Silesia Coal Basin (southern Poland)*. [W:] Proc. 9th International Mine Water Congress, Oviedo. Spain.
- Małolepszy Z., Solik-Heliasz E., 2001. *Możliwości wykorzystania energii geotermalnej z wód kopalnianych w Górnśląskim Zagłębiu Węglowym* [W:] Technika Poszukiwań Geologicznych. Konferencja – Energia geotermalna w kopalniach podziemnych (2 ; 21-23.11.2001). Ustroń.
- Rózkowski A., 2008. *Historia badań i stan rozpoznania hydrogeologicznego Górnśląskiego Zagłębia Węglowego i obszarów przyległych*. Wyd. UŚ. Katowice.
- Siemieniec J., Gałęziowski M., Wodecki J., 2005. *Spółka Restrukturyzacji Kopalń S.A.*, Katowice.

Szczepański A., 2005. *Systemy odwadniające kopalń likwidowanych w północnej części Górnośląskiego Zagłębia Węglowego*, [W:] Hydrogeologia obszarów zurbanizowanych i uprzemysłowionych. T. 2, 30 lat hydrogeologii w Uniwersytecie Śląskim, Wydział Nauk o Ziemi Uniwersytetu Śląskiego, Sosnowiec.

Źródła internetowe

<http://www.mos.gov.pl>

<http://www.skladowanie.pgi.gov.pl>

<http://www.srk.com.pl>

## AKTUALNE KIERUNKI WYKORZYSTANIA GEOTERMII W POLSCE

**Anna Wachowicz-Pyzik**

*AGH Akademia Górniczo-Hutnicza, Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska, Katedra Surowców Energetycznych, Kraków*

### **Current directions of using geothermal energy in Poland**

*In this paper the major projects associated with the development of geothermal energy in Poland in recent years were presented. Based on the results of the geothermal atlases published by prof. Górecki academic team from University of Science and Technology in Kraków, in collaboration with many experts from the sector of hydrogeology, geology, geophysics, drilling, heat engineering, and also computer scientist or economics experts, the most perspective areas for geothermal development in our country were presented.*

*Based on analyzes and sciences publications, the increase in the use of geothermal energy in Poland, in comparison with other renewable sources such as hydro, wind, biomass, both in Poland and a few other selected countries of Europe, was analyzed. Also the most important directives aimed at increasing importance of renewable energy sources, including geothermal energy in the countries belonging to the European Union, were pointed. At the end, the projects, which in recent years were associated with the promotion of geothermal energy and its role in the further development of geothermal energy in Poland were presented.*

**Key words:** *geothermal energy, thermal water, the use of geothermal energy in Poland, geothermal plants, geothermal projects*

### **Wprowadzenie**

Na obszarze kontynentu europejskiego średnie wartości strumienia ciepłego, wahają się od 30-40 mW/m<sup>2</sup> w obrębie platformy prekambryjskiej po 60-80 mW/m<sup>2</sup> w pobliżu Alp (Kępińska 2008). Dzięki sprzyjającym warunkom geologicznym w Europie, obecnie rozwój wykorzystania energii geotermalnej obserwowany jest w 32 krajach, dzięki czemu Europa stała

się światowym liderem w bezpośrednim użyciu energii geotermalnej (Kępińska 2011). Nie dziwi więc fakt, że kraje należące do Unii Europejskiej takie jak Włochy, Węgry, czy Niemcy od lat korzystają ze źródeł odnawialnych traktując ten sektor jako priorytetowy. Dodatkowym impulsem wzrostu rozwoju odnawialnych źródeł energii na przestrzeni ostatnich lat są nałożone przez Unię Europejską dyrektywy związane z wykorzystaniem energii odnawialnej przez państwa członkowskie. Również w Polsce zauważamy niewielki wzrost znaczenia energii geotermalnej, zarówno w sektorze gospodarczym jak i prywatnym. Pomimo, że tempo rozwoju energii geotermalnej w Polsce w porównaniu do innych odnawialnych źródeł energii jest bardzo powolne, na obszarze kraju powstają ośrodki geotermalne wykorzystujące energię geotermalną głównie w ciepłownictwie, a także w lecznictwie i rekreacji. Również prywatni inwestorzy coraz częściej sięgają do alternatywnych źródeł energii choćby przez wykorzystanie płytkiej geotermii w celach ciepłowniczych.

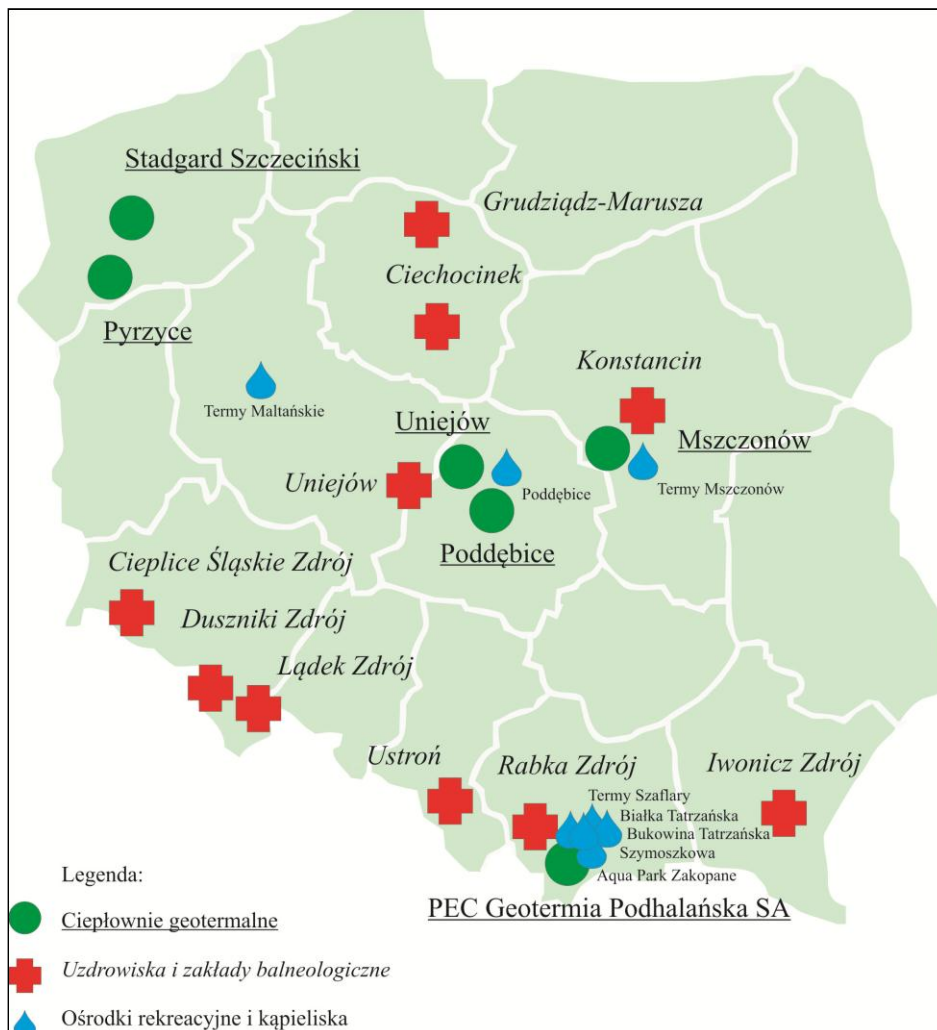
### **Warunki geotermalne w Polsce**

W Polsce zasoby energii geotermalnej związane są głównie z wodami podziemnymi zakumulowanymi w różnych formacjach geologicznych na Niżu Polskim, w Karpatach wewnętrznych, zewnętrznych, a także w Zapadlisku przedkarpaccim i w niektórych rejonach Sudetów (Kępińska 2011). Najbardziej perspektywiczne pod kątem pozyskiwania energii geotermalnej są wodonośne utwory mezozoiku, paleozoiku, od kambru do kredy (Górecki i in. 2011) na Niżu Polskim, przy czym woda z tego obszaru przeważnie posiada wysoką mineralizację, choć można tu spotkać również wody słodkie. Na obszarze Podhala występują wody o stosunkowo małej mineralizacji, natomiast na obszarze Sudetów podziemne wody termalne występują lokalnie i od wielu lat wykorzystywane są one głównie w celach leczniczych bądź balneoterapeutycznych w licznych uzdrowiskach zlokalizowanych w tym rejonie (Mucha 2011).

### **Sposoby wykorzystania geotermii**

Sposoby wykorzystania energii geotermalnej uzależnione są w głównej mierze od jej temperatury. Wody termalne stosowane są zarówno do produkcji prądu elektrycznego (są to głównie pary geotermalne o wysokiej temperaturze), jak również w ciepłownictwie, rolnictwie, przemyśle spożywczym, hodowli zwierząt, rekreacji, balneoterapii, lecznictwie i innych dziedzinach (Ryc. 1). Wody podziemne występujące na terenie Polski do głębokości 3,5 km, to głównie wody o temperaturach na wypływie od 20 do 86°C (Kępińska 2011). Mogą być więc wykorzystywane na wiele różnych sposobów od hodowli ryb, po dolne źródła pomp ciepła, czy produkcję energii cieplnej, a w przyszłości możliwe że również do produkcji energii elektrycznej w systemach binarnych.





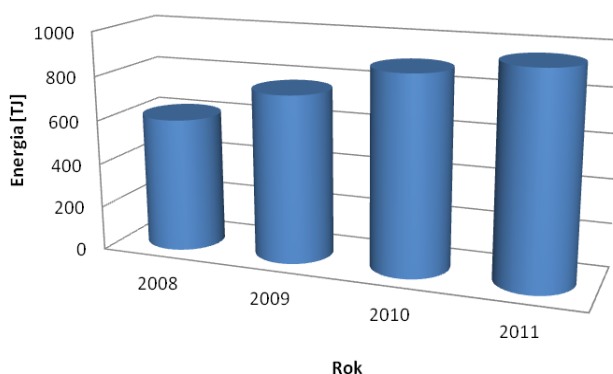
Ryc. 1. Lokalizacja funkcjonujących ośrodków rekreacyjnych, leczniczych stosujących wody termalne oraz ciepłowni geotermalnych (Kępińska 2013)

Fig. 1. Location of operating recreation and health centers, which use thermal water and geothermal power plants (Kępińska 2013)

Energia geotermalna w Polsce wykorzystywana jest w ciepłownictwie, a także w celach rekreacyjnych i leczniczych. Obecnie w Polsce działa 10 uzdrowisk, 6 ciepłowni geotermalnych oraz 7 ośrodków rekreacyjnych (Kępińska 2013). Od maja 2013 roku do ośrodków rekreacyjnych dołączył ósmy ośrodek „Termy Maltańskie”, w których obecnie podziemna woda wykorzystywana jest zarówno do celów rekreacyjnych jak i leczniczych ([www.termymaltańskie.com.pl](http://www.termymaltańskie.com.pl)). Do tej pory na terenie naszego kraju udokumentowano 24 ujęcia wód termalnych w 14 miejscowościach, z czego 11 z nich to czynne uzdrowiska (Mucha 2011). Warto przy tym zwrócić uwagę, iż zgodnie z ustawą *Prawo geologiczne i górnictwo* wodą termalną jest woda podziemna, która na wypływie z ujęcia temperaturę nie mniejszą niż 20°C

(Dz.U. 2011 Nr 163 poz. 981). W Polsce maksymalne temperatury wód wykorzystywanych w celach leczniczych wahają się w zakresie 20-60°C (Kępińska 2011). Lokalizacje ośrodków uzdrowiskowych, które wykorzystują wody termalne w procesach leczniczych, a także ciepłownie i ośrodki rekreacyjne przedstawia Ryc. 1. W 2012 r. całkowita zainstalowana moc cieplna we wszystkich instalacjach geotermalnych w Polsce, wyniosła 161,4 MWth, w tym 101,9 MWth to moc pochodząca z geotermii (Kępińska 2013).

W ostatnich latach zauważalny jest również wzrost zainteresowania na rynku pomp ciepła. Pompy ciepła są coraz częściej wykorzystywane w nowych inwestycjach związanych z płytką geotermią. Według Głównego Urzędu Statystycznego (GUS) na przestrzeni lat 2008-2011 wielkość pozyskiwanej energii pochodzącej z instalacji wykorzystujących pompy ciepła z roku na rok sukcesywnie wzrasta (Ryc. 2).



Ryc. 2. Wielkość pozyskanej energii z pomp ciepła na przestrzeni lat 2008-2011 [TJ] (Berent-Kowalska i in. 2012)

Fig. 2. The volume of energy produced by heat pumps in the years 2008-2011 [TJ] (Berent-Kowalska et al. 2012)

## Projekty badawcze

W ostatnich latach zrealizowano ważne dla rozwoju geotermii projekty badawcze mające na celu między innymi promowanie energii geotermalnej na obszarze Polski. Doskonałym przykładem są atlasy geotermalne, które stanowią obecnie kompleksowe opracowania o charakterze badawczo-rozwojowym. Realizowane są one od roku 1990 przez zespół pod kierunkiem prof. Góreckiego z Akademii Górniczo-Hutniczej w Krakowie we współpracy z wieloma specjalistami zarówno ze środowiska hydrogeologii, geologii, geofizyki, wiertnictwa, ciepłownictwa, jak i informatyki, czy ekonomii. W opracowaniach zaprezentowano najbardziej perspektywiczne obszary dla pozyskiwania energii geotermalnej. Atlasy geotermalne zrealizowane do tej pory przez Katedrę Surowców Energetycznych z Akademii Górniczo-Hutniczej to:

- Atlas wód geotermalnych na Niżu Polskim (Górecki i in. 1990),
- Atlas zasobów energii geotermalnej na Niżu Polskim (Górecki i in. 1995),

- Atlas zasobów geotermalnych na Niżu Polskim dla formacji mezozoicznej (Górecki i in. 2006a),
- Atlas zasobów geotermalnych na Niżu Polskim dla formacji paleozoicznej (Górecki i in. 2006b),
- Atlas zasobów wód i energii geotermalnej Karpat zachodnich (Górecki i in. 2011),
- Atlas geotermalny zapadliska przedkarpackiego (Górecki i in. 2012).

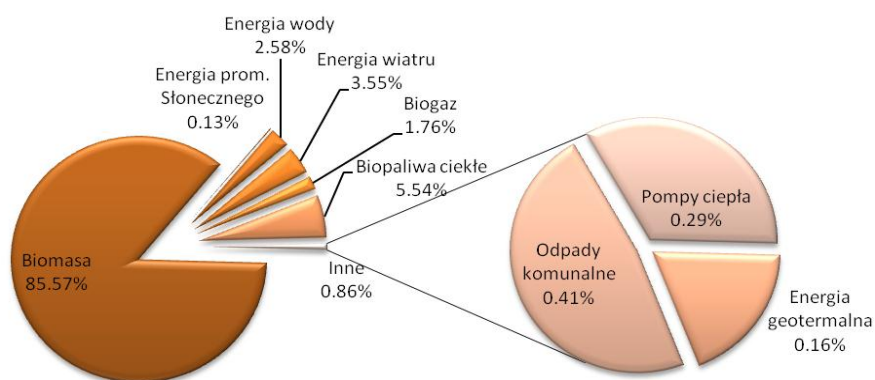
Obecnie zespół pracuje nad kolejnym atlasem przedstawiającym zasoby geotermalne dla rejonu Karpat wschodnich. Innym projektem o dużym znaczeniu dla dalszego rozwoju energii geotermalnej w Polsce, którego liderem jest Państwowy Instytut Geologiczny Państwowy Instytut Badawczy (PIG PIB) we współpracy z Instytutem Gospodarki Surowcami Mineralnymi i Energii Państwowej Akademii Nauk (IGSMiE PAN) oraz zespołem badawczym z Akademii Górniczo-Hutniczej (AGH) rozpoczęto projekt badawczy HDR realizowany w ramach tematu pt. „*Ocena potencjału, bilansu cieplnego perspektywicznych struktur geologicznych dla potrzeb zamkniętych systemów geotermicznych (Hot Dry Rocks) w Polsce*” finansowany ze środków Narodowego Funduszu Ochrony Środowiska i Gospodarki Wodnej (NFOŚiGW) na zalecenie Ministerstwa Środowiska (Wójcicki 2012), oraz projekt pt. „*Wykorzystanie wód termalnych do skojarzonej produkcji energii elektrycznej i ciepłej przy skojarzonym zastosowaniu układów binarnych*” ([www.mos.gov.pl](http://www.mos.gov.pl)). Oba wymienione projekty mają na celu analizę i ocenę możliwości zastosowania energii geotermalnej do produkcji energii elektrycznej w Polsce, dzięki czemu wykorzystanie geotermii mogło by wzmocnić swoją pozycję względem innych odnawialnych źródeł energii, a także umożliwić wykorzystanie energii geotermalnej w sektorze przemysłowym w większej skali niż ma to miejsce obecnie. Duże znaczenie mają również nowe inwestycje, do których należy między innymi nowy odwiert produkcyjny Bańska PGP-3 na Podhalu, dzięki któremu możliwe będzie zwiększenie ilości odbiorców ciepła geotermalnego w Zakopanem, a także nowe projekty instalacji geotermalnych – niektóre z nich między innymi Poddębice są już w stadium końcowym.

## **Geotermia na tle innych odnawialnych źródeł energii**

Zasadniczym czynnikiem mającym wpływ na tempo rozwoju sektora energetyki geotermalnej są akty prawne i ustawy, na mocy których określone są możliwości wdrażania nowych inwestycji. Do rządowych dokumentów dotyczących odnawialnych źródeł energii, w tym energii geotermalnej, zalicza się *Politykę energetyczną Polski do 2030 r.* z dnia 10 listopada 2009 r., a także *Krajowy Plan Działania w zakresie energii ze źródeł odnawialnych* z dnia 7 grudnia 2010 r. Dokumenty te stanowią odpowiedź na wzrastające wymagania Unii Europejskiej związane z wykorzystaniem odnawialnych źródeł energii w polityce energetycznej krajów członkowskich. Największe znaczenie ma przy tym Dyrektywa 2009/28/EU *W sprawie promowania wykorzystania energii ze źródeł odnawialnych* (Dz. U. UE. L. 140/16. 5.6.2009). Głównym celem tej dyrektywy jest osiągnięcie 20% udziału OZE w końcowym zużyciu energii brutto do roku 2020 przez kraje członkowskie Unii Europejskiej. Dla Polski oznacza to wzrost

udziału OZE w zużyciu energii końcowej brutto do 15,5% (Dz. Urz. UE I. 140/16. 5.6.2009). Niestety wdrożenie dokumentów, jak dotąd nie wniosło ze sobą istotnego wzrostu wykorzystania energii geotermalnej względem innych odnawialnych źródeł energii.

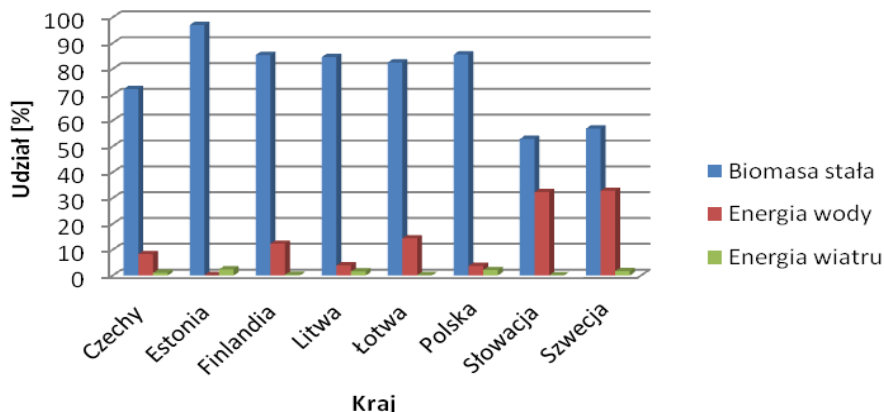
Pomimo dobrych warunków dla rozwoju energetyki geotermalnej na terenie Polski, w *Krajowym planie działania*, do roku 2020 brak informacji na temat możliwości produkcji prądu elektrycznego z energii geotermalnej, natomiast prognoza udziału głębokiej geotermii dla celów ciepłowniczych wynosi zaledwie 3% – dla porównania prognoza udziału energii słonecznej wynosi 8,5%, a dla biomasy 86% (Kępińska 2011). O dominacji wykorzystania biomasy w stosunku do innych odnawialnych źródeł energii świadczą również dane GUS z roku 2011, z których wynika iż biomasa traktowana jest w Polsce już od wielu lat w sposób priorytetowy (Berent-Kowalska i in. 2012).



Ryc.3. Procentowy udział poszczególnych źródeł OZE w całkowitym zużyciu energii odnawialnej w Polsce w roku 2011 (Berent-Kowalska i in. 2012)

Fig. 3. The percentage share of different sources of RES in the total consumption of renewable energy in Poland in the year 2011 (Berent-Kowalska i in. 2012)

Polska nie jest jednak jedynym krajem europejskim, który w sposób priorytetowy traktuje energię pochodzącą z biomasy stałej. Na podstawie danych pochodzących z GUS w roku 2010 również Estonia, Finlandia, Litwa, Łotwa, a także Czechy, Słowacja, czy Szwecja również uzyskały wysoki procent udziału biomasy w ogólnym pozyskaniu energii ze źródeł odnawialnych.



Ryc. 4. Udział energii z biomasy stałej w stosunku do energii wody i wiatru w wybranych krajach (Berent-Kowalska i in. 2012)

Fig. 4. The share of the solid biomass with comparison to wind and water energy in selected countries (Berent-Kowalska i in. 2012)

## Aspekty i regulacje prawne

Obecnie do aktów prawnych, na mocy których możliwe jest zarówno rozpoznanie jak i dokumentowanie, bądź pozyskiwanie energii geotermalnej (Mucha 2011) należą:

- prawo wodne (t.j. Dz. U. z 2012 r., Nr 0, poz. 145 z późn.zm.),
- prawo geologiczne i górnicze (t.j. Dz. U. z 2011 r., nr 163, poz. 981 z późn. zm.),
- prawo ochrony środowiska (t.j. Dz. U. z 2008 r., nr 25, poz. 150 z późn. zm.),
- prawo budowlane (t.j. Dz. U. z 2010 r., Nr 243, poz. 1623 z późn. zm.),
- swobodzie działalności gospodarczej (t.j. Dz. U. z 2010 r., nr 220, poz. 1447 z późn. zm.)

Należy przy tym zwrócić uwagę na fakt, że aktualnie obowiązujący w Polsce system prawny eksploatacji energii geotermalnej nie traktuje jej w sposób jednoznaczny co związane jest głównie ze sposobem eksploatacji, a także sposobem późniejszego wykorzystania wód podziemnych (Mucha 2011). Obecnie potencjalni inwestorzy muszą zmagać się z wieloma utrudnieniami, do jakich należą choćby wymogi wynikające z ustawy *Prawo wodne* (t.j. Dz. U. z 2012 r., Nr 0, poz. 145 z późn.zm), które w znaczny sposób wydłużają czas realizacji inwestycji.

W odpowiedzi na niekorzystne sytuacje związane z procesem pozyskiwania koncesji, oraz trudności z wdrażaniem nowych inwestycji geotermalnych w ostatnich latach zauważa się wzrost zaangażowania organizacji związanych ze środowiskiem geotermicznym, dzięki którym obecnie wdrożone zostały korzystniejsze regulacje prawne mające na celu wzrost wykorzystania energii geotermalnej w Polsce. Przykładami inicjatyw oraz projektów poprawy przepisów dotyczących prawnych i finansowych uregulowań są: Projekt EU *Geothermal Regulations – Heat*, GTR-H ([www.gtrh.eu](http://www.gtrh.eu)), *Deklaracja współpracy na rzecz rozwoju wykorzystania energii geotermalnej w Polsce* (Kępińska 2011), a także projekt

*Promowanie systemów geotermalnego centralnego ogrzewania w Europie (Promote Geothermal District Heating Systems in Europe, GEODH - [www.geodh.eu](http://www.geodh.eu)).*

Dzięki nowym uregulowaniom prawnym uchwalonym przez Sejm RP na przestrzeni ostatnich lat w prawie geologicznym i górnictwym uproszczone zostały procedury związane z pozyskiwaniem koncesji (obecnie są to koncesje na eksploatacje wód termalnych), wprowadzono również niższe opłaty za informację geologiczną dla nowych projektów inwestycyjnych oraz utrzymano zerową stawkę opłaty za eksploatację wód termalnych (Przybycin 2011). Według stanu z dnia 1 kwietnia 2013 roku, Minister Środowiska wydał łącznie 25 koncesji na poszukiwanie i rozpoznanie złóż wód termalnych i leczniczych oraz 12 koncesji na wydobywanie wód termalnych ([www.mos.gov.pl](http://www.mos.gov.pl)). Duży wpływ na rozwój geotermii w Polsce związane jest również z finansowym wsparciem inwestycji geotermalnych w ostatnich latach były to głównie środki pochodzące z Narodowego Funduszu Ochrony Środowiska i Gospodarki Wodnej (NFOŚiGW), czy też Wojewódzkich Funduszy Ochrony Środowiska i Gospodarki Wodnej (WFOŚiGW), a także prywatne środki inwestorów, bądź też zewnętrzne środki finansowe pochodzących z Unii Europejskiej.

Warto jednak zwrócić szczególną uwagę, że pomimo dużego zaangażowania różnych jednostek i poprawy niektórych przepisów prawnych w dalszym ciągu brak jest jasno sprecyzowanych uregulowań prawnych, dzięki którym nowe projekty nie napotykałyby licznych utrudnień, które w znacznym stopniu zniechęcają potencjalnych inwestorów jak i ich biznesowych partnerów. Brak również środków finansowych, które mogłyby ograniczyć ryzyko geologiczne nie wątpliwie związane z inwestycjami geologicznymi, czy też systemu przyznawania certyfikatów jakie funkcjonują choćby w przypadku generacji prądu elektrycznego pochodzącego z odnawialnych źródeł energii (Kępińska 2011).

### **Perspektywy rozwoju energii geotermalnej w Polsce**

Biorąc pod uwagę wzrost zainteresowania energią geotermalną w Polsce można stwierdzić, że w nadchodzących latach wzrost jej wykorzystania w porównaniu do innych źródeł odnawialnych będzie coraz większy. Ważnym czynnikiem w dalszym rozwoju geotermii jest również szeroka współpraca z przedstawicielami samorządów lokalnych, którzy stanowią obecnie największy potencjał odbiorczy energii. Dzięki wdrażanym projektom związanym z promowaniem energetyki geotermalnej świadomość mieszkańców poszczególnych regionów zarówno w zakresie geotermii jak również w zakresie poszanowania i ochrony środowiska naturalnego z roku na rok stopniowo wzrasta. Dzięki funkcjonującym instalacjom możliwa jest obserwacja korzyści płynących z wykorzystania energii geotermalnej zarówno w strefie ekologicznej, jak i ekonomicznej. Nie można oczywiście pomijać dużej roli w promowaniu wykorzystania energii geotermalnej jaką odgrywają ośrodki rekreacyjne i lecznicze, które obecnie w Polsce cieszą się dużą popularnością stanowiąc atrakcję turystyczną sprzyjającą rozwojowi regionalnemu. Ważnym jest jednak, aby w przyszłości energetyka geotermalna nie była kojarzona jedynie z ośrodkami rekreacyjnymi, choć ich znaczenie również odgrywa ważną

rolę, jednak w większym stopniu wykorzystywano ją w celach grzewczych, a w przyszłości również do kogeneracji prądu elektrycznego. Wykorzystanie energii geotermalnej może stanowić bardzo ważny sektor odnawialnych źródeł energii, a także przyczynić się do spadku emisji zanieczyszczeń, które dostają się do atmosfery w wyniku spalania paliw konwencjonalnych.

*Podziękowania: Składam serdeczne podziękowania dla Pani prof. dr hab. inż. Beaty Kępińskiej za cenne uwagi i wskazówki udzielane podczas pisania niniejszego artykułu.*

## Literatura:

- Berent-Kowalska G., Kacprowska J., Kacperczyk G., Jurgaeo A. i in., 2012. *Energia ze źródeł odnawialnych w 2011 r. Informacje i opracowania statystyczne*. GUS, Warszawa.
- Górecki W. (red.) Adamczyk A.F., Szczepański A., Szklarczyk T., 1990. *Atlas wód geotermalnych Niżu Polskiego*. ISE AGH Kraków. Okręgowe Przedsiębiorstwo Geodezyjno-Kartograficzne.
- Górecki W. (red.) Kuźniak T., Łapinkiewicz A.P., Maćkowski T., Strzetelski W., Szklarczyk., 1995. *Atlas zasobów energii geotermalnej na Niżu Polskim*. Towarzystwo Geosynoptyków „Geos”.
- Górecki W. (red.), Szczepański A., Sadurski A., Hajto M., Papiernik B., Kuźniak T., Kozdra T., Soboń J., Szewczyk J., Sokołowski A., Strzetelski W., Haładus A., Kania J., Kurzydłowski K., Gonet A., Capik M., Śliwa T., Ney R., Kępińska B., Bujakowski W., Rajchel L., Banaś J., Solarski W., Mazurkiewicz B., Pawlikowski M., Nagy S., Szamalek K., Feldman-Olszewska A., Wagner R., Kozłowski T., Malenta Z., Sapińska-Śliwa A., Sowiżdżał A., Kotyza J., Leszczyński K.P., Gancarz M., 2006a. *Atlas zasobów geotermalnych na Niżu Polskim – formacje mezozoiku*. Ministerstwo Środowiska. ZSE AGH.
- Górecki W. (red.), Szczepański A., Sadurski A., Hajto M., Papiernik B., Szewczyk J., Sokołowski A., Strzetelski W., Haładus A., Kania J., Rajchel L., Feldman-Olszewska A., Wagner R., Leszczyński K.P., Sowiżdżał A., 2006b. *Atlas zasobów geotermalnych na Niżu Polskim – formacje paleozoiku*. Ministerstwo Środowiska. ZSE AGH.
- Górecki W. (red.), Szczepański A., Oszczytko N., Hajto M., Oszczytko-Clowes M., Papiernik B., Kępińska B., Czopek B., Haładus A., Kania J., Banaś J., Kurzydłowski K., Roźniatowski K., Solarski W., Mazurkiewicz B., Kuźniak T., Machowski G., Michna M., Soboń J., Luboń W., Pełka G., Rajchel L., Sowiżdżał A., Kotyza J., Capik M., Hałaj E., Harasimiuk M., Bujakowski W., Barbacki A., Hołojuch G., Kasztelewicz A., Pająk L., Tomaszewska B., Chowaniec J., Zuber A., Malata T., Augustyńska J., Operacz T., Freiwald P., Patorski R., Witek K., Czerwińska B., Gąsiorek E., Ślimak Cz., Wartak W., Skupień M., Goryl M., Cichoń K., Budrewicz R., Budzisz P., Zastrzeżyńska J., Dowgiałło J., 2011. *Atlas zasobów wód i energii geotermalnej Karpat Zachodnich*. Wyd. AGH KSE, Kraków.
- Górecki W. (red.), Sowiżdżał A., Jasnos J., Papiernik B., Hajto M., Machowski G., Kępińska B., Czopek B., Kuźniak T., Kotyza J., Luboń W., Pełka G., Zając A., Szczepański A., Haładus A., Kania J., Banaś J., Solarski W., Mazurkiewicz B., Zubrzycki A., Luboń K., Peryt T. (i in.), 2012. *Atlas geotermalny zapadlika przedkarpacciego*. AGH KSE, Kraków.
- Kępińska B., 2008. *Geothermal energy use in Europe Proceedings of the 30th Anniversary Workshop of the United Nations University Geothermal Training Programme, Reykjavik, Iceland, 26-27 August 2008*. pp. 1-14.
- Kępińska B., 2011. *Energia geotermalna w Polsce – Stan wykorzystania, perspektywy rozwoju*. [W:] Technika Poszukiwań Geologicznych. Geotermia, Zrównoważony Rozwój. Nr 1–2, Str. 7–17.

Kępińska B., 2013. *Geothermal Energy Use, Country Update for Poland. European Geothermal Congress 2013*. Pisa, Italy (w druku).

Mucha W., 2011. *Geotermia w Polsce – aktualne regulacje prawne*. [W:] Technika Poszukiwań Geologicznych. Geotermia, Zrównoważony Rozwój. Nr 1 – 2, Str. 267-276.

Przybycin A., 2011. *Działania resortu środowiska w celu promowania geotermii*. [W:] Technika Poszukiwań Geologicznych. Geotermia, Zrównoważony Rozwój. Nr 1–2, Str. 23-25.

Wójcicki A., 2012. *Geotermia A CCS i CCU*. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego 448, Str. 239-246.

*Krajowy Plan Działania w zakresie energii ze środków odnawialnych*. Ministerstwo Gospodarki. Warszawa. Listopad 2010.

*Polityka energetyczna Polski do 2030 roku*. Ministerstwo Gospodarki. Monitor Polski, 2010 r., nr 2, poz. 11. 2010.

Ustawa z dnia 10.01.2012r. *Prawo wodne* (t.j. Dz. U. z 2012 r., Nr 0, poz. 145 z późn.zm.)

Ustawa z dnia 9.06.2011r. *Prawo geologiczne i górnicze* (t.j. Dz. U. z 2011 r. Nr 163, poz. 981 z późn.zm.)

Ustawa z dnia 23.01.2008r. *Prawo ochrony środowiska* (t.j. Dz. U. z 2008 r., nr 25, poz. 150 z późn. zm. z późn.zm.)

Ustawa z dnia 12.11.2010r. *Prawo budowlane* (t.j. Dz. U. z 2010 r., Nr 243, poz. 1623 z późn. zm. z późn.zm.)

Ustawa z dnia 14.11.2010r. o swobodzie działalności gospodarczej (t.j. Dz. U. z 2010 r., nr 220, poz. 1447 z późn. zm.)

Dyrektywa 2009/28/EU w sprawie promowania wykorzystania energii ze źródeł odnawialnych Dz. U. UE. L. 140/16. 5.6.2009

#### Źródła internetowe

[www.geodh.eu](http://www.geodh.eu)

[www.gtrh.eu](http://www.gtrh.eu)

[www.mos.gov.pl](http://www.mos.gov.pl)

[www.termymaltańskie.com.pl](http://www.termymaltańskie.com.pl)



# SKŁAD CHEMICZNY I JAKOŚĆ WÓD PODZIEMNYCH CZWARTORZĘDOWEGO PIĘTRA WODONOŚNEGO W REJONIE ZESPOŁU SKŁADOWISK W TYCHACH-URBANOWICACH

**Dominika Dąbrowska, Andrzej J. Witkowski**

Uniwersytet Śląski, Wydział Nauk o Ziemi, Katedra Hydrogeologii i Geologii Inżynierskiej,  
Sosnowiec

## **The chemical composition and quality of groundwater of the quaternary aquifer in the region of the system of landfills in Tychy-Urbanowice**

*The system of landfills in Tychy-Urbanowice consists of active (two cells) and closed (one cell) landfill. This area is covered by two groundwater monitoring networks. The first network for active landfill is created by 7 piezometers (P1, P2, P3, P4, P5, P15, P16). The closed part is monitored by 11 boreholes (P1, P2, P8, P9, P10, P16, P17, P17A, P18, P19, P19A).*

*There are P1, P2 between closed and active landfills, P8, P9 are located west of the closed landfill. P15, P16 monitor the incoming groundwater. P18 is located on a closed landfill's plateau. Other piezometers are installed at the outflow.*

*Although a double system of monitoring provides new results, it isn't possible to analyze of them because the measurements for both an active and a closed landfill aren't done simultaneously.*

*The bore P18 gives very interesting results. The values of a lot of indicator parameters in this borehole are exceeded, for example  $\text{HCO}_3^-$ , Cl. So far the biggest total of the dissolved solids in this piezometer was measured in 2006 and it was equal to 27 740mg/dm<sup>3</sup>. The best results are measured in piezometers located in a tributary of groundwater.*

*The chemical composition of groundwater for years 2008-2010 in the region of the system of landfills in Tychy-Urbanowice was characterized using modified classification of Szczukariew-Prikłowski. In a classical version of this classification we consider ions, whose content exceeds 20% of total sum of ions. A modified classification sets a chemical type of water based on 17%. The classification for 12 piezometers showed 11 chemical types of water. Most of them don't*

occur in natural conditions, for example  $\text{HCO}_3\text{-Cl-Na-Ca-NH}_4$  (P17A, P19A),  $\text{HCO}_3\text{-Cl-NH}_4\text{-Na-K}$  (P18).

According to The regulation of the Ministry of Environment of 23 July 2008 on the criteria and method of assessment of the groundwater status, groundwater of the most piezometers in the region of landfills in Tychy-Urbanowice is classified to be of poor chemical status. The acceptable limits were exceeded for  $\text{NH}_4^+$ ,  $\text{NO}_3^-$ ,  $\text{NO}_2^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Cd}^{2+}$ . Two years ago a good status showed groundwater in P11 and P15.

The chemical composition of groundwater and quality in the region of the system of landfills in Tychy-Urbanowice are closely related to the construction and the security system of the base. Closed landfill hasn't got any protection and it contributes to a faster migration of contamination. Contrary to a closed landfill, an active landfill has got security system and protect groundwater against contamination as large as in P18.

**Keywords:** landfill, monitoring, groundwater quality

## Wstęp

Zespół składowisk odpadów komunalnych w Tychach–Urbanowicach składający się z czynnego i nieczynnego składowiska jest ciekawym przykładem obiektu stanowiącego zarówno potencjalne (nowe składowisko) jak i rzeczywiste (składowisko nieczynne) ognisko zanieczyszczeń wód podziemnych, które posiada rozbudowany i stosunkowo dobrze funkcjonujący system lokalnego monitoringu. Z uwagi na dosyć proste warunki hydrogeologiczne i leżący w podłożu odkryty i bardzo podatny na zanieczyszczenie czwartorzędowy poziom wodonośny drenowany przez sąsiadującą rzekę obiekt ten stanowi doskonały poligon do wieloaspektowych badań nad negatywnym oddziaływaniem składowisk odpadów komunalnych na wody podziemne. Składowiska te są także doskonałym, często odwiedzanym przez uczniów i studentów, obiektem dydaktycznym dotyczącym nowoczesnej gospodarki odpadami, monitoringu i zapobiegania negatywnemu oddziaływaniu odpadów komunalnych na środowisko.

Niniejszy artykuł prezentuje wyniki realizowanego w rejonie tych składowisk w latach 1995-2012 lokalnego monitoringu jakości wód podziemnych.

## Ogólna charakterystyka składowisk

W skład badanego zespołu składowisk odpadów komunalnych w Tychach-Urbanowicach wchodzi składowisko nieczynne, zrehabilitowane i składowisko czynne oraz sortownia odpadów, system ujmowania i wykorzystywania gazu składowiskowego i budynek administracyjno-dydaktyczny o łącznej powierzchni 12,7 ha.

Nieczynne składowisko o powierzchni 3,5 ha istniało już przed 1988 rokiem, kiedy składowano tam odpady o charakterze budowlanym. W 1988 roku składowisko rozpoczęło pracę jako składowisko odpadów komunalnych miasta Tychy.

W 1994 roku wybudowano nowe składowisko (ok. 15-25 m na wschód od starego składowiska). Budowa tego składowiska, składającego się dwóch oddzielnych kwater była realizowana etapami i z zastosowaniem innych technik uszczelniania podłoża. Kwatera pierwsza (KW-1/1) oddana do użytku w 1994 roku ma system uszczelnień złożony z dwóch folii PEHD o grubości 1,5 mm rozdzielonych 30 centymetrową warstwą piasku. System uszczelnień obejmuje także skarpy pierwszej kwatery (warstwa piasku o grubości 10 cm, folia PEHD o grubości 1,5 mm). Kwatera ta posiada potrójny system drenażu: drenaż odcieków (nadfoliowy), drenaż międzyfoliowy oraz podfoliowy (w gruncie rodzimym).

W 2004 roku otwarto II kwaterę nowego składowiska (KW-1/2). Kwatera KW-1/2 o nieckowatym kształcie została ukształtowana przez niwelację terenu a następnie przez obwałowanie. Niecka pokryta jest od spodu warstwą bentomatu o grubości 6 mm, folią PEHD o grubości 2 mm, geowłókniną o gramaturze 800 g/m<sup>2</sup> i warstwą osłonowo-filtracyjną z piasku o grubości 40 cm. W obrębie tej kwatery prowadzone funkcjonuje podwójny system drenażowy składający się z drenażu nadfoliowego (odcieków) i drenażu podfoliowego. Ujmowane odcieki odprowadzane są kolektorem do pobliskiej oczyszczalni ścieków. Aktualnie obydwie kwatery są połączone w jedno nadpoziomowe składowisko.

## **Budowa geologiczna i warunki hydrogeologiczne**

Pod względem geologicznym zespół składowisk leży w centralnej części Górnosląskiego Zagłębia Węglowego, w obrębie zapadliska przedkarpackiego. Profil geologiczny stanowią utwory karbonu, lokalnie triasu, neogenu (miocen) i czwartorzędu.

Karbon w postaci warstw łaziskich zbudowanych z piaskowców oraz z mułowców stanowi podłoże dla osadów młodszych. Lokalnie na utworach karbonu zalegają wyerodowane fragmenty platformy Triasu Śląskiego. Słaboprzepuszczalny kompleks ilasty z wkładkami gipsów, piaskowców i żwirów (Witkowski i in. 2001) tworzy osady miocenu. Osady czwartorzędowe występują tu w formie plejstocenijskich utworów akumulacji rzecznej i zastoiskowej i wykształcone są w postaci piasków różnoziarnistych o barwie żółtej do szarżółtej, niekiedy gliniastych i zwięzłych. Oprócz piasków w mniejszym stopniu występują tu żwiry. Lokalnie pojawiają się gliny, gliny piaszczyste, pylaste i pyły. Miąższość osadów czwartorzędowych jest zmienna w granicach od 12,5 do 17 m (Witkowski, Żurek 2007).

W bezpośrednim podłożu składowisk występuje czwartorzędowe piętro wodonośne odizolowane, od występujących poniżej piętra triasowego (występującego lokalnie) i karbońskiego, miąższym kompleksem słabo przepuszczalnych utworów ilastych miocenu (ok. 80 m). W tej sytuacji na wpływ działalności antropogenicznej narażone jest tylko piętro czwartorzędowe, które w rejonie składowisk tworzy jeden poziom wodonośny związany z utworami piaszczysto-żwirowymi praktycznie nieizolowanymi od powierzchni terenu. Lokalnie

poziom ten za sprawą słabo przepuszczalnych utworów gliniasto-ilastych rozdziela się na dwie warstwy pozostające w łączności hydraulicznej. Generalny przepływ wód podziemnych tego piętra odbywa się w kierunku południowym (Ryc. 1), a jego podstawę drenażu stanowi rzeka Gostynia.

Zwierciadło wody ma przeważnie charakter swobodny i jest położone na głębokości od ok. 2 m p.p.t. (na północ od składowisk w rejonie piezometru P15) do ok. 9 m p.p.t. (w części południowej, w rejonie piezometru P8). Największa głębokość (ok. 12,5 m p.p.t.) notowana była w piezometrze P18 zlokalizowanym na wierzcholinie nieczynnego składowiska. Tam, gdzie utwory gliniasto-pylaste rozdzielają poziom wodonośny, zwierciadło ma charakter napięty (P18, P16 i P1).

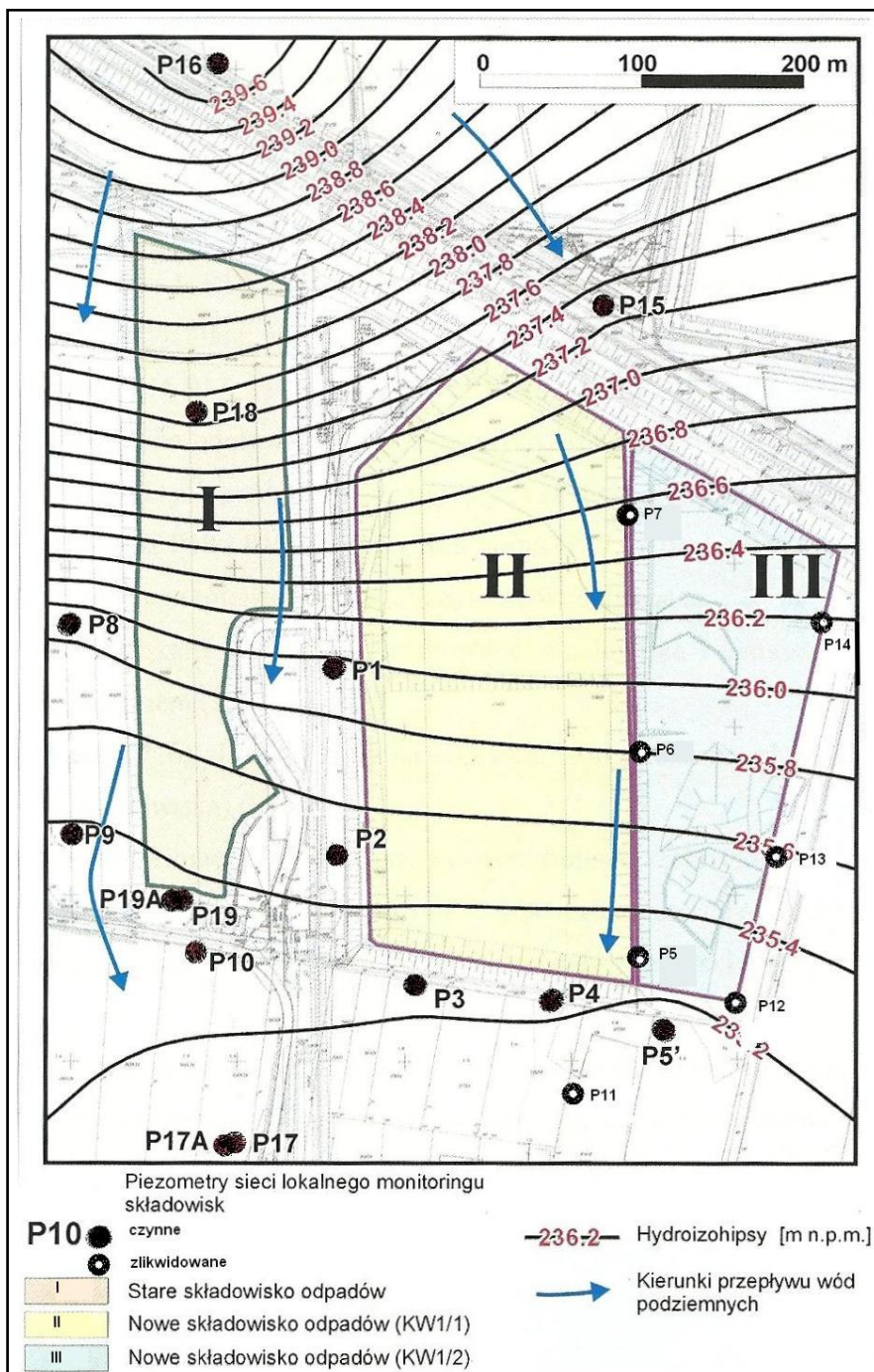
### **Sieć monitoringu jakości wód podziemnych**

Zespół składowisk w Tychach-Urbanowicach jest objęty monitoringiem od 1995 roku. Pierwotna sieć piezometrów do obserwacji czwartorzędowego piętra wodonośnego została wykonana pod koniec 1993 i na początku roku 1994.

Pierwsze opróbowanie miało miejsce w 1995 roku. Początkowo sieć liczyła 14 piezometrów. Były to piezometry do P1 do P14. Wszystkie te piezometry, za wyjątkiem P7 (ok. 12 m), posiadały głębokość ok. 16 m i ujmowały wody całego czwartorzędowego piętra wodonośnego. W wyniku licznych reorganizacji sieci polegających na utworzeniu kilku nowych piezometrów, w tym piezometrów gniazdowych, a także na likwidacji piezometrów zlokalizowanych we wschodniej części nowego składowiska, obecnie sieć monitoringu złożona jest łącznie z 15 piezometrów (Ryc. 1) wchodzących w skład praktycznie oddzielnych dwóch podsystemów obejmujących monitoring nieczynnego i czynnego składowiska (Ryc. 2). Pierwszy z podsystemów obejmujący monitoring starego składowiska, złożony jest z piezometrów P1, P2, P8, P9, P10, P16, P17, P17A, P18, P19 i P19A. Z kolei podsystem drugi realizowany w ramach lokalnego monitoringu jakości wód podziemnych czynnego składowiska odpadów obejmuje obecnie tylko 7 piezometrów (P1, P2, P3, P4, P5', P15 i P16) (Dąbrowska 2012).

Likwidacja trzech piezometrów od wschodniej strony nowego składowiska powoduje brak aktualnych danych do określenia zasięgu ewentualnego negatywnego oddziaływania składowiska w tym kierunku i także znacznie zmniejsza wskaźnik reprezentatywności sieci monitoringowej, która aktualnie nadal spełnia wymogi formalne (Dz. U. Nr 220, poz. 1858).

Piezometry P15 i P16 zlokalizowane są na dopływie wód podziemnych w rejon składowisk, przy czym pierwszy z nich monitoruje dopływ wód do nowych kwater. Na odpływie wód podziemnych z rejonu nowego składowiska umieszczone są piezometry P3, P4, P5', natomiast z nieczynnego piezometr P10 oraz cztery nowe piezometry gniazdowe usytuowane w dwóch grupach (P17, P17A i P19, P19A), ujmujących stropowe (P17 i P19) oraz spągowe (P17A i P19A) partie warstwy wodonośnej. Głębokość pojedynczych piezometrów waha się od 12 do 18 m i ujmują one całą miąższość warstwy wodonośnej. Jedyнным piezometrem ujmującym wody pod nieczynnym składowiskiem jest zlokalizowany na jego wierzcholinie piezometr P18.



Ryc. 1. Mapa hydroizohips czwartorzędowego piętra wodonośnego w rejonie składowisk w Tychach-Urbanowicach (czerwiec 2012) (Witkowski 2013)

Fig. 1. The map of hydroisohypses of the quaternary aquifer in the region of the system of landfills in Tychy-Urbanowice (June 2012) (Witkowski 2013)

Zgodnie z Rozporządzeniem Ministra Środowiska z dnia 9 grudnia 2002 r. w sprawie zakresu, czasu, sposobu oraz warunków prowadzenia monitoringu składowisk odpadów /Dz. U. Nr 220, poz. 1858/, punkty monitoringu sieci lokalnej nowego, czynnego składowiska opróbowywane są raz na kwartał, a starego, nieczynnego składowiska raz na pół roku.

### **Skład chemiczny i jakość wód podziemnych w rejonie badanych składowisk**

Realizowany lokalny monitoring jakości wód podziemnych obejmował zarówno badania terenowe jak i laboratoryjne. Konieczność wykonywania pierwszych z nich spowodowana jest nietrwałością niektórych parametrów hydrochemicznych. W terenie oznaczano: temperaturę, przewodność elektrolityczną właściwą, odczyn – pH, potencjał redoks – Eh, mętność, barwę, zapach, zasadowość i kwasowość. Zakres badań laboratoryjnych zmieniał się w czasie. Obecnie, w piezometrach zaliczanych do sieci nieczynnego składowiska, oznacza się: wapń, magnez, sód, potas, żelazo, mangan, cynk, kadm, miedź, nikiel, ołów, bor, jon amonowy, chlorki, siarczany, azotany, azotyny, wodorowęglany, fosforany, OWO. W ramach lokalnego monitoringu składowiska czynnego badania laboratoryjne obejmują oznaczenia: chromu, cynku, miedzi, kadmu, niklu, ołowiu, rtęci, chlorków, siarczanów, azotanów, azotynów, fosforu, azotu ogólnego i WWA.

Poboru prób wód podziemnych dokonano przy pomocy monitoringowej pompy głębinowej (MP-1), po uprzednim wypompowaniu 3 objętości słupa wody stagnującej w piezometrze. W badaniach prowadzonych w terenie przyjęto zasadę oznaczania składników rozpuszczonych w wodzie, co wymagało filtrowania w terenie prób przez filtr membranowy 0,45  $\mu\text{m}$ . Filtrację prowadzono „on line” w prasie filtracyjnej, bez kontaktu z powietrzem.

Skład chemiczny i jakość wód podziemnych w rejonie składowisk zostały ocenione na podstawie wyników badań laboratoryjnych z lat 1995-2012. Badane wody podziemne czwartorzędowego piętra wodonośnego w rejonie składowisk charakteryzują się znacznie podwyższonymi stężeniami szeregu składników z wyraźnie zaznaczającym się ich zróżnicowaniem przestrzennym związanym z lokalizacją piezometrów na tle układu hydrodynamicznego oraz w stosunku do monitorowanych składowisk.

Mineralizacja badanych wód jest bardzo zróżnicowana i w analizowanym okresie zmieniała się od 243  $\text{mg}/\text{dm}^3$  w piezometrze P9 (2006), zlokalizowanym na zachód od składowiska, do 27 440  $\text{mg}/\text{dm}^3$  w piezometrze P18 (2009) ujmującym wody spod nieczynnego składowiska. Najniższe wartości mineralizacji notuje się w strefie dopływu wód podziemnych w rejon składowisk (piezometry P15, P16) oraz na zachód od składowiska nieczynnego (piezometry P8, P9).

Ogólnie wody w obrębie badanych składowisk zalicza się do wód od słodkich do silnie zmineralizowanych (Pazdro, Kozerski 1990). Wody silnie zmineralizowane występują pod nieczynnym składowiskiem (w P18) oraz w głębszych partiach monitorowanego poziomu wodonośnego w strefie odpływu wód (w P19A i P17A).

Analizowane wody cechują się odczynem słabo kwaśnym do słabo zasadowego. W opisywanym przedziale czasowym najniższą wartość pH równą 3,4 odnotowano w piezometrze P3 (2005), a najwyższą równą 8,2 odnotowano w P18 (2011). Wysokie wartości pH zaznaczają się również w wodach w strefie odpływu w bezpośrednim sąsiedztwie składowiska (P19, P19A).

Zawartość jonów wodorowęglanowych w poszczególnych piezometrach jest zdecydowanie zróżnicowana. Najwyższe stężenie równe 15586 mg/dm<sup>3</sup> zaobserwowano w piezometrze P18 (2012). Najniższą wartość jonów wodorowęglanowych równą 65,8 mg/dm<sup>3</sup> pomierzono w piezometrze P8 (2012). Zawartość jonów siarczanowych w monitorowanych wodach podziemnych była i jest mniej zróżnicowana w stosunku do wodorowęglanów. Zawartość jonów siarczanowych w wodach podziemnych w rejonie składowisk zmieniała się od 1,4mg/dm<sup>3</sup> w P3 (2004) do 676 mg/dm<sup>3</sup> w P10 (1996). Wartość stężenia konserwatywnych jonów chlorkowych w wodach podziemnych w rejonie składowisk w analizowanym okresie czasu wahała się w przedziale od 38 mg/dm<sup>3</sup> w P11 (2012) do 4900 mg/dm<sup>3</sup> w P18 (2012).

Spśród kationów dość duże zróżnicowanie zawartości obserwuje się w przypadku jonów sodu, którego głównym źródłem (podobnie jak i chlorków) w badanych wodach podziemnych są odcieki z nieczynnego składowiska. Stężenie jonów sodu zmieniało się w granicach od 26 mg/dm<sup>3</sup> w P8 (2012) do 3576 mg/dm<sup>3</sup> w P18 (2012).

Bardzo istotne z punktu widzenia oceny wpływu składowisk odpadów komunalnych na wody podziemne są badania zawartości w nich jonów boru, które występują w ściekach, odpadach i tym samym w odciekach ze składowisk. Bor to łatwo migrujący konserwatywny wskaźnik zanieczyszczeń, który w naturalnych wodach podziemnych na terenie Polski jest spotykany w ilościach śladowych bardzo rzadko przekraczając 0,05 mg/dm<sup>3</sup>. W badanym obszarze stężenia jonów boru wahały się od 0,015 mg/dm<sup>3</sup> w P16 (2010) usytuowanym poza potencjalnym wpływem nieczynnego składowiska, w strefie dopływu wód, do 4,98 mg/dm<sup>3</sup> w strefie odpływu (w P-10 w 2003 roku) i aż do 21,2 mg/dm<sup>3</sup> pod składowiskiem (w P18 w 2009 roku).

Wykonany w 2008 roku model migracyjny (Sitek i in. 2010) wskazał na przemieszczanie się boru na południe od składowiska w kierunku rzeki Gostyni i określił zasięg migrującej od składowiska chmury zanieczyszczeń, której długość szacuje się na ok. 1 km.

Ważne w rejonach potencjalnego oddziaływania składowisk odpadów komunalnych są także badania zawartości w wodach podziemnych różnych form azotu. Szczególnie istotne są oznaczenia jonów amonowych. Zawartość tych jonów w monitorowanych wodach podziemnych wahała się od 0,24 mg/dm<sup>3</sup>, w piezometrze P16 (2001) usytuowanym w strefie dopływu, do 1812 mg/dm<sup>3</sup>, w piezometrze P19A (2010) na odpływie, aż do 3843 mg/dm<sup>3</sup> (2010) piezometrze P18 monitorującym wody pod nieczynnym składowiskiem. Zawartość jonów azotynowych była także zróżnicowana i generalnie niewielka wahała się od 0,003 mg/dm<sup>3</sup> w piezometrze P16 (2001) do 40,660 mg/dm<sup>3</sup>, incydentalnie w piezometrze P3 (1999). Najniższe stężenie azotanów równe 0,45 mg/dm<sup>3</sup> odnotowano w P17A (2012) a najwyższe 99 mg/dm<sup>3</sup> w P16 (2012).

Wyniki pomiarów z piezometrów gniazdowych (P17, P17A i P19, P19A) wskazują na występowanie w strefie odpływu wód z obszaru nieczynnego składowiska pionowej strefowości hydrochemicznej. Strefowość ta dotyczy większości z badanych wskaźników zanieczyszczeń. Suma substancji rozpuszczonych w spągowej części czwartorzędowego piętra wodonośnego była nawet 3 razy większa niż w części stropowej. Zawartość chlorków w dolnej części piętra czwartorzędowego była większa ok. 4 razy, a siarczanów nawet 5. Wyniki te świadczą o pograżaniu się chmury zanieczyszczeń i jej przemieszczaniu się w dolnych partiach warstwy wodonośnej.

O negatywnym oddziaływaniu nieczynnego składowiska na wody podziemne świadczą także stwierdzone wielojonowe typy wód. Uwzględniając zmodyfikowaną klasyfikację Szczukariewa-Prikołńskiego (Witkowski 2008) wody pod składowiskiem zakwalifikowano do typu  $\text{HCO}_3\text{-Cl-NH}_4\text{-Na-K}$  (P18) natomiast w strefie odpływu do typu  $\text{HCO}_3\text{-Cl-Na-Ca-NH}_4$  (P17A, P19A). Warto podkreślić, że większość uzyskanych w tej klasyfikacji typów wód w warunkach naturalnych nie występuje, a w żadnym z badanych piezometrów nie stwierdzono typowych dla tego rejonu wód antropogenicznie niezmiennych typu  $\text{HCO}_3\text{-Ca}$ .

Od 2008 roku dla określenia jakości wód podziemnych stosowana jest klasyfikacja zgodna z Rozporządzeniem Ministra Środowiska z dnia 23 lipca 2008 r. w sprawie kryteriów i sposobu oceny stanu wód podziemnych (Dz. U. Nr 143, poz. 896). Z przeprowadzonej klasyfikacji dla wód zespołu składowisk wynika, że większość wyników zalicza się do słabego stanu chemicznego. Jest to spowodowane przekroczeniem dopuszczalnych stężeń niektórych parametrów. Dopuszczalne granice zostały przekroczone w przypadku: mętności, pH, jonów amonowych, azotanów, siarczanów, żelaza, manganu, OWO, chlorków, sodu, potasu, niklu i kadmu.

Wyniki badań z trzech ostatnich lat wskazują, na generalne niewielkie pogorszenie się jakości wód podziemnych w większości piezometrów. Wyjątek stanowi piezometr P5, w którym nie stwierdzono zmian jakości monitorowanych wód. Zdecydowanie najgorszą jakością charakteryzują się wody pod starym składowiskiem ujmowane w piezometrze P18 (występują tu bardzo duże stężenia jonu amonowego, wodorowęglanów, chlorków, sodu, boru, potasu). Niezbyt optymistyczne są też wyniki ze znajdujących się w strefie odpływu wód z nieczynnego składowiska piezometrów gniazdowych P17, P17A a zwłaszcza z piezometrów P19 i P19A znajdujących się w bezpośrednim jego sąsiedztwie (Ryc.1).

Biorąc pod uwagę wyniki najnowszych badań monitoringowych dla wszystkich piezometrów oraz Rozporządzenie Ministra Zdrowia z dnia 20 kwietnia 2010 r. zmieniające rozporządzenie w sprawie jakości wody przeznaczonej do spożycia przez ludzi /Dz. U. Nr 72, poz. 466/ należy stwierdzić, że wody podziemne w rejonie składowisk nie nadają się do celów konsumpcyjnych.



## Podsumowanie

Wyniki realizowanego od 18 lat monitoringu jakości wód podziemnych w rejonie zespołu składowisk odpadów komunalnych w Tychach-Urbanowicach jednoznacznie wskazują na duży negatywny wpływ nieczynnego składowiska na jakość wód podziemnych czwartorzędowego piętra wodonośnego. W strefie odpływu wód z obszaru nieczynnego składowiska obserwowana jest pionowa strefowość hydrogeochemiczna wskazująca na pogrążanie się chmury zanieczyszczeń i jej migrację w spągowych partiach warstwy wodonośnej w kierunku południowym. Stwierdzenie tego faktu nie byłoby możliwe bez badań w piezometrach gniazdowych, których instalacja przy tego typu obiektach jest jak najbardziej celowa. Nie obserwuje się negatywnego oddziaływania czynnego składowiska na wody podziemne.

## Literatura

- Dąbrowska D., 2012. *Zmienność składu chemicznego wód podziemnych w rejonie nieczynnego składowiska odpadów komunalnych w Tychach-Urbanowicach, Praca magisterska*. Uniwersytet Śląski, Sosnowiec.
- Pazdro Z., Kozerski B., 1990. *Hydrogeologia ogólna*. Wydawnictwa geologiczne, Warszawa.
- Sitek S., Witkowski A., Kowalczyk A., Żurek-Pucek A., 2010. *Ocena oddziaływania składowiska odpadów komunalnych w Tychach na środowisko wód podziemnych w świetle badań modelowych*. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, nr 442, Hydrogeologia, z. XI. Warszawa, 147–152.
- Witkowski A. i in., 2001. *Monitoring wód podziemnych na składowisku odpadów komunalnych w Tychach-Urbanowicach – Sprawozdania z badań wykonanych w latach 1995-2001*. Uniwersytet Śląski, Sosnowiec.
- Witkowski A. i in., 2008. *Ocena zasięgu i skali negatywnego wpływu starego (nieczynnego) składowiska na wody podziemne czwartorzędowego piętra wodonośnego w Tychach-Urbanowicach*. Uniwersytet Śląski, Sosnowiec.
- Witkowski A., 2013. *Monitoring jakości wód podziemnych dla fazy poeksploatacyjnej składowiska odpadów komunalnych w Tychach-Urbanowicach w 2012 roku*. ZBU Intergeo Sp. z o.o., Sosnowiec.
- Witkowski A., i in., 2006. *Ocena przyczyn zanieczyszczenia wód podziemnych czwartorzędowego piętra wodonośnego w rejonie starego składowiska odpadów w Tychach-Urbanowicach*. ZBU Intergeo Sp. z o.o., Sosnowiec.
- Witkowski A., Żurek A., 2007. *Wpływ starych, zrehabilitowanych składowisk odpadów komunalnych na wody podziemne*. [W:] Współczesne Problemy Hydrogeologii. T.13. Szczepański A., Kmiecik E., Żurek A. (red.). Kraków, 625–633.
- Rozporządzenie Ministra Środowiska z dnia 23 lipca 2008r. w sprawie kryteriów i sposobu oceny stanu wód podziemnych /Dz. U. Nr 143, poz. 896/.
- Rozporządzenie Ministra Środowiska z dnia 9 grudnia 2002r. w sprawie zakresu, czasu, sposobu oraz warunków prowadzenia monitoringu składowisk odpadów /Dz. U. Nr 220, poz. 1858/.
- Rozporządzenie Ministra Zdrowia z dnia 20 kwietnia 2010r. zmieniające rozporządzenie w sprawie jakości wody przeznaczonej do spożycia przez ludzi /Dz. U. Nr 72, poz. 466/.

# WPŁYW BUDOWY GEOLOGICZNEJ NA WYSTĘPOWANIE ŹRÓDEŁ W ZACHODNIEJ CZĘŚCI PODHALA

**Karol Majewski**

*Uniwersytet Pedagogiczny, Wydział Geograficzno-Biologiczny, Instytut Geografii, Kraków*

## **Effect of geology on occurrence of springs in the western part of Podhale region**

*The paper presents the results of analysis of the location of springs on the background of geological structures in the western part of the Podhale region (Polish Central Carpathians). The study area included Gubałowskie foothills, Sub-Tatra Trough and Pieniny Klippen Belt located west to the Biały Dunajec river. 1719 outflows have been inventoried using: topographic and thematic maps in the field of geology and hydrology of the Podhale region and the results of field studies. Topographic and thematic map content and DEM have been loaded into GIS application in which analyses of the spatial distribution of outflows have been conducted. Spatial analysis allowed to characterize distribution of springs and swamps on the background of: lithological diversity, density and distance from main tectonic faults and orientation of rock layers in relation to the terrain surface. The results of the analyses indicate the uneven spatial distribution of outflows in the study area. A diversified density of the springs is not only reflected in the diversity of lithology. In the light of the research, tectonics (courses of large zones of tectonic discontinuities) and orientation of rock layers in relation to the terrain surface (intersections of aquifers) are the major factors of uneven spatial distribution of springs and swamps in the western part of Podhale region.*

**Key words:** *spring, tectonics, Podhale region, Polish Central Carpathians*

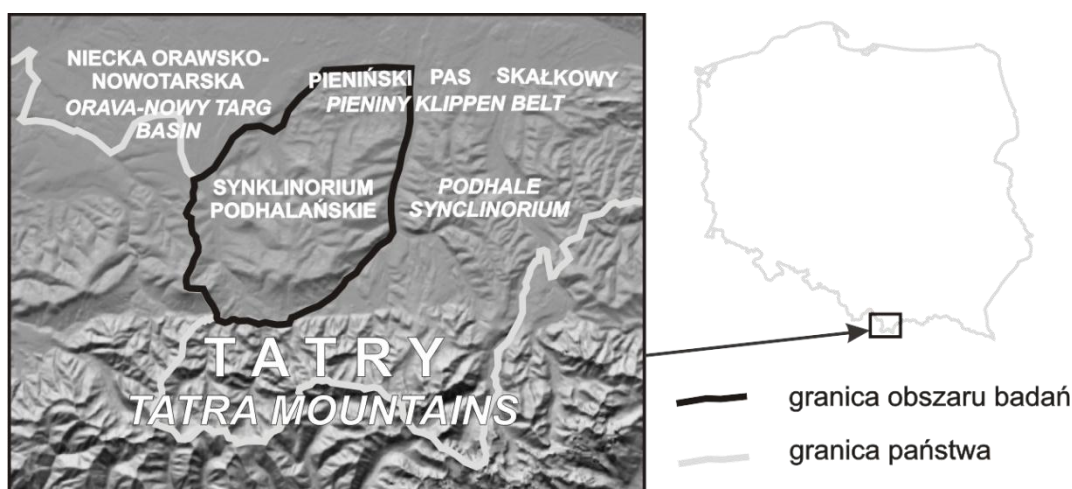
## **Wstęp**

Wpływ wód podziemnych na powierzchnię terenu jest uwarunkowany oddziaływaniem szeregu czynników, wśród których jednym z najistotniejszych jest budowa geologiczna podłoża. To właśnie litologia i tektonika warunkują wykształcenie przewodów hydraulicznych, którymi

woda może krążyć w podłożu, a następnie wydostawać się na powierzchnię terenu (Pazdro 1983).

W niniejszym opracowaniu przedstawiono wyniki badań nad rozmieszczeniem naturalnych miejsc wypływu wód na powierzchnię w zachodniej części Podhala w nawiązaniu do warunków geologicznych podłoża. Przeprowadzone badania zmierzały przede wszystkim do określenia wpływu litologii, położenia warstw oraz przebiegu stref nieciągłości tektonicznych na lokalizację źródeł.

Badaniami objęto obszar Rowu Podtatrzańskiego, Pogórza Gubałowskiego i polskiego odcinka pienińskiego pasa skałkowego na zachód od doliny Białego Dunajca (Ryc. 1). Teren ten w części południowej i centralnej budują paleogeńskie utwory fliszu podhalańskiego (Gołąb 1954, Watycha 1976), natomiast część północną stanowią utwory pienińskich serii skałkowych i ich osłona (Watycha 1976, Birkenmajer 1986).



Ryc. 1. Lokalizacja obszaru badań

Fig. 1. Study area

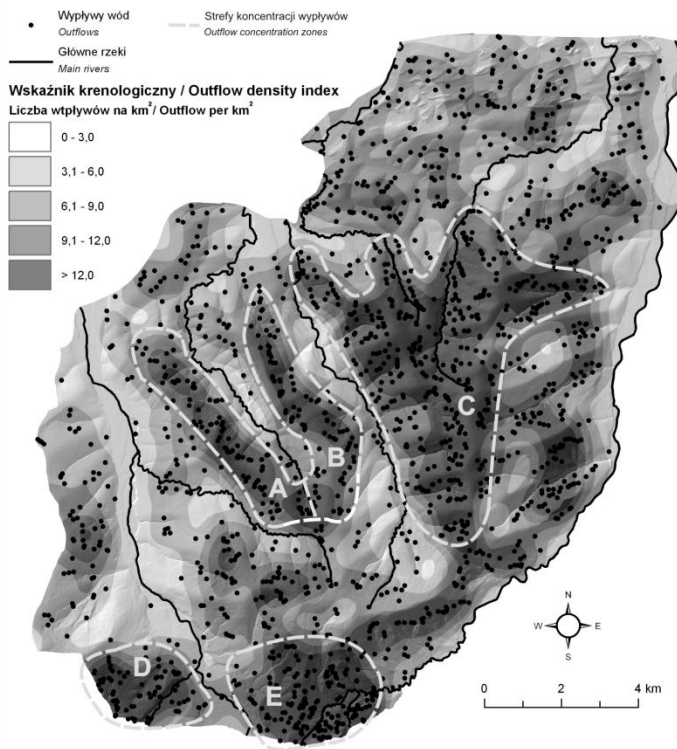
### Charakterystyka hydrogeologiczna obszaru badań

Obszar Podhala charakteryzuje się szczegółowym rozpoznaniem warunków hydrogeologicznych. W obrębie synklinorium podhalańskiego występują dwa główne systemy krążenia wód podziemnych: płytki (we fliszu i jego pokrywie zwietrzelinowej), o zwierciadle swobodnym, dowiązujący się do morfologii terenu oraz system głębokiego krążenia, związany z utworami eocenu numulitowego, o cechach artezyjskich (Małecka 1993, Chowaniec 1996, Chowaniec i in. 2007). Strefa zasilania poziomego głębokiego krążenia rozciąga się wzdłuż północnego obrzeżenia Tatr w obrębie wychodni skał węglanowych, natomiast zasilanie poziome płytkiego następuje na drodze bezpośredniej infiltracji opadów atmosferycznych i wód powierzchniowych (Chowaniec 1996). Naturalną granicę migracji wód głębokiego krążenia w kierunku północnym stanowią utwory pienińskiego pasa skałkowego (Birkenmajer 1986).

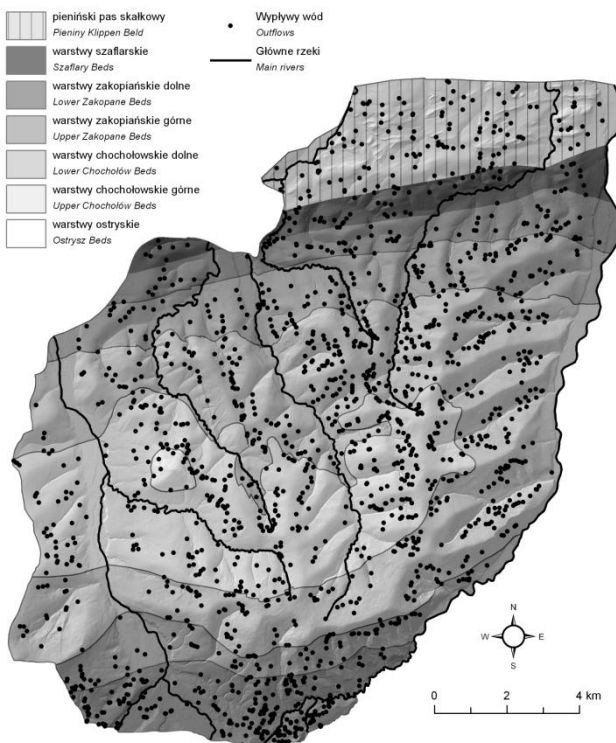
W obrębie utworów budujących fliszową część obszaru badań wyróżnia się kilka jednostek litostratygraficznych. Najstarszą stanowią warstwy zakopiańskie, które w części spągowej (warstwy zakopiańskie dolne) tworzą głównie ciemne łupki ilaste z podrzędnie występującymi mułowcami i piaskowcami (przeważnie cienkoławicowymi) (Gołąb 1954, Watycha 1977). W górnym ogniwie warstw zakopiańskich (warstwy zakopiańskie górne) łupki ilaste również przeważają nad piaskowcami, przy czym w tej części profilu zaznacza się wyraźny wzrost liczby i miąższości zespołów piaskowcowych. W strefie przypienińskiej wyróżnia się ponadto warstwy szaflarskie, które w porównaniu z warstwami zakopiańskimi odznaczają się większym udziałem osadów gruboklastycznych (piaskowców, zlepieńców i mułowców) (Gołąb 1954, Watycha 1977). Wyższą część profilu litostratygraficznego fliszu podhalańskiego stanowią warstwy chochołowskie. Warstwy te wyróżniają się na tle pozostałych jednostek występowaniem piaskowców gruboławicowych: w części spągowej drobno i średnioziarnistych, natomiast w części górnej – gruboziarnistych i zlepieńcowatych (Gołąb 1954, Watycha 1977). Sumaryczna miąższość piaskowców stanowi mniej więcej połowę miąższości warstw chochołowskich. Najwyższe ogniwo fliszu podhalańskiego stanowią warstwy ostryskie zbudowane z gruboławicowych i zlepieńcowatych piaskowców przeławiconych mułowcami i łupkami ostryskimi (Watycha 1977). Najlepszymi właściwościami kolektorskimi w obrębie fliszu podhalańskiego odznaczają się warstwy chochołowskie i ostryskie. Jest to konsekwencja zdecydowanie większego udziału piaskowców w profilu litostratygraficznym tych warstw niż w warstwach zakopiańskich (Ziemońska 1966, Watycha 1977). W obrębie pienińskiego pasa skałkowego utwory przedczwartorzędowe z racji znacznego zaangażowania tektonicznego wykazują zbliżone właściwości hydrogeologiczne, niezależnie od zróżnicowania litologicznego serii skałkowych. Zarówno w przypadku utworów fliszu podhalańskiego, jak i serii skałkowych oraz ich osłony dominującą rolę w kształtowaniu warunków hydrogeologicznych odgrywa szczelinowatość masywu (Chowaniec i in. 2007).

Z dotychczasowych analiz warunków krenologicznych na Podhalu wynika, iż większość źródeł na tym terenie reprezentuje typ skalno-zwietrzelinowy (Ziemońska 1966). Wskazuje się ponadto na występowanie na tym obszarze źródeł przelewowych oraz bardziej wydajnych – warstwowych, występujących często na granicy kompleksów piaskowcowych i łupkowych (Gołąb 1947). Pomimo zakrojonych na szeroką skalę badań geologicznych i hydrogeologicznych na obszarze Podhala, problematyka krenologiczna pozostawała do tej pory raczej w cieniu badań dotyczących wód termalnych. Niemniej jednak wiele szczegółowych prac z zakresu geologii i hydrogeologii Podhala dostarcza cennych informacji m.in. o wypływach wód w sąsiedztwie stref dyslokacji tektonicznych. Z dotychczasowych obserwacji wynika, iż dyslokacjom tektonicznym często towarzyszą źródła o charakterze zespołowym oraz intensywne podmokłości (Gołąb 1947, Małecka 1973). Wielokrotnie wskazywano również na wytrącenia martwicy wapiennej, obecność siarkowodoru oraz podwyższoną temperaturę wód źródłanych jako najważniejsze cechy diagnostyczne dla źródeł dyslokacyjnych (Gołąb 1947, Macioszczyk 1959, Mastella i Mizerski 1977, Mastella i in. 2012). Szczegółowe obserwacje krenologiczne dotyczyły jednak tylko wybranych obszarów Podhala. Jak dotychczas brakuje

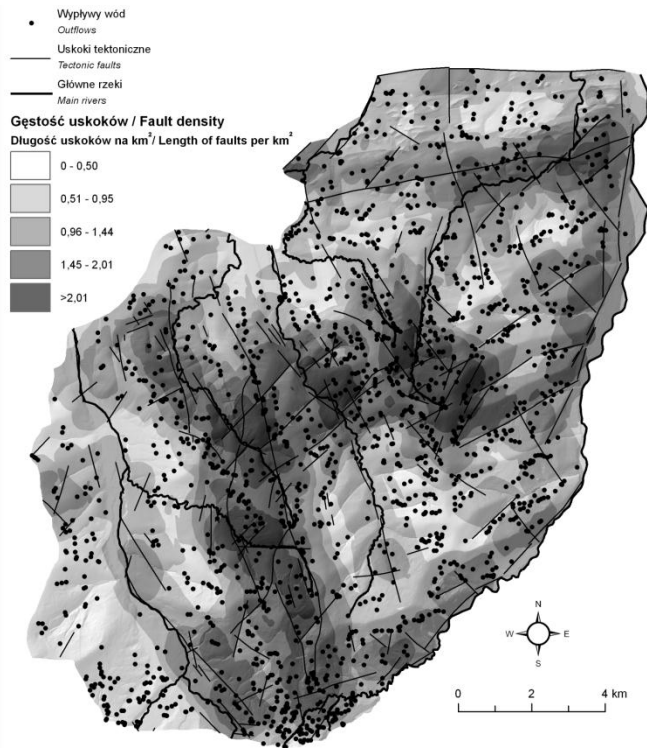
analizy rozmieszczenia wypływów w odniesieniu do budowy geologicznej podłoża, w tym szczególnie do tektoniki, w ujęciu regionalnym.



Ryc. 2. Rozmieszczenie i gęstość wypływów wód w zachodniej części Podhala  
 Fig. 2. Location and density of outflows in the western part of Podhale region



Ryc. 3. Rozmieszczenie wypływów wód na tle głównych jednostek litostratygicznych zachodniego Podhala (przebieg granic jednostek litostratygicznych na podstawie: Watycha, 1974, 1976, Kotański i in. 1999)  
 Fig. 3. Location of outflows on the background of major lithostratigraphic units (boundaries of lithostratigraphic units based on: Watycha, 1974, 1976, Kotański i in. 1999)



Ryc. 4. Rozmieszczenie wypływów wód na tle przebiegu i gęstości uskoków tektonicznych w zachodniej części Podhala (przebieg uskoków na podstawie: Kukulak 1993)

Fig. 4. Location of outflows on the background of courses and density of faults in the western part of Podhale region (courses of faults based on: Kukulak 1993)



Ryc. 5. Rozmieszczenie wypływów wód na tle wzajemnych stosunków powierzchni topograficznej i orientacji warstw skalnych w zachodniej części Podhala

Fig. 5. Location of outflows on the background of orientation of rock layers in relation to the terrain surface in the western part of Podhale region

## Metodyka badań

Podstawę badań autorskich stanowiła inwentaryzacja miejsc naturalnego wypływu wód na powierzchnię terenu w postaci źródeł i młak w zachodniej części Podhala. W oparciu o treść map geologicznych (Watycha 1974, 1976), topograficznych, artykuły przyczynkowe (m.in. Mastella i in. 2012) oraz wyniki własnych badań terenowych zinwentaryzowano 1719 wypływów. Autorskimi badaniami terenowymi objęto przypienińską część Pogórza Gubałowskiego, a inwentaryzacji wszystkich typów wypływów dokonano we wrześniu i październiku 2012 roku przy średnim poziomie zwierciadła wód gruntowych. Miejsca wypływu wód zostały oznaczone w postaci punktów na warstwie wektorowej w oprogramowaniu ArcGIS. W tej samej aplikacji przeprowadzono również wektoryzację wybranych treści map geologicznych – wydzieleni litostratygraficznych (Boretti-Onyszkiewicz 1968, Watycha 1974, 1976) i tektonicznych (Ludwiniak 2008) oraz przebiegu uskoku tektonicznych (Kukulak 1993). Z map geologicznych pozyskano również informację na temat orientacji warstw skalnych, którą zapisano w postaci warstwy punktowej (1333 punktów) z dołączoną tabelą atrybutów z wartościami upadu i kierunku upadu warstw. W analizach wykorzystano również Numeryczny Model Terenu (NMT) pozyskany z WODGiK w Krakowie. Na podstawie map nachylenia oraz ekspozycji stoków, uzyskanych z NMT oraz map wartości upadu i kierunków upadu warstw skalnych utworzonych w wyniku interpolacji warstwy punktowej orientacji warstw skalnych, określono stosunek powierzchni topograficznej do ułożenia warstw skalnych. W tym celu wykorzystano metodę opisaną przez Meentemeyera i Mody'ego (2000) opartą na algebrze map rastrowych. Następnie wykorzystując narzędzia oprogramowania GIS dokonano analizy rozmieszczenia wypływów na badanym obszarze. Analizy te obejmowały rozpoznanie przestrzennego zróżnicowania gęstości wypływów, ich rozmieszczenia na tle różnych jednostek i kompleksów litostratygraficznych, jednostek tektonicznych, odległości od uskoku tektonicznych oraz orientacji warstw skalnych w stosunku do powierzchni topograficznej.

## Wyniki

### *Rozmieszczenie źródeł w zachodniej części Podhala*

Przeprowadzone analizy wskazują, że średnia wartość wskaźnika krenologicznego na analizowanym obszarze wynosi 8,2 wypływów na km<sup>2</sup>. Rozmieszczenie źródeł i młak na analizowanym obszarze nie jest jednak równomierne (Ryc. 2). Obszary zwiększonej koncentracji wypływów zaznaczają się m.in. wzdłuż linii grzbietów: Tominów Wierch – Ostrysz (strefa A), a także Gruszków Wierch – Szeligowski Wierch (B). Zdecydowanie szersza strefa zagęszczenia źródeł rozciąga się wzdłuż grzbietu wybiegającego na północ z kulminacji Furmanówki z rozwidleniem wzdłuż Bachledówki i Granatówki (C). W obrębie Rowu Podtatrzańskiego wyraźne strefy zwiększonej koncentracji źródeł występują w rejonie Bramy

Orawskiej (D) i Działu Nędzowskiego (E). Obszarem o małej gęstości źródeł na analizowanym obszarze jest dolina Czarnego Dunajca w części jej zasypiania aluwiami.

#### *Roźmieszczenie źródeł na tle jednostek litostratygraficznych*

Zdecydowana większość analizowanych wypływów usytuowana jest w obrębie Pogórza Gubałowskiego i Rowu Podtatrzańskiego (92,7%), a więc w obszarze zbudowanym z utworów fliszu podhalańskiego. W części fliszowej badanego obszaru wskaźnik krenologiczny osiąga również zdecydowanie wyższą wartość (8,5 na km<sup>2</sup>) aniżeli na obszarze Pienińskiego Pasa Skalkowego (5,6 na km<sup>2</sup>). W obrębie poszczególnych jednostek litostratygraficznych fliszu wartość analizowanego wskaźnika również kształtuje się na odmiennym poziomie (Ryc. 3, Tab. 1). Wskaźnik krenologiczny osiąga najwyższą wartość dla warstw zakopiańskich dolnych, natomiast najniższą dla warstw szaflarskich. Warto jednak zauważyć, że w przypadku warstw zakopiańskich dolnych gęstość wypływów w części przypienińskiej jest zdecydowanie niższa aniżeli w obszarze przytatrzańskim. Należy również odnotować, że aż 61% wypływów w części fliszowej obszaru badań występuje w obrębie warstw chochołowskich (Tab. 1). Odnotowano również, że 44% wypływów na obszarze fliszowym położonych jest w odległości mniejszej niż 100 m od granic poszczególnych kompleksów skalnych o różnej przepuszczalności (Tab. 2). Ponadto stwierdzono, że maksymalna gęstość wypływów obejmuje pas terenu o szerokości do 200 m, bezpośrednio przyległy do takich granic (Tab. 2).

Tab. 1. Wskaźnik krenologiczny i udział w sumarycznej liczbie wypływów w zachodniej części Podhala na tle różnych jednostek litostratygraficznych

Tab. 1. *Outflow density index and share in total number of outflows in the western part of Podhale region on the background of different lithostratigraphic units*

<b>Jednostki litostratygraficzne</b> <i>Lithostratigraphic units</i>	<b>Udział w sumarycznej liczbie wypływów na obszarze fliszowym [%]</b> <i>Share in total number of outflows on flysch area [%]</i>	<b>Wskaźnik krenologiczny [wypływy na km<sup>2</sup>]</b> <i>Outflow density index [outflow per km<sup>2</sup>]</i>
warstwy szaflarskie <i>Szaflary Beds</i>	3,5	6,1
warstwy zakopiańskie dolne <i>Lower Zakopane Beds</i>	19,5	11,5
warstwy zakopiańskie górne <i>Upper Zakopane Beds</i>	15,4	7,5
warstwy chochołowskie dolne <i>Lower Chochółów Beds</i>	38,0	8,2
warstwy chochołowskie górne <i>Upper Chochółów Beds</i>	22,8	8,3
warstwy ostryskie <i>Ostrysz Beds</i>	0,8	10,0



Tab. 2. Wskaźnik krenologiczny i udział w sumarycznej liczbie wypływów w zachodniej części Podhala na tle odległości od granic głównych kompleksów litostratygraficznych – piaskowców i zlepieńców oraz łupków i ilów z egzotykami

Tab. 2. *Outflow density index and share in total number of outflows in the western part of Podhale region in relation to the distances from boundaries of major lithostratigraphic complexes – sandstones or conglomerates and shales or clays with exotics*

<b>Odległość od granicy głównych kompleksów litostratygraficznych [m]</b> <i>Distance from boundaries of major lithostratigraphic complexes [m]</i>	<b>Udział w sumarycznej liczbie wypływów na obszarze fliszowym [%]</b> <i>Share in total number of outflows on flysch area [%]</i>	<b>Wskaźnik krenologiczny [wypływy na km<sup>2</sup>]</b> <i>Outflow density index [outflow per km<sup>2</sup>]</i>
0-50	25,1	8,6
50-100	19,4	8,8
100-150	13,5	8,9
150-200	10,2	9,1
>200	31,9	7,9

Tab. 3. Wskaźnik krenologiczny i udział w sumarycznej liczbie wypływów w zachodniej części Podhala na tle głównych jednostek tektonicznych

Tab. 3. *Outflow density index and share in total number of outflows in the western part of Podhale region on the background of different tectonic units*

<b>Jednostki tektoniczne</b> <i>Tectonic units</i>	<b>Udział w sumarycznej liczbie wypływów [%]</b> <i>Share in total number of outflows [%]</i>	<b>Wskaźnik krenologiczny [wypływy na km<sup>2</sup>]</b> <i>Outflow density index [outflow per km<sup>2</sup>]</i>
pieniński pas skałkowy <i>Pieniny Klippen Belt</i>	7,3	5,6
strefa przypienińska <i>Peri-Pieniny zone</i>	6,7	5,8
północne skrzydło synklinorium <i>northern limb of synclinorium</i>	32,6	8,4
strefa osiowa synklinorium <i>axial zone of synclinorium</i>	24,8	8,6
południowe skrzydło synklinorium <i>southern limb of synclinorium</i>	21,5	7,9
strefa przytatrzańska <i>Peri-Tatric zone</i>	7,1	22,2

### *Rozmieszczenie źródeł na tle głównych jednostek i uskoków tektonicznych*

Jedna trzecia wypływów (560) na analizowanym obszarze występuje w obrębie północnego skrzydła synklinorium podhalańskiego (Tab. 3). Zdecydowanie największą gęstość wypływów odnotowano jednak w granicach strefy przytatrzańskiej, natomiast najniższą w pienińskim pasie skałowym oraz strefie przypienińskiej. W obrębie strefy osiowej oraz północnego skrzydła synklinorium podhalańskiego wskaźnik krenologiczny przyjmuje zbliżoną wartość, która jest nieco wyższa od tej notowanej dla skrzydła południowego.

Przeprowadzone analizy wskazują ponadto, że 45% źródeł na analizowanym obszarze usytuowanych jest w odległości mniejszej niż 200 m od linii rozpoznanych lub przypuszczalnych uskoków tektonicznych (Ryc. 4, Tab. 4). Ponadto odnotowano, że gęstość wypływów maleje wraz z oddalaniem się od uskoków tektonicznych, przy czym dla obszarów położonych najdalej od owych linii nieciągłości tektonicznych wskaźnik krenologiczny przyjmuje ponownie wyższe wartości (Tab. 4).

Tab. 4. Wskaźnik krenologiczny i udział w sumarycznej liczbie wypływów w zachodniej części Podhala na tle odległości od uskoków tektonicznych

*Tab. 4. Outflow density index and share in total number of outflows in the western part of Podhale region in relation to the distances from faults*

<b>Odległość od uskoków [m]</b> <i>Distance from faults [m]</i>	<b>Udział w sumarycznej liczbie wypływów [%]</b> <i>Share in total number of outflows [%]</i>	<b>Wskaźnik krenologiczny [wypływy na km<sup>2</sup>]</b> <i>Outflow density index [outflow per km<sup>2</sup>]</i>
0-100	24,5	8,9
100-200	20,1	8,1
200-300	15,4	7,6
300-400	12,0	7,8
400-500	9,4	8,1
>500	18,5	8,2

### *Rozmieszczenie źródeł a stosunek powierzchni topograficznej do orientacji warstw skalnych*

Na analizowanym obszarze wypływy usytuowane na stokach kataklinalnych mają nieznacznie większy udział w ogóle wypływów aniżeli te, które występują na stokach anaklinalnych (Ryc. 5, Tab. 5). Podobnie gęstość wypływów na stokach zbudowanych z warstw zapadających zgodnie z nachyleniem stoku jest niewiele większa od wartości wskaźnika krenologicznego dla stoków, w przypadku których warstwy zapadają przeciwnie do nachylenia stoku. Zróżnicowanie wielkości analizowanego wskaźnika jest jednak zdecydowanie lepiej widoczne jeśli analizując rozmieszczenie wypływów uwzględni się również różnicę pomiędzy wartościami upadu warstw skalnych a wartością nachylenia stoku (Tab. 5). Wówczas zarówno dla stoków kataklinalnych, jak i anaklinalnych zdecydowanie wyższa gęstość wypływów jest tam

gdzie wartość nachylenia terenu przewyższa wartość upadu warstw skalnych. Wpływy tego typu stanowią jednak mniej niż 20% ogółu wpływów na badanym obszarze.

Tab. 5. Wskaźnik krenologiczny i udział w sumarycznej liczbie wpływów w zachodniej części Podhala w zależności od stosunku powierzchni topograficznej do orientacji warstw skalnych

Tab. 5. *Outflow density index and share in total number of outflows in the western part of Podhale region on the background of orientation of rock layers in relation to the terrain surface*

Typ stoku <i>Type of slope</i>	Upad warstw – Spadek terenu [°] <i>Bedding dip – Topographic slope [°]</i>	Udział w sumarycznej liczbie wypływów [%] <i>Share in total number of outflows [%]</i>		Wskaźnik krenologiczny [wypływy na km <sup>2</sup> ] <i>Outflow density index [outflow per km<sup>2</sup>]</i>	
Kataklinalny <i>Cataclinal</i>	<0	52,8	9,7	8,3	11,1
	>0		43,1		7,8
Anaklinalny <i>Anaclinal</i>	<0	47,1	9,0	8,1	12,1
	>0		38,1		7,5

#### *Uwarunkowania rozmieszczenia źródeł w zachodniej części Podhala*

Z powyższych analiz wynika, że rozmieszczenie wpływów wód w zachodniej części Podhala wykazuje ścisłe związki z budową geologiczną podłoża.

To między innymi odmienna budowa geologiczna pienińskiego pasa skałkowego jest przyczyną zdecydowanie mniejszej gęstości wpływów aniżeli w części fliszowej badanego terenu. Skały tego pasa na badanym obszarze (m.in. wapienie krynowe i rogowcowe oraz radiolaryty) cechuje bardzo słaba przepuszczalność (Watycha 1977). Utwory te często są zbrektonowane, a występujące w nich szczeliny nie rzadko zaciśnięte lub wypełnione kalcytem bądź ilem (Watycha 1977).

We fliszowej części Podhala lepsze warunki wodonośne oraz naprzemianległe ułożenie warstw o różnej przepuszczalności stwarzają korzystniejsze warunki do kształtowania stref wypływu wód na powierzchnię terenu. Okazuje się jednak, że dogodniejsze właściwości kolektorskie podłoża (z większym udziałem utworów piaskowcowych) wcale w prosty sposób nie przekładają się na wyraźne zwiększenie gęstości wpływów na tych obszarach, m.in. na wychodniach warstw chochołowskich. Wyniki analiz wskazują, że większe znaczenie dla kształtowania miejsc wypływu wód na powierzchnię ma odległość od granicy skał o różnej przepuszczalności, a nie sam fakt występowania w podłożu utworów przepuszczalnych.

Nie bez znaczenia pozostaje również stosunek rzeźby terenu do ułożenia warstw skalnych. W świetle przeprowadzonych badań należy stwierdzić, że obszarami o zwiększonej gęstości występowania wpływów są m.in. stoki kataklinalne o nachyleniu większym aniżeli wartość upadu warstw skalnych. Tego typu warunki morfostrukturalne sprzyjają intersekcji warstw wodonośnych przez powierzchnię topograficzną i powstawaniu źródeł warstwowych objawiających się występowaniem źródeł zespołowych bądź obszernych młak (Gołąb 1947). Wyrażna strefa zwiększonej koncentracji wpływów wzdłuż grzbietu Furmanowy Wierch –

Bachledówka pokrywa się właśnie z występowaniem stoków o nachyleniu zgodnym i większym od wartości upadu warstw skalnych, sprzyjających występowaniu źródeł warstwowych. Drugim typem stoków, w obrębie których odnotowano zwiększenie gęstości wypływów, są stoki anaklinalne o nachyleniu również większym aniżeli wartość upadu warstw skalnych. Jeśli w tego typu stokach odsłaniają się utwory o zmiennej przepuszczalności to tworzą się wówczas warunki dogodne do powstawania źródeł przelewowych (Watycha 1977). Z tego typu źródłami należy wiązać m.in. strefę ich koncentracji wzdłuż południowych stoków Gubałówki, gdzie układają się w linii nawiązującej do przebiegu granicy pomiędzy kompleksami przepuszczalnych piaskowców i nieprzepuszczalnych łupków warstw zakopiańskich (Gołąb 1954). Znacznie większa wartość upadu warstw skalnych w stosunku do nachylenia stoków nie sprzyja powstawaniu zarówno źródeł warstwowych jak i przelewowych, a obszary tego typu dominują nie tylko w pienińskim pasie skałkowym ale i w strefie przypienińskiej fliszu, gdzie wskaźnik krenologiczny przyjmuje równie niską wartość.

Przeprowadzone analizy pozwalają również stwierdzić, że istotny wpływ na rozmieszczenie źródeł i młak wywiera tektonika, a zwłaszcza sąsiedztwo uskoków. Zaobserwowano, że im bliżej linii uskokowych tym gęstość wypływów jest większa. Obraz ten jest zgodny z powtarzaniem w literaturze stwierdzeniem, iż w strefach dużych dyslokacji tektonicznych na terenie fliszu Podhala zawsze występują źródła, wycieki i intensywne podmokłości (Małecka 1973), a migrację wód w tych rejonach ułatwia m.in. zagęszczenie ciosu tektonicznego (Boretti-Onyszkievicz 1968). Tego typu powiązania zaznaczają się m.in. wzdłuż linii grzbietów Tominów Wierch – Ostrysz oraz Gruszków Wierch – Szeligowski Wierch, gdzie strefie koncentracji wypływów odpowiada również strefa zwiększonej gęstości uskoków tektonicznych, którą można wiązać z opisywaną w literaturze strefą uskokową Palenica – Dzianisz – Ciche (Gołąb 1954, Watycha 1977). Podobnie strefa zwiększonej gęstości wypływów w obrębie Działu Nędzowskiego w Rowie Podtatrzańskim pokrywa się ze strefą uskokową wyróżnianą przez Mastellę (1977), gdzie licznie występują również źródła siarkowodorowe, tym bardziej potwierdzające dyslokacyjny charakter wypływów.

## **Wnioski**

W świetle przeprowadzonych badań można stwierdzić, że warunki geologiczne podłoża wydają się być czynnikiem decydującym o rozmieszczeniu i gęstości wypływów wód gruntowych w zachodniej części Podhala. Znaczenie ma nie tylko litologiczny zasięg utworów o różnej wodonośności, ale także stosunek położenia warstw względem powierzchni terenu oraz obecność, przebieg i gęstość nieciągłości tektonicznych (zwłaszcza uskoków). Pełne rozpoznanie uwarunkowań rozmieszczenia wypływów na tym obszarze wymaga przeprowadzania dalszych szczegółowych analiz, nie tylko hydrogeologicznych (w tym pomiarów właściwości fizycznych i chemicznych wód), ale i geomorfologicznych, klimatologicznych. Wskazane jest dokonanie pełnej inwentaryzacji wszystkich wypływów wód w terenie, z uwzględnieniem klasyfikacji źródeł.

## Literatura

- Birkenmajer K., 1986. *Zarys ewolucji geologicznej pienińskiego pasa skałkowego*. Przegląd Geologiczny 6, 293–303.
- Boretti-Onyszkiewicz W., 1968. *Cios we fliszu zachodniego Podhala*. Acta Geologica Polonica 18, 101-152.
- Chowaniec J., 1996. *Hydrogeologiczne warunki zasilania i przepływu wód podziemnych w utworach trzeciorzędowych na pograniczu Tatr i niecki podhalańskiej* [W:] Przyroda Tatrzańskiego Parku Narodowego a Człowiek (red. Mirek Z.). T. 1. Wyd. TPN. 92–94. Kraków – Zakopane.
- Chowaniec J., Małecka D., Małecki J., 2007. *Region górnej Wisły* [W]: Hydrogeologia regionalna Polski. T. 1. Wody słodkie. Państwowy Instytut Geologiczny. Warszawa, 108–159.
- Gołąb J., 1947. *Hydrogeologia zachodniego Pasma Gubałowskiego*. Biuletyn Instytutu Geologicznego 149, 225–239.
- Gołąb J., 1954. *Flisz Podhala na Zachód od Białego Dunajca*. Archiwum Instytutu Geologicznego. Oddział Karpacki, Kraków.
- Kotański Z., Piotrowska K., Piotrowski J. 1999. *Szczegółowa mapa geologiczna Polski, 1 : 50 000. Ark. Tatry Zachodnie*. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Kukulak J., 1993. *Przejawy aktywności ruchów pionowych w rzeźbie zachodniego Podhala*. Folia Quaternaria. 64, 151-164, Kraków.
- Ludwiniak M., 2008. *Ewolucja sieci spękań ciosowych we fliszu zachodniego Podhala*. Przegląd Geologiczny 56 (12), 1092–1099.
- Macioszczyk T., 1959. *Niektóre problemy hydrogeologii źródeł zachodniego Podhala*. Przegląd Geologiczny 8, 372-375.
- Małecka D., 1973. *Analiza związków hydraulicznych środkowego Podhala na tle budowy geologicznej regionu*. Biuletyn Geologiczny Uniwersytetu Warszawskiego. 15, 87–147.
- Małecka D., 1993. *Wody podziemne* [W:] Przyroda Kotliny Zakopiańskiej. Tatry i Podtatrze 2 (red. Mirek Z., Piękoś-Mirkowa H.). Wyd. TPN. 55–80. Kraków – Zakopane.
- Mastella L., Ludwiniak M., Klimkiewicz D., 2012. *Budowa geologiczna doliny Białego Dunajca*. Przegląd Geologiczny. 60, 496-505.
- Mastella L., Mizerski W., 1977. *Uwagi o budowie geologicznej SW części Podhala*. Przegląd Geologiczny. 10, 494-498.
- Meentemeyer R., Moody A. 2000. *Automated mapping of conformity between topographic and geological surfaces*. Computers & Geosciences. 26, 815-829.
- Pazdro Z., 1983. *Hydrogeologia ogólna*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Watycha L. 1974. *Szczegółowa mapa geologiczna Polski, 1 : 50 000. Ark. Nowy Targ (1049)*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Watycha L. 1976. *Szczegółowa mapa geologiczna Polski, 1 : 50 000. Ark. Czarny Dunajec (1048)*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Watycha L., 1977. *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000. Ark. Czarny Dunajec*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Ziemońska Z., 1966. *Obieg wody w obszarze górskim na przykładzie górnej części dorzecza Czarnego Dunajca*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.

# WSTĘPNE PROGNOZY HYDROLOGICZNE DLA PROJEKTU HYDROTECHNICZNEGO MAJES-SIGUAS ORAZ ZWIĄZANE Z NIM ZMIANY STOSUNKÓW WODNYCH W REGIONIE AREQUIPA, W PŁD.-ZACH. PERU

**Natalia Utnicka-Łydek**

AGH Akademia Górniczo-Hutnicza, Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska, Kraków

## **Preliminary hydrological forecast for the Majes-Siguas project and associated problems with water management in the Arequipa region in southwestern Peru**

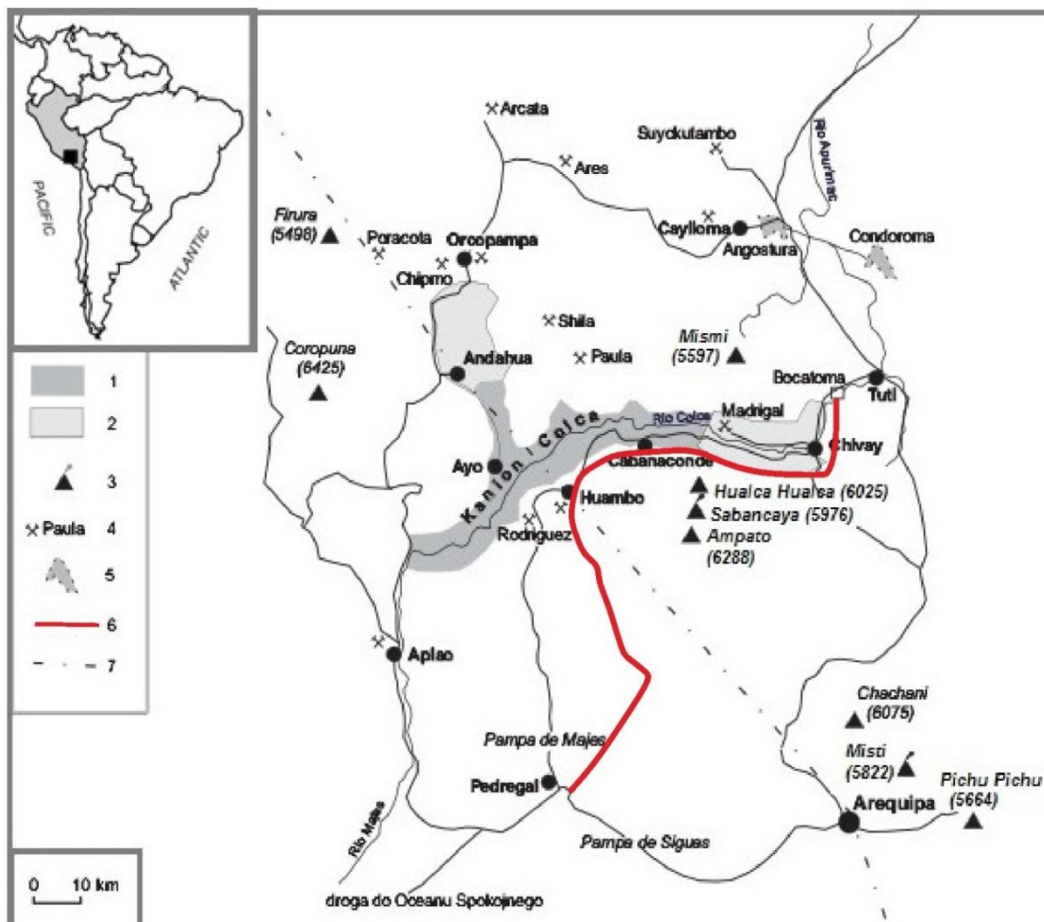
*The building of the Majes-Siguas irrigation system on the Pampa de Majes and Pampa de Siguas plains, near Arequipa, caused the disturbance of the water rates in this area. The main factors that affect the balance of ecosystems negatively, are mostly excessive melting of the glaciers providing water to the regions supporting the project, as well as the intensified activity of the El Niño phenomenon. They can be the reasons of some serious social consequences and influence the economic stability in this region. The building of the monitoring stations would provide precise information about the condition of water environment in Arequipa region. On the basis of the collected data, it would be possible to create the detailed hydrological forecast for the following years.*

**Key words:** Peru, Arequipa, Majes-Siguas project, irrigation, water problems, deglaciation

### **Wstęp**

W niniejszej pracy zawarto wstępną prognozę hydrologiczną dla projektu irygacyjnego Majes-Siguas w południowym Peru. Badania prowadzone są w ramach Polskiej Wyprawy Naukowej do Peru, organizowanej cyklicznie pod kierownictwem prof. A. Paulo od 2003 roku. Celem Wyprawy jest stworzenie podwaliny naukowej pod przyszły Park Narodowy Kanion Colca i Dolina Wulkanów (Galaś, Paulo 2008). Projekt irygacyjny Majes-Siguas swoim zasięgiem może znacząco wpływać na problemy dotyczące ochrony delikatnego ekosystemu Kanionu Colca i zachowania go dla przyszłych pokoleń.

Projekt hydrotechniczny Majes-Siguas zlokalizowany jest w pobliżu Kanionu Colca, w departamencie Arequipa, w południowo-zachodnim Peru (Ryc. 1).



Ryc. 1. Mapa okolic Kanionu Colca i projektu hydrotechnicznego Majes-Siguas

1 – obszar Parku Narodowego Kanionu Colca i Doliny Wulkanów projektowany przez Polską Wyprawę Naukową do Peru, 2 – strefa buforowa, 3 – stratowulkan, 4 – kopalnia złota, 5 – jezioro zaporowe, 6 – projekt Majes-Siguas, 7 – linia wysokiego napięcia (Paulo, Gałaś 2008, zmodyfikowana)

Fig. 1. The map of the Colca Canyon region and the hydrotechnical Majes-Siguas project.

1 – the area of the National Park of the Colca Canyon and the Volcano Valley, projected by the Polish Scientific Expedition to Peru, 2 – buffer area, 3 – stratovolcano, 4 – gold mine, 5 – water reservoir, 6 – the Majes Siguas project, 7 – high tension power line (Paulo, Gałaś 2008, modified)

Leży on w paśmie Kordyliery Zachodniej Środkowych Andów, gdzie przeważająca część powierzchni tych obszarów pokryta jest materiałem morenowym, fluwioglacjalnym i piargami, a depresje śródgórskie wypełnione są aluwiami. Grzbiety Kordyliery Zachodniej zwieńczone są stratowulkanami należącymi do środkowo-andyjskiej strefy współczesnego wulkanizmu (Paulo, Gałaś 2008). Nawadniane tereny Pampa de Majes i Pampa de Sigwas (Ryc. 2) pokryte są w całości plejstocenijskimi konglomeratami aluwialnymi.



Ryc. 2. Krajobraz okolic Pampas de Majes

Fig. 2. The landscape of the Pampas de Majes region

Badany obszar należy do zlewni Oceanu Spokojnego. Znajduje się w dorzeczu Quilca-Vitor-Chili oraz w dorzeczu rzeki Camana (Ana). Region Kanionu Colca, który jest obszarem zasilającym dla systemu irygacyjnego, znajduje się w strefie klimatu zwrotnikowego wybitnie suchego, ze średnimi opadami rocznymi ok. 400 mm. Tak małe zasilanie z opadów, kurczące się czapy lodowców na pobliskich wulkanach oraz zjawisko El Niño powodują, iż woda stała się dla tej części Peru cenniejsza od złota. W związku z czym rozpoczęto realizację projektu irygacyjnego Majes-Siguas (Gałaś 2008).

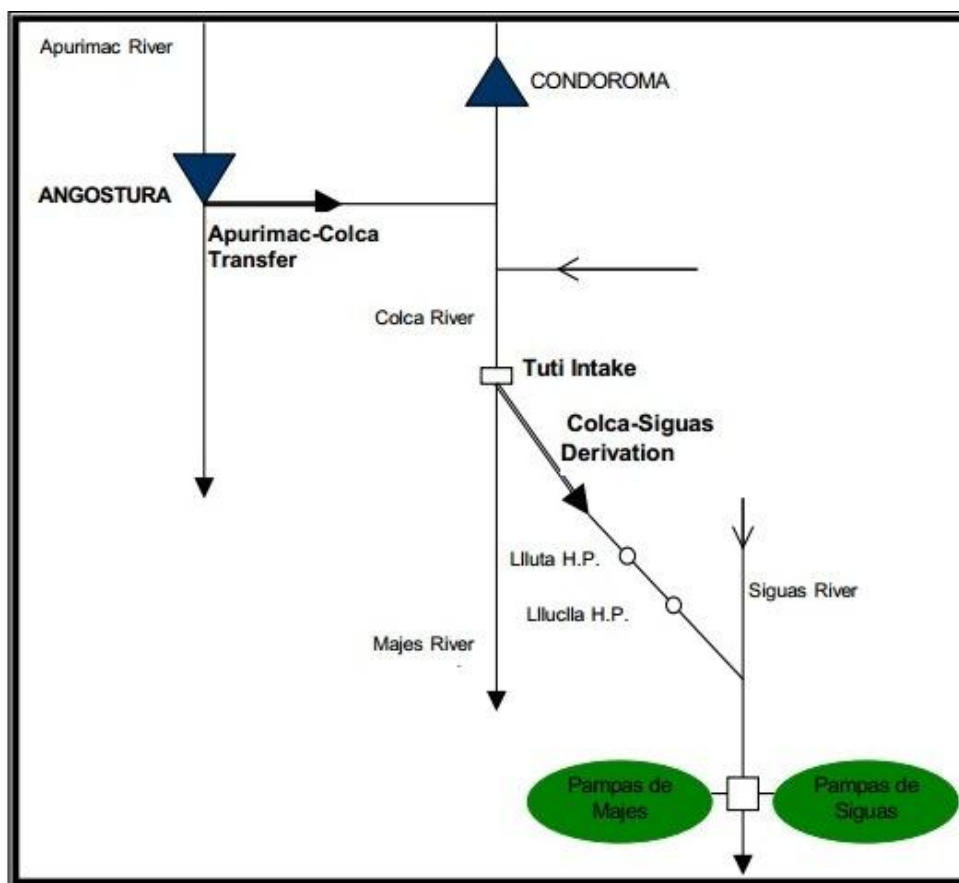
### **Projekt irygacyjny Majes-Siguas**

Doprowadzenie wód wypływających spod lodowców Nevado Mismi (5597 m n.p.m.) oraz rzek Apurimac (dopływ Amazonki, zlewnia Oceanu Atlantyckiego) i Colca na pustynną równinę Pampa de Majes i Pampa de Siguas, a także nawodnienie 65000 ha gruntów miało na celu zwiększenie ilości terenów uprawnych. Mają one wyżywić wciąż wzrastającą liczbę ludności w Arequipie i okolicznych wsiach oraz miasteczkach. Zapewniają mieszkańcom odpowiednią ilość wody pitnej oraz dzięki budowie zapór i elektrowni wodnych gwarantują stałe dostawy energii elektrycznej (Proinversion).

W I etapie inwestycji, w latach 1971-1985 zbudowano m.in. zbiornik retencyjny Condorama w górnym biegu Rio Colca, dwa pomocnicze spiętrzenia, 88 km tuneli przesyłowych i kanał główny o długości 28 km, a także sieć kanałów irygacyjnych. Dzięki temu przedsięwzięciu



nawadniane są tereny o średniej wysokości 1375 m n.p.m. na pustynnych równinach Pampas de Majes i Pampas de Sigwas (Gałaś 2008). Szacuje się, że dzięki tej budowie udało się włączyć do produkcji rolnej ok. 15000 ha, na których zostały wydzielone parcele gospodarskie o wielkości ok. 5 ha oraz kilka nowych miasteczek. Ocenia się, że ten projekt, poprzez stworzenie nowych miejsc pracy w rolnictwie, przemyśle przetwórczym z nim związanym oraz usługach, ściągnął na teren pustyni ok. 30000 osadników (Curso de Irrigación). Budowa systemu irygacyjnego Majes-Siguas nazywana jest najambitniejszym, a zarazem najdroższym projektem irygacyjnym współczesnego Peru, między innymi dlatego, że dopiero po ok. 15 latach można było zobaczyć pierwsze wyniki przeprowadzonych robót (Arenas Córdova 2008).



Ryc. 3. Schemat projektu irygacyjnego Majes-Siguas (Proinversion)

Fig. 3. The scheme of the Majes-Siguas irrigation project (Proinversion)

W II etapie, obecnie realizowanym, przewidywana była budowa zapory Angostura, na rzece Apurimac (dopływ Amazonki, zlewnia Oceanu Atlantyckiego), na wysokości 4220 m n.p.m. Wody z niej pochodzące miały być transportowane tunelami pod pasmem górskim stanowiącym kontynentalny dział wodny do Rio Chalhuanca, dopływu Rio Colca (zlewnia Oceanu Spokojnego), a dalej kierowane istniejącym już systemem tuneli i kanałów do

rzeki Sigwas. Najprawdopodobniej jednak budowa nie dojdzie do skutku głównie ze względów finansowych. Przewidywana jest także budowa 3 hydroelektrowni Lluta (274 MW) i Llucla (382 MW) i ewentualnie Tarucani. Efektem ma być docelowe nawodnienie 10000 ha na terenie Pampa de Majes i 38000 ha na Pampa de Sigwas. Produkty rolne i energia mają być przedmiotem eksportu (Autoderma). Uproszczony schemat projektu przedstawiono na Ryc. 3.

## **Problemy współtowarzyszące projektowi Majes-Siguas**

### *Topnienie lodowców*

Projekty irygacyjne w Peru wymuszone są przez specyficzne warunki klimatyczne występujące w kraju. Głównymi czynnikami kształtującymi klimat tego państwa są zimny Prąd Peruwiański (Prąd Humboldta) oraz zjawisko El Niño. To one sprawiają, że nizinny pas wybrzeża wokół Pacyfiku posiada skrajnie suchy klimat charakteryzujący się sporadycznymi opadami deszczu, natomiast region andyjski cechuje się na przemian występującymi porami suchymi i deszczowymi oraz umiarkowanymi opadami.

Suche regiony wybrzeża są całkowicie uzależnione od wód pochodzących z regionu andyjskiego. Dlatego też lodowce andyjskie zasilające rzeki w regionach górskich są tak ważne dla gospodarki państwa, umożliwiając dostarczenie wody na tereny przybrzeżne zamieszkiwane przez ok. 70% populacji całego kraju (Autoderma).

Niestety od początku lat 80-tych odnotowano zwiększające się tempo topnienia lodowców andyjskich. Na podstawie badań przeprowadzonych w latach 1970-1997 stwierdzono, że powierzchnia lodowców znajdujących się na terytorium Peru w ciągu 27 lat zmniejszyła się aż o 21,85%. Spowodowane jest to szczególnie wrażliwością lodowców tropikalnych na wahania klimatyczne, w szczególności zjawiskiem El Niño oraz globalnymi zmianami klimatycznymi (Senamhi). Przyczyn postępującej recesji lodowców na wulkanach w rejonie Kanionu Colca sąsiadujących z projektem Majes-Siguas dopatruje się także w takich czynnikach jak: znaczna aktywność wulkanu Sabancaya (5976 m n.p.m.), powodująca topnienie lodów na sąsiednich wulkanach Ampato (6288 m n.p.m.) i Hualca Hualca (6025 m n.p.m.), a także częste w tym rejonie wstrząsy sejsmiczne nie sprzyjające utrzymywaniu się pokrywy lodowej na stromych zboczach wulkanów (Pillaca 1996).

Lodowce znajdujące się na wulkanach otaczających Kanion Colca, bądź uległy już procesowi całkowitej deglacjacji, np. lodowiec w masywie Pichu Pichu (5664 m n.p.m.), znajdujący się na zachód od Arequipy, bądź też bardzo szybko poddają się temu zjawisku.



Ryc. 4. Odnowiony krater wulkanu Misti w roku 2004 (Gałaś, archiwum prywatne)

Fig. 4. The rebuild crater of the Misti volcano in 2004 (Gałaś, private archive)

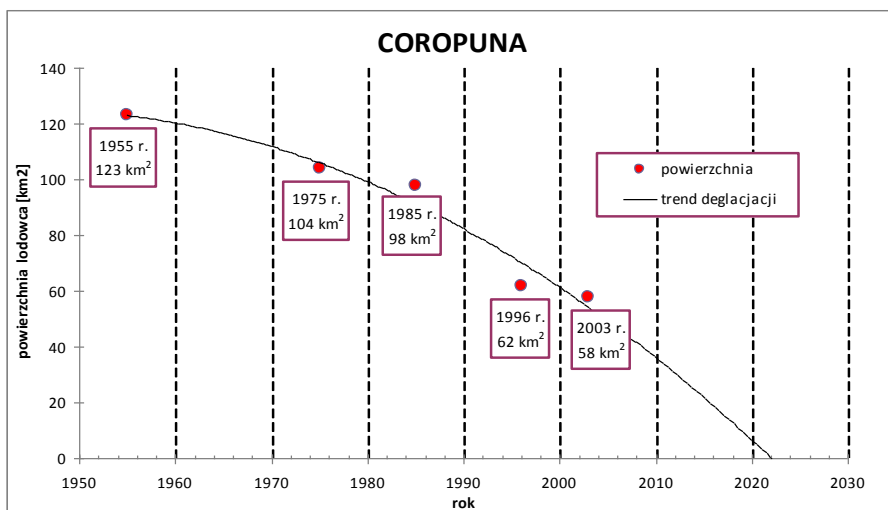
Przykładem postępującej recesji lodowców w tej części Andów Peruwiańskich może być zanikająca czapa lodowcowa obejmująca pobliski wulkan Nevado Coropuna (6425 m n.p.m.), która w przeciągu ostatniego 50-lecia zmniejszyła swą powierzchnię o 54%. Na podstawie ekstrapolowanego trendu dotychczasowych zmian powierzchni przewiduje się, że do 2022 roku lodowiec może ulec całkowitej deglacjacji (Ryc. 5).

Natomiast w przypadku wulkanu Mismi, bazując na pomiarach czeskich naukowców (Janský i in. 2011), obliczono trend zmian powierzchni lodowca, zgodnie z którym całkowita deglacjacja na wulkanie miałyby nastąpić dopiero ok. 2075 roku (Ryc. 6). W rzeczywistości okazało się, że proces ten w ostatnich latach znacząco zwiększył swoje tempo i już w 2010 roku na wierzchołku znajdowały się tylko płyty sezonowego śniegu (Polska Wyprawa Naukowa do Peru, P. Panajew, informacja ustna).

W masywach Chachani (6075 m n.p.m.), Sabancaya, Ampato i Hualca Hualca również zauważa się postępującą regresję lodowców (Pillaca 1996). Na wulkanie Misti (5822 m n.p.m.), (Ryc. 4) lodowiec zanikł całkowicie. Już w 2004 na wierzchołku szczytowym zalegały jedynie płyty kilkuletniego śniegu (Polska Wyprawa Naukowa do Peru, A. Gałaś informacja ustna).

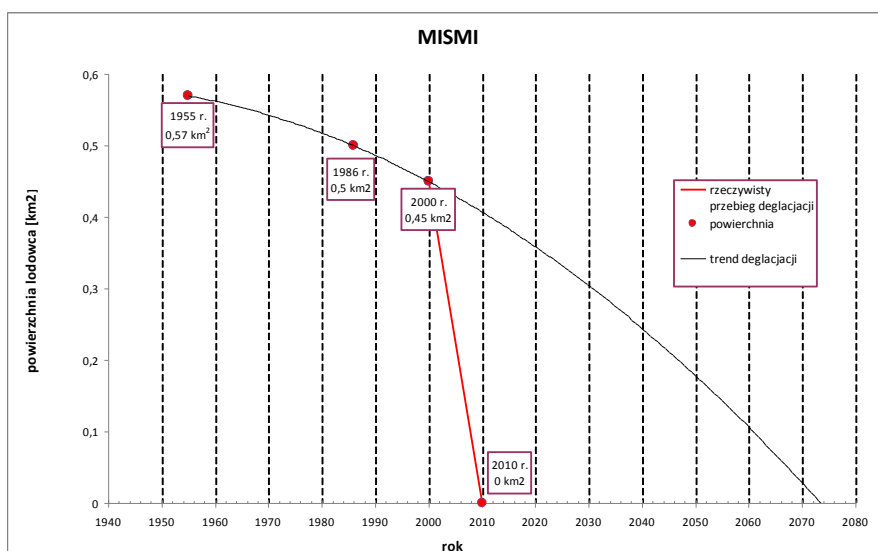
Topnienie lodowców w rejonie prac związanych z projektem Majes-Siguas powoduje pogłębiające się problemy z niedoborem wody. Ciągły wzrost liczby mieszkańców oraz zwiększająca się ilość turystów odwiedzających Kanion Colca, w niedalekiej przyszłości może skutkować ogromnymi problemami społecznymi. W związku z tym niezbędne wydaje się

założenie stałego systemu monitorowania lodowców. Potrzebne są także dokładne pomiary poziomu wód w rzekach, obrazujące w jakim tempie maleje udział zasilania pochodzący z lodowców.



Ryc. 5. Przewidywany rok całkowitej deglacji na podstawie ekstrapolowanego trendu dotychczasowych zmian powierzchni lodowca w masywie Coropuna (Gripweb, zmodyfikowane)

Fig. 5. The expected year of the total deglaciation on the basis of the extrapolated tendency of previous changes on the glacier surface in the Coropuna massif (Gripweb, modified)



Ryc. 6. Przewidywany rok całkowitej deglacji na podstawie ekstrapolowanego trendu dotychczasowych zmian powierzchni lodowca w masywie Mismi (Janský i in. 2011, zmodyfikowane)

Fig. 6. The expected year of the total deglaciation on the basis of the extrapolated tendency of previous changes on the glacier surface in the Mismi massif (Janský et al. 2011, modified)

## Pozostałe problemy

W rejonie Pampa de Majes i Pampa de Siguas mamy do czynienia z problemami wodnymi wszelkiego rodzaju. Nie tylko nadmierne topnienie lodowców i ogromne parowanie nęka ten pustylny region. W ciągu ostatnich 30 lat nastąpił wzrost intensywności i częstotliwości zjawiska El Niño. Prognozy wskazują, że zjawisko to będzie się nasilać w przeciągu najbliższych 50 lat, powodując poważne susze na południu kraju, m.in. w departamencie Arequipa. Dla takich regionów, gdzie gospodarka w dużym stopniu zależna jest od energii wodnej i zasobów wodnych, zmiana cyklu hydrologicznego spowodowana przez zjawisko El Niño może mieć istotny wpływ na równowagę ekosystemów generując poważne konsekwencje społeczne i ekonomiczne, a także wpływając na stabilność gospodarczą i rozwój regionu (Munimajes).

Nie możemy zapominać, że są też różnego rodzaju kwestie związane z zanieczyszczeniem wód i gleb spowodowane m.in. górnictwem w górnych odcinkach rzek zasilających system irygacyjny. W Kanionie Colca znajdują się dwie prymitywne kopalnie, gdzie bez koncesji odbywa się wydobywanie złota. Odpady z przeróbki trafiają bezpośrednio do Rio Colca (Munimajes).

Kolejnym problemem jest spór z prowincją Espinar w departamencie Cusco, której mieszkańcy czują się pokrzywdzeni poprzez działania związane z rozwojem projektu Majes-Siguas. Mieszkańcy obawiając się, że w przyszłości zabraknie dla nich wody, dochodzą swych praw w sądzie. Najprawdopodobniej część wody, która obecnie kierowana jest na równiny Pampa de Majes i Pampa de Siguas w najbliższym czasie zostanie oddana prowincji Espinar (Perudebate).

Następnymi zagadnieniami wymagającymi dogłębnego rozpatrzenia są nieuregulowana gospodarka wodno-ściekowa oraz ciągle wzrastająca liczba ludności napływającej na nawadniane tereny. Ludzie skuszeni wizją lepszego życia i możliwością szybkiego zysku przybywają na pustylny regiony Pampy de Majes i Siguas z całego Peru, jednakże przeważająca większość pochodzi z górskich rejonów Puno i Cusco. Budują prowizoryczne szalasy, w których nie ma toalet, szerzą się choroby (głównie gruźlica). Brak też podstawowej opieki społecznej. Osadnicy nie zdają sobie sprawy z kruchości ekosystemu, w którym żyją. Nazywają to miejsce „Ziemią Błogosławioną”, gdyż gleba wydaje plony przez cały rok, jeśli oczywiście ma do dyspozycji wystarczającą ilość wody (Kurek, Wojciechowska 2011). Szacuje się, że projekt Majes-Siguas ściągnął na pustynię ok. 30000 osadników, a ich liczba stale rośnie.

W strefie zasilania znajduje się jedna duża, turystyczna miejscowość – Chivay, gdzie wybudowano ok. 60 różnej wielkości hoteli. W 2010 roku tylko dwa z nich miały oczyszczalnie ścieków. Rocznie przez Kanion Colca przewijają się ok. 150 tysięcy turystów (Autocolca), a jak wiadomo wzrost ruchu turystycznego wywołuje zwiększone zapotrzebowanie na wodę oraz wzrost zanieczyszczeń.

Projekt Majes-Siguas jest odpowiedzialny za zmniejszenie przepływu wód w Rio Colca i obniżenie zasobów dyspozycyjnych w górnej części zlewni. Pierwszego spłynięcia Kanionem

Colca dokonali polscy kajakarzy w 1981 roku. W tym momencie kanion nie jest już dostępny dla kajakarzy na całej swej długości. Realizacja dalszych etapów projektu będzie tylko pogłębiała ten problem. Dodatkowo borykająca się z niedoborem wody 800 tysięczna stolica regionu – Arequipa – przekierowuje strumienie z Altiplano do Rio Chili, zasilającej miasto, co także wymaga obniżanie poziomu wód w Rio Colca (Galaś 2008).

## Podsumowanie i wnioski

Przeprowadzone prace kameralne, mające na celu wstępną prognozę hydrologiczną dla projektu Majes-Siguas ujawniły niedostateczną ilość danych hydrologicznych, pozwalających na rzetelne określenie przyszłych oddziaływań projektu na zmiany stosunków wodnych w badanym regionie.

Kumulacja wszystkich wymienionych wcześniej problemów, które w dużej mierze nie są kontrolowane, może doprowadzić do katastrofy ekologicznej regionu, sytuacji w której środowisko nie będzie w stanie zapewnić swoim mieszkańcom wystarczającej ilości wody i pożywienia.

Bilans wodny dla nawadnianego obszaru jest wybitnie ujemny. Potwierdzeniem mogłoby być zastosowanie trywialnego wzoru na ogólny bilans wodny Pencka-Oppokowa, który dosadnie potwierdza skrajnie ujemny bilans wodny na pustynnym terenie Pampa de Majes i Pampa de Sigwas (dane pochodzące z Ministerstwa Rolnictwa Peru – Minag):

$$P = H + E$$

$$7[\text{mm}] = 0[\text{mm}] + 2336[\text{mm}]$$

$$\Rightarrow - 2329[\text{mm}]$$

gdzie:

$$P \text{ (opad)} = 7 \text{ [mm/rok]},$$

$$H \text{ (odpływ)} = 0 \text{ [mm/rok]} - \text{nie uwzględniając rzek tranzytowych,}$$

$$E \text{ (parowanie)} = 2336 \text{ [mm/rok]}$$

Problem jest jednak nad wyraz złożony i niestety nie można go sprowadzić do powyższego równania. Aby móc przedstawić wiarygodną prognozę hydrologiczną dla całego obszaru projektu Majes-Siguas, obejmującego zarówno strefę zasilającą leżącą w części górskiej i strefę drenującą ulokowaną na pustynnej równinie, należałoby wykonać numeryczny model hydrologiczny. Do tego potrzebne są szczegółowe dane z wielolecia, dotyczące przepływów wód w rzekach otaczających i zasilających. Konieczne jest także uwzględnienie wszystkich czynników klimatycznych, takich jak cykliczne zmiany wywołwane efektem El Niño, pory deszczowe i suche w górskich częściach rzek, a także tempo topnienia lodowców. Potrzebne jest zatem założenie rozbudowanej sieci monitoringowej, która pozwoliłaby z odpowiednim wyprzedzeniem przewidzieć zagrożenie i wprowadzić procedury mające na celu odpowiednie zabezpieczenie ludności w okresach suszy. Ponadto dzięki niemu możliwe byłoby uzyskanie odpowiedzi na najistotniejsze pytania: Kiedy dokładnie brak wody pitnej zacznie stanowić realne zagrożenie? Jakie kroki należy podjąć, aby zmniejszyć skalę tego zjawiska? A także, co należy zrobić, jeśli będzie już za późno? Ograniczenie ilości mieszkańców wydaje się być jednym

z lepszych pomysłów, jednakże jest to praktycznie niewykonalne, gdyż w ostatnich latach szerzy się proceder nielegalnego osadnictwa, nie istniejącego w żadnych raportach. Problematyczna będzie także akcja przesiedleńcza, gdyż większość osób, aby móc przenieść się na „Błogosławioną Ziemię” i zacząć nowe życie zainwestowała swoje oszczędności, a często straciła wszystkie, stając się ofiarami nielegalnych handlarzy ziemią (Kurek, Wojciechowska 2011). Jak na razie jedyną formą pomocy może się okazać uświadamianie ludności o istniejących zagrożeniach i przygotowanie strategii działania na wypadek zaistnienia stanu wyjątkowego.

## Literatura

- Arenas Córdova R., 2008. *Gerente del proyecto Majes Siguan - Proyecto Majes Siguan II Etapa Oportunidades de Inversiones*. PPT.
- Curso de Irrigación - Curso de Irrigación UNI-FIC. Proyecto Especial Majes Siguan. Documento de Trabajo.
- Galaś A., 2008. *Problemy gospodarki zasobami środowiska w okolicy Kanionu Colca, Peru*. Gospodarka Surowcami Mineralnymi. 24, 2, 142-144, 148.
- Galaś A., Paulo A., 2008. *Idea ochrony Kanionu Colca i Doliny Wulkanów*. [W]: Paulo A., Galaś A. Polskie badania w Kanionie Colca i Dolinie Wulkanów. Kwartalnik Akademii Górniczo-Hutniczej im. St. Staszica w Krakowie. Geologia, 34, 2/1, 138, 146.
- Kurek A., Wojciechowska E., 2011. *Reportaż: Błogosławiona Ziemia*. Salezjański Wolontariat Misyjny „Młodzi Światu”. Kraków.
- Paulo A., Galaś A., 2008. *Górnictwo i inne inwestycje w sąsiedztwie Kanionu Colca*. [W]: Paulo A., Galaś A. Polskie badania w Kanionie Colca i Dolinie Wulkanów. Kwart. Akademii Górniczo-Hutniczej im. St. Staszica w Krakowie. Geologia, 34, 2/1, 138, 146.

## Źródła internetowe

<http://perudebate.pucp.edu.pe>

<http://www.ana.gob.pe>

<http://www.autodema.gob.pe>

<http://www.colcaperu.gob.pe>

<http://www.gripweb.org>

<http://www.minag.gob.pe>

<http://www.munimajes.gob.pe/PLAN ESTRATEGICO MAJES.pdf>

<http://www.proinversion.gob.pe>

# ROZPUSZCZANIE SKAŁ W ARKTYCE SPOWODOWANE WODAMI OPADOWYMI I ROZTOPOWYMI NA PRZYKŁADZIE STOŻKÓW USYPISKOWYCH W DOLINIE BRATTEGG (SW SPITSBERGEN)

**Krzysztof Senderak**

*Uniwersytet Wrocławski, Wydział Nauk o Ziemi i Kształtowania Środowiska, Instytut Nauk Geologicznych, Zakład Geologii Fizycznej, Wrocław*

## **Dissolution of rocks in the Arctic caused by rainwater and snowmelt illustrated with an example of talus cones in Brattegg Valley (SW Spitsbergen)**

*This paper presents data from hydrochemical survey, carried out on the glacial Brattegg Valley located in the SW Spitsbergen. From the west, the valley is limited by the low mountain range (Gullichsenfjellet, 583 m a.s.l.). Since the glacier regression in the valley talus and talus-alluvial cones developed on all slopes, especially in the eastern slopes. The 8 cones' complex which formed there can be characterized by a steep proximal part, an average apex height of 230 m a.s.l. and a distal part which flows directly into the proglacial Myrktjørna lake. Some of the cones, distant from the lake coastline, turn into alluvial cones. The hydrogeological mapping allowed to characterize all forms as a groundwater medium. Within this complex five periodical springs have been identified which in each case are in a transition line from a talus cone to a alluvial cone. After 12 days during which little rain fall, the drying springs have been observed. Therefore alimentation medium happens by precipitation and infiltration of water from snow melting lobes, which are located in recesses between the cones. The water coming from the surface flows from the peaks of the massif and infiltrates the cones in apex. The water outflows were sampled twice in three points. The physico-chemical parameters of water were measured in situ. The samples were then filtered, dried and weighed in order to obtain information on the deposit in suspension. Water was marked on the ion chromatograph in the Polish Polar Station Hornsund IGF PAN. The results were compared to the analysis of chemical composition of rainwater, which were sampled at the same research time, in the vicinity of the Lodowcowa river. Moreover, the sampling was carried for 8 other points in the valley at that time.*

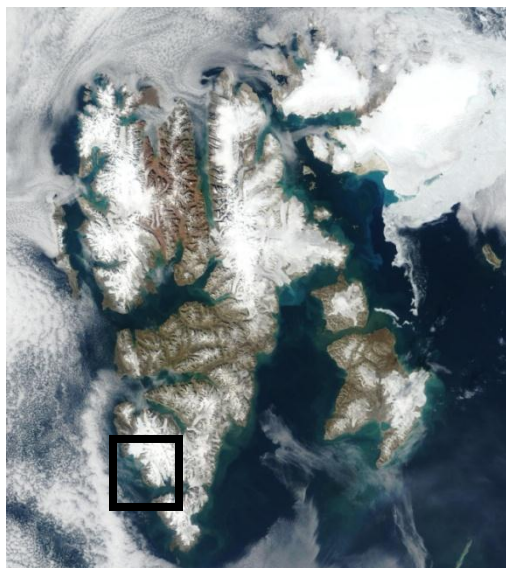


**Key words:** *glacial hydrogeology, periglacial zone, Pleistocene glaciation, chemical weathering, Svalbard*

## Wprowadzenie

Pojęcie rozpuszczania skał często używa się do charakterystyki utworów węglanowych, które przypisuje się tradycyjnie do krasu. W wyniku intensywnego wietrzenia chemicznego, spowodowanego działalnością wód podziemnych i powierzchniowych, skały te podlegają krasowieniu. Proces rozpuszczania obejmuje jednak, bez wyjątku, wszystkie ośrodki skalne. Spełnione powinno być jedynie założenie dotyczące obecności roztworu wodnego. Warunek oraz pozostałe czynniki wpływające na szybkość zachodzenia reakcji hydrogeochemicznych powodują wystąpienie procesu rozpuszczania skał. Wśród czynników istotną rolę odgrywa temperatura, która skutecznie przyspiesza lub spowalnia tę aktywność (Macioszczyk i in. 2002, Macioszczyk 2006).

Najbardziej czule na zmiany klimatyczne są miejsca położone w strefie klimatu subpolarnego – charakterystyczna mroźna zima trwająca przez 9-10 miesięcy oraz 2-3 miesięczny okres letni z temperaturą rzadko przekraczającą 5°C (Przybylak 2002, 2007, Marsz, Styszyńska 2007). Takie warunki powodują największą dynamikę zmian w środowiskach morfogenetycznych strefy peryglacialnej (Cooper i in. 2002, Hodkins i in. 2003). Silnie ograniczają możliwość wystąpienia zjawisk hydratacji lub hydrolizy, ale predysponują do zwiększenia działalności wietrzenia fizycznego. Wynikiem mechanicznego niszczenia skał w Arktyce są powszechne, na obszarach nieprzykrytych lodowcami, grawitacyjne stoki usypiskowe (Jahn 1967, 1970, Albjär i in. 1979, Åkerman 1984).



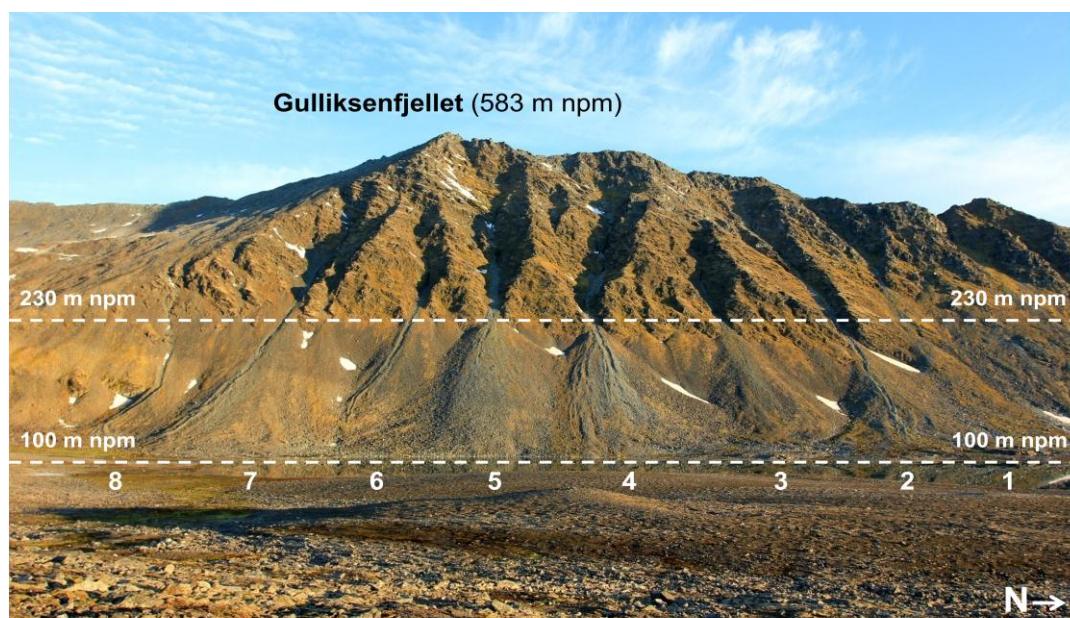
Ryc. 1. Fragment zdjęcia satelitarnego TERRA sensor MODIS z zaznaczonym obszarem badań ([www.visibleearth.nasa.gov](http://www.visibleearth.nasa.gov))

*Fig. 1. A part of satellite image TERRA-MODIS sensor with marked area of study ([www.visibleearth.nasa.gov](http://www.visibleearth.nasa.gov))*

W artykule przedstawiono zagadnienie rozpuszczania skał krystalicznych spowodowane wodą opadową i roztopową. Przeanalizowano wodę przepływającą przez podłoże krystaliczne z niewielką ilością utworów zwietrzelinowych oraz wodę infiltrującą przez osad stożków usypiskowych. Wykazano wzrost wietrzenia chemicznego przy zwiększeniu intensywności wietrzenia mechanicznego.

## Obszar badań

Objęta badaniami dolina Brattegg (*Bratteggdalen*) znajduje się na południu Ziemi Wedela Jarlsberga, w okolicach fiordu Hornsund, na południowo-zachodnim Spitsbergenie (Ryc. 1). Położona jest w okolicach Stacji Polarnej im. Stanisława Baranowskiego należącej do Uniwersytetu Wrocławskiego. Stanowi część skomplikowanego układu grzbietów i dolin rozciągającego się na południe od lodowca Werenskiolda (*Werenskiolbreen*). W dolinie rozwinął się system trzech jezior polodowcowych połączonych siecią strumieni. Zbiorniki znajdują się na trzech poziomach wysokościowych (235, 138, 75 m n.p.m.), stąd określenia: górne, środkowe i dolne (*Myrktjørna*). Zasięg każdego z nich wyznaczają progi skalne. Dolina cechuje się także wyraźną asymetrią (Kostrzewski i in., 2004). Wschodnie zbocze, opadające spod kulminacji Angellfjellet (591 m n.p.m.), charakteryzuje się długim stokiem o łagodnym nachyleniu. Przeciwnie eksponowane na wschód, z masywem Gullichsenfjellet (583 m n.p.m.), stanowi wyraźnie stromą część obszaru (Ryc. 2).



Ryc. 2. Dolina Brattegg i wschodnie stoki Gullichsenfjellet. Stożkom przypisano nr 1-8

Fig. 2. The Brattegg Valley and eastern slopes of Gullichsenfjellet massive. Cones described the numbers 1-8

Współczesna rzeźba terenu ukształtowana została przez ostatnie zlodowacenia plejstoceńskie. Pozostałością po tym okresie wydaje się być lodowiec Brattegg (*Bratteggbreen*) uznawany przez część glaciologów za wielki płat wiecznego śniegu. Od czasu deglacjacji w dolinie rozwijają się typowe dla strefy peryglacjalnej formy. Wśród nich dostrzec można wystąpienia gruntów strukturalnych, czy pola jeziorów soliflukcyjnych. Odsłonięcie obszaru dolinnego spod lodowca uruchomiło również szereg procesów odpadania i obrywów oraz splotów gruzowych, które kontrolują powstawanie i kształtowanie grawitacyjnych stoków usypiskowych (Owczarek 2010). Na wschodnich stokach Gullichsenfjellet, powyżej jeziora polodowcowego Myrktjørna (~75 m n.p.m.), rozwija się kompleks 8 stożków usypiskowych. Powstają one w obrębie skał krystalicznych środkowego proterozoiku – kwarcytów, łupków i amfibolitów, które zaliczane są do sukcesji Hecla Hoek (Czerny i in. 1993). Średnie nachylenie wynosi od 35 do 40°, natomiast długość usypiska waha się od 200 do 300 m. Część z nich ma tendencję do przechodzenia w stożki napływowe. Formę aluwialną wyznacza wyraźna zmiana nachylenia oraz liczne pola jeziorów soliflukcyjnych na powierzchni.

Warunki klimatyczne w dolinie Brattegg odpowiadają strefie klimatu subpolarnego. Średnia roczna temperatura powietrza wynosi -4,4°C, przy -11,3°C w styczniu i +4,4°C w lipcu. W okolicach fiordu Hornsund odnotowuje się opad do 300-400 mm (Marsz, Styszyńska 2007). Podane wartości charakteryzują surowe warunki polarne warunkujące interwał czasu, podczas którego zachodzi proces rozpuszczania skał.

## Metodyka

W okresie letnim 2012 roku przeprowadzono badania terenowe. Podstawową metodą badawczą było szczegółowe kartowanie form stożkowych, które pozwoliło ustalić cechy osadu na powierzchni w rozciągłości każdego usypiska. Wykonano również kartowanie hydrogeologiczne wypływów występujących w obrębie stożków oraz profilowanie elektrooporowe przez stożek nr 2, które umożliwiło scharakteryzowanie stożków, jako ośrodków hydrogeologicznych. W obrębie całego kompleksu stwierdzono wystąpienia 5 krótkookresowych wypływów, w każdym przypadku w linii przejścia ze stożka usypiskowego w napływową.

W trzech wyznaczonych punktach (wypływach) wodę dwukrotnie opróbowano. Pozostałe 2 stwierdzone źródła były niewystarczające do pobrania odpowiedniego materiału. Parametry fizyko-chemiczne wody, w tym temperaturę, pH, przewodnictwo, natlenienie oraz nasycenie tlenem mierzono *in situ* (Tab. 2). Próbkę następnie filtrowano (0,25 dm<sup>3</sup>, Whatman GF/F 0,45 μm) oraz suszono (105°C) i ważono, w celu uzyskania informacji nt. zawieszonego osadu (Tab. 3). Wodę oznaczono na chromatografie jonowym (Metrohm) w Polskiej Stacji Polarnej Hornsund IGF PAN. W sumie wykonano 20 analiz. Wyniki odniesiono do składu chemicznego wód próbkowanych w 8 innych punktach obserwacyjnych oraz do analiz wód opadowych z okolic przełomu rzeki Lodowcowej pobranych w tym samym sezonie badawczym.

Tab. 1. Charakterystyka punktów pomiarowych  
 Tab. 1. Characteristics of the investigated simples

Nr punktu No. point	Wysokość (w m n.p.m.) Elevation (in m a.s.l.)	Lokalizacja Location	Charakterystyka punktu, próbki Description of the point and sample	ŚŚ
1	235	Jezioro górne rozwinięte przed lodowcem Bratteg	Miejsce obecnie pod wpływem lodowca; woda pobrana w punkcie ujścia jeziora górnego	I
2	140	Ponad jeziorem środkowym	Środkowa część doliny, Woda przepływająca przez podłoże krystaliczne z niewielką pokrywą osadową (żwir i gruz)	II
3	135	Poniżej jeziora środkowego		
4	115	Na wysokości doliny Steinvik		
5	75	Dopływ jeziora Myrktjørna	Woda spływająca z południowej części doliny	III
6	80	Stok E pod Angelfjellet, soliflukcja I	Woda przepływająca przez stoki pokryte polami jeziorów soliflukcyjnych, wschodnia część doliny	
7	80	Stok E pod Angelfjellet, soliflukcja II		
8	85	Stok W pod Gullichsenfjellet, między stożkami nr 4-5	Woda wypływająca w częściach dystalnych stożków usypiskowych tworzących się na stokach masywu Gullichsenfjellet, stożek 5 – młodszy, 1 – starszy	IV
9	85	Stok W pod Gullichsenfjellet, stożek nr 4		
10	85	Stok W pod Gullichsenfjellet, między stożkami nr 1-2		
11	75	Ujście jeziora Myrktjørna	Woda obejmująca zlewnię całego systemu trzech jezior polodowcowych połączonych potokami	

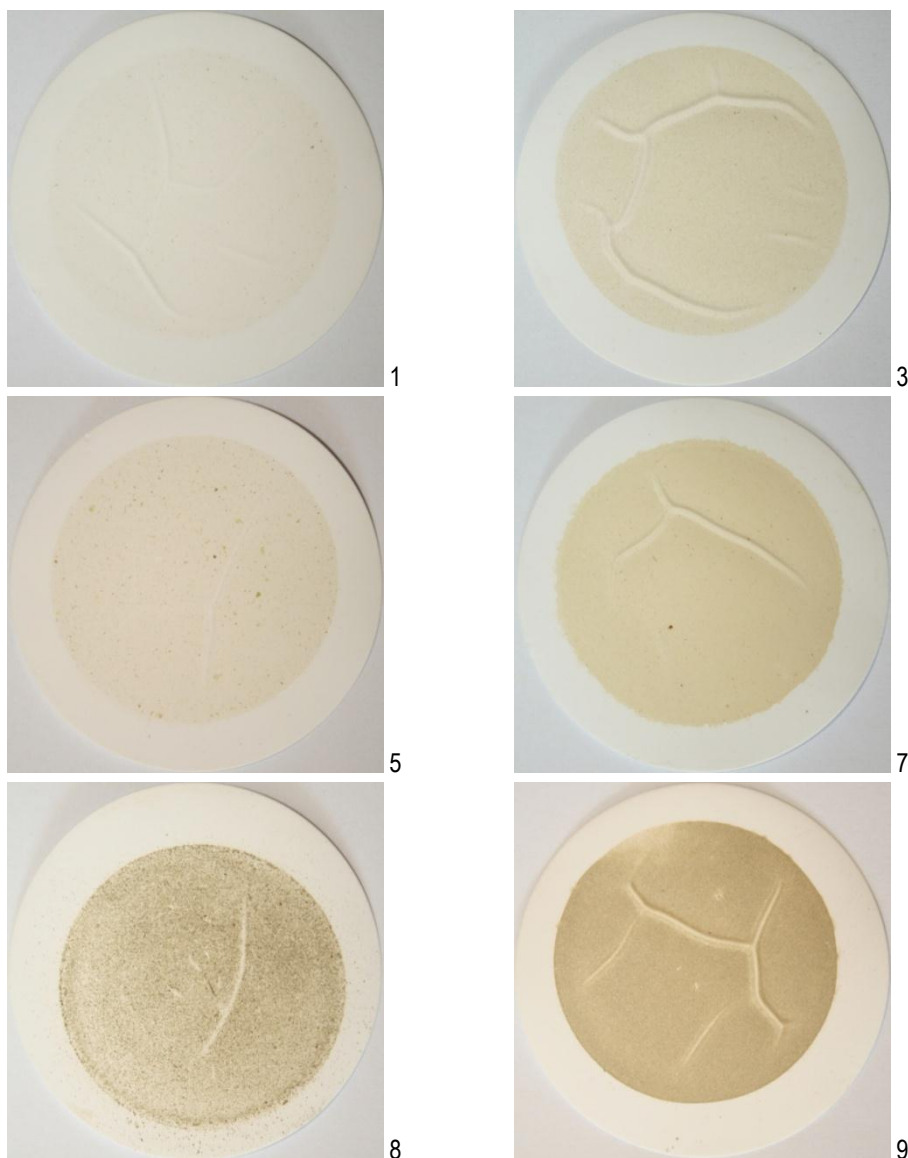
ŚŚ – środowisko sedymentacyjne

Explanations of symbol ŚŚ – sedimentary environment

Wszystkie miejsca, w których prowadzono badania, różnią się wysokością n.p.m., odległością od wybrzeża morskiego, wpływem i zasięgiem lodowca, a także płatów śniegu, zmiennością opadów atmosferycznych, nasłonecznieniem oraz charakterem ośrodka hydrogeologicznego, przez który przepływa próbkowana woda (Nitychoruk, Dzierżek 1988). Znaczenie czynnika geologicznego wiąże się z litologią i wielkością osadu zdeponowanego, bądź powstałego *in situ*.

Wyznaczanie punktów obserwacyjnych w charakterystycznych miejscach w dolinie Bratteg umożliwiło prześledzenie zmian średniego składu chemicznego w poszczególnych odcinkach morfodynamicznych. Wydzielono i porównano 4 typowe środowiska sedymentacyjne: I – proglacialne jezioro górne stanowiące podstawę odniesienia dla pozostałych środowisk, II – środkowa część doliny z wodą przepływającą przez podłoże krystaliczne i niewielką pokrywą

osadową (żwir i gruz), III – wschodnie stoki doliny pod Angelfjellet z wodą przepływającą przez pola jeziorów soliflukcyjnych, IV – zachodnie stoki pod Gullichsenfjellet z wodą przepływającą przez stożki usypiskowe (Tab. 1).



Ryc. 3. Wybrane sączki po filtracji: 1 – górne jezioro, niewielka ilość zawiesiny, 3 – środkowe jezioro, mało osadu drobnego, 5 – wejście do jeziora dolnego, widoczne makroskopowe pojedyncze ziarna, 7 – soliflukcja, 8 – stożek usypiskowy, frakcja drobnego piasku, 9 – stożek usypiskowy, frakcja mulowa

Fig. 3. Selected filter paper after filtration: 1 – upper lake, a small amount of suspension, 3 – middle lake, very fine sediment, 5 – the entrance to the lake bottom, visible macroscopic single grain, 7 – solifluction, 8 – talus cone, fraction of fine sand, 9 – talus cone, fraction of mules

## Wyniki

Najważniejszą zauważalną różnicą jest zawartość procentowa jonów  $\text{Cl}^-$  i  $\text{Na}^+$ . Wysoka zawartość tych składników w ogólności związana jest z niedużą odległością od wybrzeża Morza Grenlandzkiego. Z jego obszaru transportowane są w formie aerozoli krople wody morskiej. We wszystkich środowiskach udział jonów wynosi od 40 do 70%. Najniższe wartości (~40%) odpowiadają stożkom usypiskowym położonym najbliższej wybrzeża (Ryc. 4). Próbkę pochodzące z tych miejsc zawierają jednak największą ilość tych jonów (~7,6 g/dm<sup>3</sup>  $\text{Cl}^-$ , ~4,8 g/dm<sup>3</sup>  $\text{Na}^+$ ). W składzie wody wypływającej ze stożków odmiennie zaznacza się udział jonów  $\text{Ca}^{2+}$  oraz  $\text{K}^+$ , które można wiązać ze składem chemicznym rozpuszczanych skał – amfibolitów i łupków chlorytowych.

Wyrażna zmiana dotyczy również ogólnej mineralizacji wód, która w środowisku górnego (I) oraz środkowego jeziora (II) wynosi niewiele ponad 10 mg/dm<sup>3</sup>. Na obszarze pokrytym powierzchnią soliflukcji (III) sięga ponad 20 mg/dm<sup>3</sup>, natomiast w obrębie stożków (IV) osiąga wartości ponad 30 mg/dm<sup>3</sup> (maksymalna zmierzona wartość: 35,44 mg/dm<sup>3</sup>). Mineralizacja oraz ogólna zawartość substancji stałych (pomiar TDS ppm, Tab. 2) wskazuje na ponad dwukrotnie wyższą aktywność procesów wietrzenia chemicznego w obrębie usypisk, niż w pozostałych punktach. Ponadto woda wypływająca ze stożków niesie największą ilość zawiesiny, co zostało przedstawione na zdjęciach sączków po filtracji (Ryc. 3) oraz w tabeli przedstawiającej wagę transportowanego osadu (Tab. 3).

Stożki usypiskowe w dolinie Bratteg, wśród obszarów niezlodowaconych, stanowią środowisko o największym dynamizmie procesów wietrzenia fizycznego, co przekłada się bezpośrednio na aktywność procesów wietrzenia chemicznego, w tym rozpuszczania skał. Usypiska generują warunki, które w klimacie subpolarnym, predysponują do zwiększenia niszczenia skał i osadu.

Tab. 2. Wybrane parametry fizyko-chemiczne wody

Tab. 2. Selected physico-chemical parameters of water

Nr punktu No. point	°C	pH	Eh	PEW (µS/cm)	TDS (ppm)	DO (mg/dm <sup>3</sup> )	Zasolenie (‰) Salinity	ŚS
1	0,33	8,9	-140,22	30,40	15	13,72	0,01	I
2	1,83	8,04	-98,58	31,18	15,71	13,28	0,01	II
3	2,49	7,82	-87,71	25,36	12,56	13,25	0,01	
4	1,96	7,59	-76,51	34,07	16,93	13,37	0,02	
5	2,71	8,09	-101,33	32,73	16,39	13,14	0,01	
6	3,81	7,63	-78,45	50,33	25,28	12,17	0,02	III
7	3,19	7,86	-89,62	58,31	29,07	12,32	0,03	
8	1,87	8,74	-132,77	85,73	42,82	13,02	0,04	IV
9	2,82	8,37	-114,78	100,40	50	13,24	0,05	
10	3,06	8,28	-110,36	82,82	41,35	12,91	0,04	
11	4,12	8,09	-101,26	33,74	16,85	12,92	0,02	

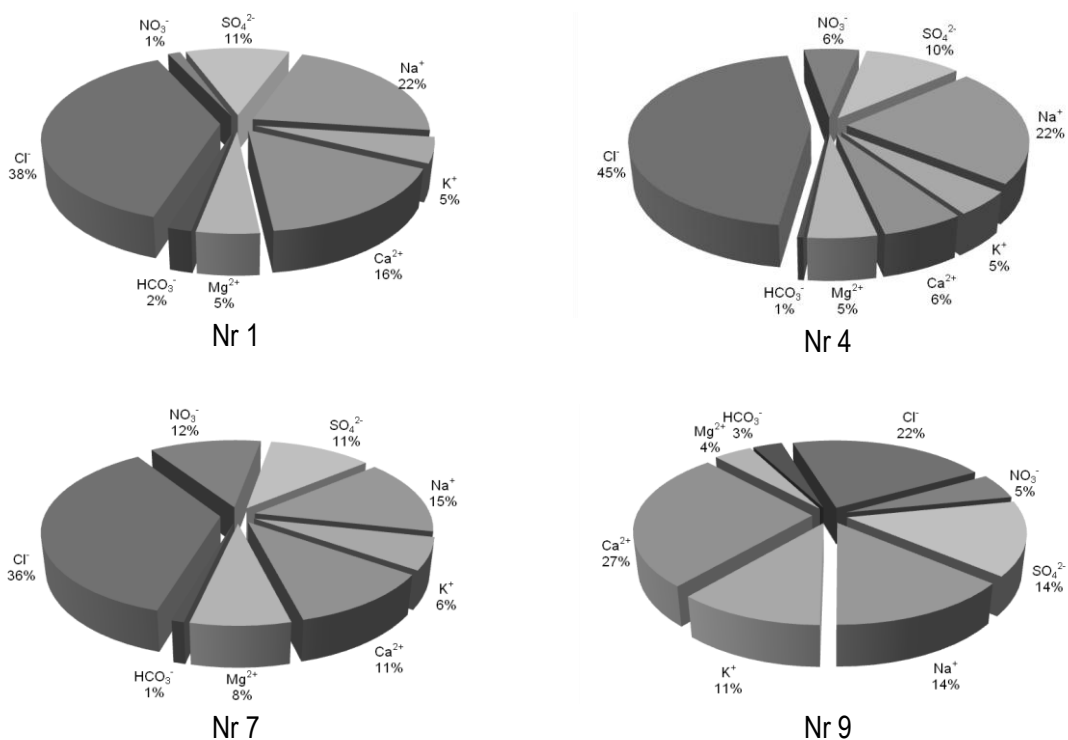
Wyjaśnienie symboli: DO – ilość rozpuszczonego tlenu / Explanation of symbols: DO – dissolved oxygen

Tab. 3. Ilość osadu w próbkach wody (w g/dm<sup>3</sup>)Tab. 3. Sediment in the samples of water (g/dm<sup>3</sup>)

ŚS	I	II				III		IV			
Nr punktu	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Ilość osadu	-	0,0386	0,0164	0,0188	0,0368	0,0132	0,0194	0,0896	0,0516	0,0340	0,0240

ŚS – środowisko sedymentacyjne / Explanations of symbol ŚS – sedimentary environment

W trakcie obserwacji stwierdzono zanik wypływów po okresie 12 dni (13-25 sierpnia) z opadem deszczu wynoszącym od 0 do 1,6 mm na dobę. Stożki zasilane są zatem w wyniku infiltracji opadów atmosferycznych oraz wody pochodzącej z topniejących płatów śniegu znajdujących się w niszach między stożkami i szczytowych partiach masywu. Woda pochodząca ze spływu powierzchniowego infiltruje do stożka w apeksie. Splywa po powierzchni skalnego (litego) zbocza i przepływa przez osad usypiska.



Ryc. 4. Średni skład chemiczny wody w dolinie Brattegg

Fig. 4. Average chemical composition of water in Brattegg Valley

## Podsumowanie

Za rozpuszczanie skał w Arktyce odpowiada przede wszystkim dynamika zmian temperatury powietrza oraz fluktuacja rodzajów i natężenia opadów atmosferycznych. Oba czynniki, charakterystyczne dla obszaru strefy peryglacjalnej, powodują intensywną współzależność między litologią a hydrosferą. Ta relacja prowadzi do wietrzenia fizycznego powodującego niszczenie skał i depozycję luźnego osadu. Reakcją środowisk morfogenetycznych zdominowanych przez utwory osadowe jest wyraźne zwiększenie intensywności wietrzenia chemicznego.

Porównanie składu chemicznego oraz parametrów fizyko-chemicznych wody z punktów reprezentatywnych pozwala wskazać w dolinie Bratteg miejsca predysponowane do rozpuszczania skał. Proces ten zachodzi najintensywniej w obrębie grawitacyjnych stoków i stożków usypiskowych, które wykazują największą dynamikę zmian (punkt nr 8, 9, 10). Mniejsza aktywność środowiska, ale również dość wysoki stopień procesów wietrzenia chemicznego, objawia się w miejscu występowania spływów soliflukcyjnych. Wypływy te transportują sporą ilość substancji stałych w zawiesinie, lecz dynamizm ogranicza specyfika procesów soliflukcji (punkt nr 6, 7). Niewielki udział przypada z kolei na obszar z niewielką pokrywą osadową (punkt nr 2, 3, 4, 5). Zatem im więcej materiału osadowego w środowisku, tym większy stopień rozpuszczania skał. Powyższą zależność potwierdzono w badaniach.

*Podziękowania: Badania sfinansowano ze środków JM Rektora oraz Dziekana Wydziału Nauk o Ziemi i Kształtowania Środowiska UW. Chcę wyrazić szczególne podziękowania dr Annie Kowalskiej za inspirację, mgr Elżbiecie Majchrowskiej za pomoc w przygotowaniu prób oraz mgr. inż. Piotrowi Modzelowi za wsparcie. Współpraca przy analizach chemicznych: Arctic Field Grant 2012, Norwegian Research Council, No. 1885.*

## Literatura

- Åkerman H. J., 1984. *Notes on talus morphology and processes in Spitsbergen*. Geografiska Annaler 66A (4): 267–284.
- Albjär G., Rehn J., Stromquist L., 1979. *Notes on talus formation in different climates*. Geografiska Annaler 61A (3-4): 179-185.
- Cooper R. J., Wadham J. L., Tranter M., Hodgkins R., Peters N. E., 2002. *Groundwater hydrochemistry in the active layer of the proglacial zone. Finsterwaldbreen, Svalbard*. Journal of Hydrology, 269, 208-223.
- Czerny J., Kieres A., Manecki M., Rajchel J., 1993. *Geological map of the SW part of Wedel Jarlsberg Land, Spitsbergen, 1:25000*, Manecki A. (red.), Institute of Geology and Minerals Deposits, University of Mining and Metallurgy, Cracow.
- Hodkins R., Cooper R., Wadham J., Tranter M., 2003. *Suspended sediment fluxes in a high Arctic glacierised catchment: implications for fluvial sediment storage*. Sedimentary Geology 162. 105-117.
- Jahn A., 1967. *Some features of mass movement on Spitsbergen slopes*. Geografiska Annaler Series A Physical Geography 49: 213–225.
- Jahn A., 1970. *Zagadnienia strefy peryglacjalnej*. PWN, Warszawa. 157-172.



- Kostrzewski A., Pulina M., Zwoliński Z. (red.), 2004. *Glacjologia, geomorfologia i sedymentologia środowiska polarnego Spitsbergenu*. Stowarzyszenie Geomorfologów Polskich, Sosnowiec – Poznań – Longyearbyen.
- Macioszczyk A. (red.), 2006. *Podstawy hydrogeologii stosowanej*. PWN, Warszawa.
- Macioszczyk A., Dobrzyński D., 2002. *Hydrogeochemia strefy aktywnej wymiany wód podziemnych*. PWN, Warszawa.
- Marsz A. A., Styszyńska, A. (red.), 2007. *Klimat rejonu Polskiej Stacji Polarnej w Hornsundzie – stan, zmiany i ich przyczyny*. Wydawnictwo Akademii Morskiej w Gdyni.
- Nitychoruk J., Dzierżek J., 1988. *Morphogenetic features of talus cones in northwestern Wedel Jarlsberg Land, Spitsbergen*. Polish Polar Research.
- Owczarek P., 2010. *Talus cone activity recorded by tree-rings of Arctic dwarf shrubs: a study case from SW Spitsbergen, Norway*. Geologija. Vilnius. Vol. 52. No. 1–4 (69–74).
- Przybylak R., 2002. *Variability of air temperature and atmospheric precipitation in the Arctic*, Kluwer Academic Publ., 332.
- Przybylak R., 2007. *Recent air-temperature changes in the Arctic*. Ann. Glac., 46, 316-324.

## ZMIANY FUNKCJI UZDROWISKOWYCH MIAST POŁUDNIOWO-ZACHODNIEJ CZĘŚCI WOJEWÓDZTWA ŚLĄSKIEGO WYWOŁANE DEPRECJACJĄ ZASOBÓW

**Weronika Sznober, Edyta Wita**

Uniwersytet Śląski, Wydział Nauk o Ziemi, Katedra Hydrogeologii i Geologii Inżynierskiej,  
Sosnowiec

### **Changes in the spa function of cities in the south western part of Silesian Voievodship caused by depreciation of resources therapeutic water**

*This paper concerns changes that are connected with a spa function of cities in the south-western part of Silesian Voievodship. The period of the most intensive changes has fallen on the end of the previous century and is still continuing today through the development of existing health-resorts. The main focus of this paper is on the history of the health-resort Goczałkowice-Zdrój, as well as already non-existing health-resort in Jastrzębie-Zdrój and relatively new, as far as the use of brine is concerned, health-resort Ustroń.*

*The history of health-resort Goczałkowice-Zdrój dates back to 1856, when in the process searching for salt, rich deposits of brine, characterized by its therapeutic properties, were discovered. To this day the health-resort focuses on using brine obtained from three salt wells. The beginnings of health-resort Jastrzębie-Zdrój go back to 1859 and are connected with the accidental discovery of brine deposits while drilling in search of coal. In 1863 the second brine deposit was found which resulted in the development of the spa. However, blast-furnace slag was used in Ustroń since 18th for preparing baths rich in sulfur compounds. What is more, rich deposits of therapeutic mud discovered in Ustroń Dolny in 1897 used to be exploited. Intensive development of coalmining in Jastrzebie-Zdrój caused the collapse of the spa in 1994. One year later brine wells in Ustroń drilled beforehand have been put into use.*

**Key words:** Jastrzębie-Zdrój, Goczałkowice-Zdrój, Ustroń, health resort, brine, thermal waters

## Wstęp

Od wieków wody solankowe wykorzystywane są do celów leczniczych. Są one pozyskiwane z różnowiekowych skał niezależnie od głębokości ich zalegania. Uzdrowiska nie były związane jedynie z wodami solankowymi, ale również z innymi dostępnymi surowcami leczniczymi, takimi jak borowina czy żużel wielkopiecowy. Zazwyczaj odkrycie bogatych złóż leczniczych skutkowało rozwojem ekonomicznym i turystycznym miejscowości, w których je rozpoznano. Właśnie taka sytuacja miała miejsce w trzech omawianych miastach: Goczałkowicach-Zdroju, Jastrzębiu-Zdroju oraz w Ustroniu. Wszystkie te miasta zlokalizowane są w południowo-zachodniej części województwa śląskiego, w obrębie Zapadliska Przedkarpackiego oraz Karpat Zewnętrznych.

## Goczałkowice-Zdrój

Najdłużej działającym uzdrowiskiem w zakresie wykorzystania wód solankowych jest Goczałkowice-Zdrój. Początki lecznictwa uzdrowiskowego sięgają roku 1856, kiedy to podczas wierceń poszukiwawczych za solą, natrafiono na bogate złoża solanek w utworach karbonu na głębokości 360 m. Nawiercone wody typu Cl – Na + Br + I + Fe wykazały znaczną mineralizację dochodzącą do 70 g/dm<sup>3</sup>, a co za tym idzie – duże znaczenie balneologiczne. Eksploatacja prowadzona była w warstwach orzeskich (karbon górny), których strop zalega na głębokości od 170 m do 320 m. Późniejsze wiercenia osiągające 580 m oraz 600 m, potwierdziły znaczną zasobność zbiornika oraz doskonale parametry lecznicze (Dowgiałło 1969).

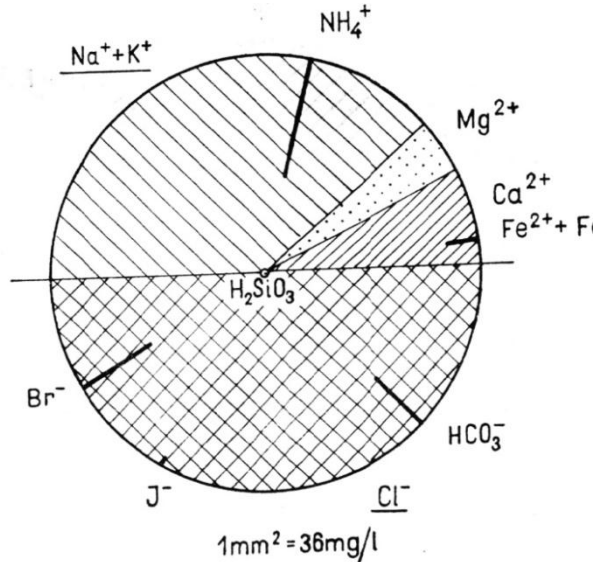
Od roku 1862, czyli pierwszego sezonu kuracyjnego, aż do wybuchu II wojny światowej, uzdrowisko było jednym z najpopularniejszych w Polsce. Po wojnie miasto wznowiło działalność leczniczą w zakresie balneologii ([www.gocz.pl/content/view/339/66/](http://www.gocz.pl/content/view/339/66/)). W latach 1957-1958 wykonano dwa otwory: Goczałkowice Nowy-1 (GN-1) oraz Goczałkowice Nowy-2 (GN-2), eksploatowane do dziś. W roku 1967 odwiercono kolejny otwór, Goczałkowice-21 (G-21), który do eksploatacji został włączony dopiero w 1990 roku (Suchy 2003).

Mimo znacznych zasobów wód i możliwości długoletniej eksploatacji (nawet do 450 lat z otworu GN-2), uzdrowisko nie należy do najprężniej rozwijających się. Związane jest to z niską jakością pobieranych solanek, które ze względu na wysoką mineralizację nie są najbardziej atrakcyjnymi, wartościowymi i unikatowymi wodami typu Cl – Na w skali kraju. Duże koszty pozyskiwania solanek oraz konieczność ich podgrzewania i rozcieńczania skutkuje zaliczeniem ich do wód o średniej przydatności na tle rejonu oświęcimskiego (Suchy 2003).

Tab. 1. Wybrane analizy wód leczniczych Goczałkowic-Zdroju (Dowgiałto 1969)

Tab. 1. Selection of analyses of therapeutic waters in Goczałkowice-Zdrój (Dowgiałto 1969)

<b>Nr analizy</b> <i>Number of analysis</i>	33	
<b>Miejscowość</b> <i>Location</i>	Goczałkowice	
<b>Ujęcie</b> <i>Water intake</i>	Nowy 2	
<b>Głębokość [m]</b> <i>Depth [m]</i>	600	
<b>Poziom Stratygraficzny</b> <i>Stratigraphic level</i>	warstwy orzeskie (karbon górny) <i>Upper Carboniferous</i>	
<b>Data pobrania próbki</b> <i>Date of sampling</i>	12 III 1963	
<b>pH</b>	7,4	
<b>Suma składników stałych [mg/l]</b> <i>Mineralization [mg/l]</i>	71 668,15	
	mg/l	% mval
$Na^+$	22 083,57	76,68
$NH_4^+$	61,38	0,27
$Ca^{2+}$	3 631,44	14,47
$Mg^{2+}$	1 298,08	8,52
$Fe^{2+}$	20,00	0,6
$Cl^-$	44 250,00	99,66
$Br^-$	185,00	0,18
$J^-$	22,85	0,01
$HPO_4^{2-}$	nie stwierdzono <i>not found</i>	
$SO_4^{2-}$	4,11	
$HCO_3^-$	106,78	0,15
$H_2SiO_3$	4,94	



Tab. 2. Charakterystyka otworów eksploatacyjnych (Suchy 2003)

Tab. 2. Characteristics of brine boreholes (Suchy 2003)

Otwór <i>Borehole</i>	Rok wykonania <i>Year of drilling</i>	Głębokość poboru wody <i>Deep of water uptake [m]</i>	Miaższość poziomu wodonośnego <i>Thickness of aquifer [m]</i>	Mineralizacja <i>Mineralization [g/dm<sup>3</sup>]</i>	Typ chemiczny wód <i>Water chemical type</i>	Zasoby eksploatacyjne <i>Exploitation resources [m<sup>3</sup>/h]</i>
GN-1	1957	458,6 i 478,0	19,6	77,6	Cl-Na +Br+I+Fe+B	0,66
GN-2	1958	520,5	4,6	67		0,66
G-21	1967	-	39,9	78,3		1,58

### Jastrzębie-Zdrój

Początki uzdrowiska Jastrzębie-Zdrój sięgają roku 1859 i związane są z przypadkowym odkryciem złóż wód solankowych podczas wierceń w poszukiwaniu węgla kamiennego. Na wody mineralne natrafiono w utworach tortonu (150 m) oraz w karbonie górnym (warstwy rudzkie – 350 m, Dowgiałło 1969). Cztery lata później odkryto drugie źródło solanki w Jastrzębiu, a także źródło w Moszczenicy (obecnie dzielnica Jastrzębia-Zdroju) i złożę borowiny w Połomii. Wszystkie te czynniki przyczyniły się do rozwoju lecznictwa balneologicznego. Uzdrawisko zasłynęło z radoczynnych solanek jodowo-bromkowych o mineralizacji ok. 17 g/dm<sup>3</sup> (Dowgiałło 1969) i dużym stopniu zjonizowania. Szczególnie wysoka radoczynność tych wód (51800 Bq/dm<sup>3</sup>, Mrożkiewicz 2012), rzadka w odniesieniu do solanek jodowo-bromowych, czyniła je unikatowymi na skalę krajową. Wyjątkową skutecznością leczniczą przypisywano właśnie wysokiej zawartości radonu w solankach jastrzębskich. Jediną wadą tych wód była obecność w nich metanu, który uniemożliwiał ich użycie bezpośrednio po wydobyciu. Dopiero po odstaniu wody w osadnikach możliwe było jej zastosowanie do celów kąpielowych i pitnych (Mrożkiewicz 2012).

Rozwój uzdrowiska notuje się do II połowy XX wieku, kiedy to powstanie pierwszych kopalń węgla kamiennego zahamowało jego działalność. Stopniowo poziom wód w otworach wiertniczych, a także ilość pozyskiwanych solanek ulegała zmniejszeniu ze względu na zwiększający się drenaż górnicy. W tym okresie rozpoczęto prace nad przeniesieniem uzdrowiska do miasta Ustroń. W roku 1994 w związku z dominacją przemysłu nad działalnością leczniczą, jastrzębskie uzdrowisko zakończyło działalność. Wpływ na to miały coraz to niższe zasoby solanek. Jednak dopiero w 2007 roku, decyzją Rady Ministrów, Jastrzębie-Zdrój utraciło status uzdrowiska (Dz. U. z 2007 r. Nr 201, poz. 1448).

Tab. 3. Wybrane analizy wód leczniczych Jastrzębia-Zdroju (Dowgiało 1969)

Tab. 3. Selection of analyses of therapeutic waters in Jastrzębie-Zdrój (Dowgiało 1969)

<b>Nr analizy</b> <i>Number of analysis</i>	29	
<b>Miejscowość</b> <i>Location</i>	Jastrzębie	
<b>Ujęcie</b> <i>Water intake</i>	Jastrzębie 2	
<b>Głębokość [m]</b> <i>Depth [m]</i>	350	
<b>Poziom Stratygraficzny</b> <i>Stratigraphic level</i>	karbon górny <i>Upper Carboniferous</i>	
<b>Data pobrania próbeki</b> <i>Date of sampling</i>	26 IX 1963	
<b>pH</b>	7,1	
<b>Suma składników stałych [mg/l]</b> <i>Mineralization [mg/l]</i>	17 528,12	
	mg/l	% mval
$K^+$	78,00	0,66
$Na^+$	6 020,00	86,47
$NH_4^+$	21,60	0,4
$Ca^{2+}$	463,70	7,64
$Mg^{2+}$	170,83	4,65
$Fe^{2+}$	15,60	0,18
$Mn^{2+}$	0,20	-
$NO^-$	ślady <i>trace amounts</i>	
$NO$	nie stwierdzono <i>not found</i>	
$Cl^-$	10 472,50	98,55
$Br^-$	38,20	0,16
$J^-$	9,24	0,02
$SO_4^{2-}$	14,81	0,1
$HCO_3^-$	213,56	1,17
$H_2SiO_3$	9,88	

$1mm^2 = \frac{Cl^-}{9} mg/l$

## Ustroń

Tradycje uzdrowiskowe w Ustroniu zostały zapoczątkowane już w XVIII wieku, kiedy to stosowano żużel wielkopieczowy do sporządzania kąpeli bogatych w związki siarki. W wyniku wyczerpania się złóż rud żelaza, a co za tym idzie dostaw żużlu, nastąpił spadek popularności uzdrowiska. Kontynuacja jego działalności była możliwa dzięki odkryciu bogatych złóż borowiny w Ustroniu Dolnym w 1897 roku ([www.uzdrowisko-ustron.pl/.../historia-uzdrowiska](http://www.uzdrowisko-ustron.pl/.../historia-uzdrowiska)).

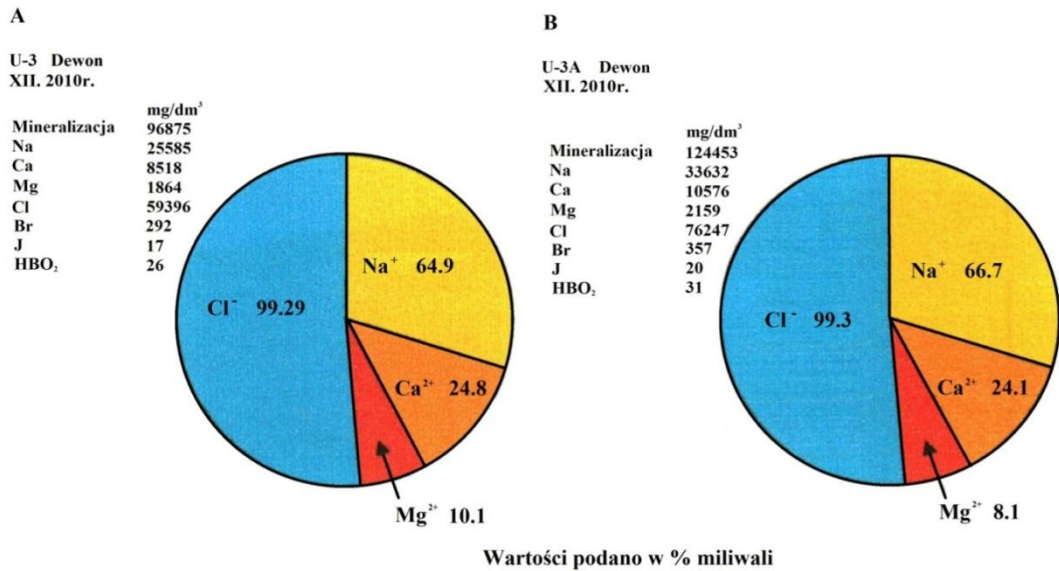
W 1953 r. zakład leczniczy został przejęty przez Państwowe Przedsiębiorstwo Uzdrowiskowe w Jastrzębiu Zdroju, mimo braku udokumentowanych złóż wód mineralnych na tym obszarze. Jednak podjęta na początku lat 50-tych, decyzja o rozpoczęciu eksploatacji węgla kamiennego w obrębie Jastrzębia Zdroju pociągnęła za sobą upadek jastrzębskiego lecznictwa uzdrowiskowego, co z kolei było powodem poszukiwania solanek głębokimi otworami wiertniczymi w Ustroniu. Odkryte wówczas bogate złoża solankowych wód termalnych nie były wykorzystywane, aż do upadku uzdrowiska w Jastrzębiu Zdroju. W 1994 roku oddano do eksploatacji wykonane wcześniej dwa otwory wiertnicze, U-3 i U-3A ([www.uzdrowisko-ustron.pl/.../historia-uzdrowiska](http://www.uzdrowisko-ustron.pl/.../historia-uzdrowiska)).

Tab. 4. Charakterystyka otworów eksploatacyjnych (Białas, Waligóra 2004, Przedsiębiorstwo Uzdrowiskowe „Ustroń” S.A.)

Tab. 4. Characteristics of brine boreholes (Białas, Waligóra 2004, Przedsiębiorstwo Uzdrowiskowe „Ustroń” S.A.)

Otwór <i>Borehole</i>	Rok wykonania <i>Year of drilling</i>	Głębokość <i>Depth</i>	Mineralizacja <i>Mineralization</i> [g/dm <sup>3</sup> ]	Typ chemiczny wód <i>Water chemical type</i>	Wydajność <i>Productivity</i>
U-3	1970	1837	95-110	Cl- Na+Ca+Br+I+HBO <sub>2</sub>	śr. 1
U-3A	1971	1753	110-130		śr. 0,75
C-1	1992	1700	30		min - 2,5 max - 9,8

W okolicy Ustronia występują dwie strefy hydrogeochemiczne: środkowa (kredowo-paleogeńskie piętro wodonośne) oraz dolna (piętro wodonośne karbonu i dewonu). Wody termalne i lecznicze występują w obrębie utworów dewonu, wykształconych w postaci dolomitów i wapieni (Michalik 1978, Przedsiębiorstwo Uzdrowiskowe „Ustroń” S.A.). Ujmowane z głębokości 1320-1750 m wody termalne są typu Cl-Na-Ca, (Br), I, (HBO<sub>2</sub>) o mineralizacji 95-110 g/dm<sup>3</sup> w otworze U-3 i 110-130 g/dm<sup>3</sup> w otworze U-3A (Ryc. 1, Przedsiębiorstwo Uzdrowiskowe „Ustroń” S.A.). Zasoby eksploatacyjne złoża szacuje się na 2,2 m<sup>3</sup>/h (Skrzypczyk 2006, Jasnos 2011). Temperatura solanek w złożu (1700 m p.p.t.) wynosi 55°C, natomiast na wypływie osiąga wartość 20-22°C i jest zależna od wydajności (Jasnos 2011).

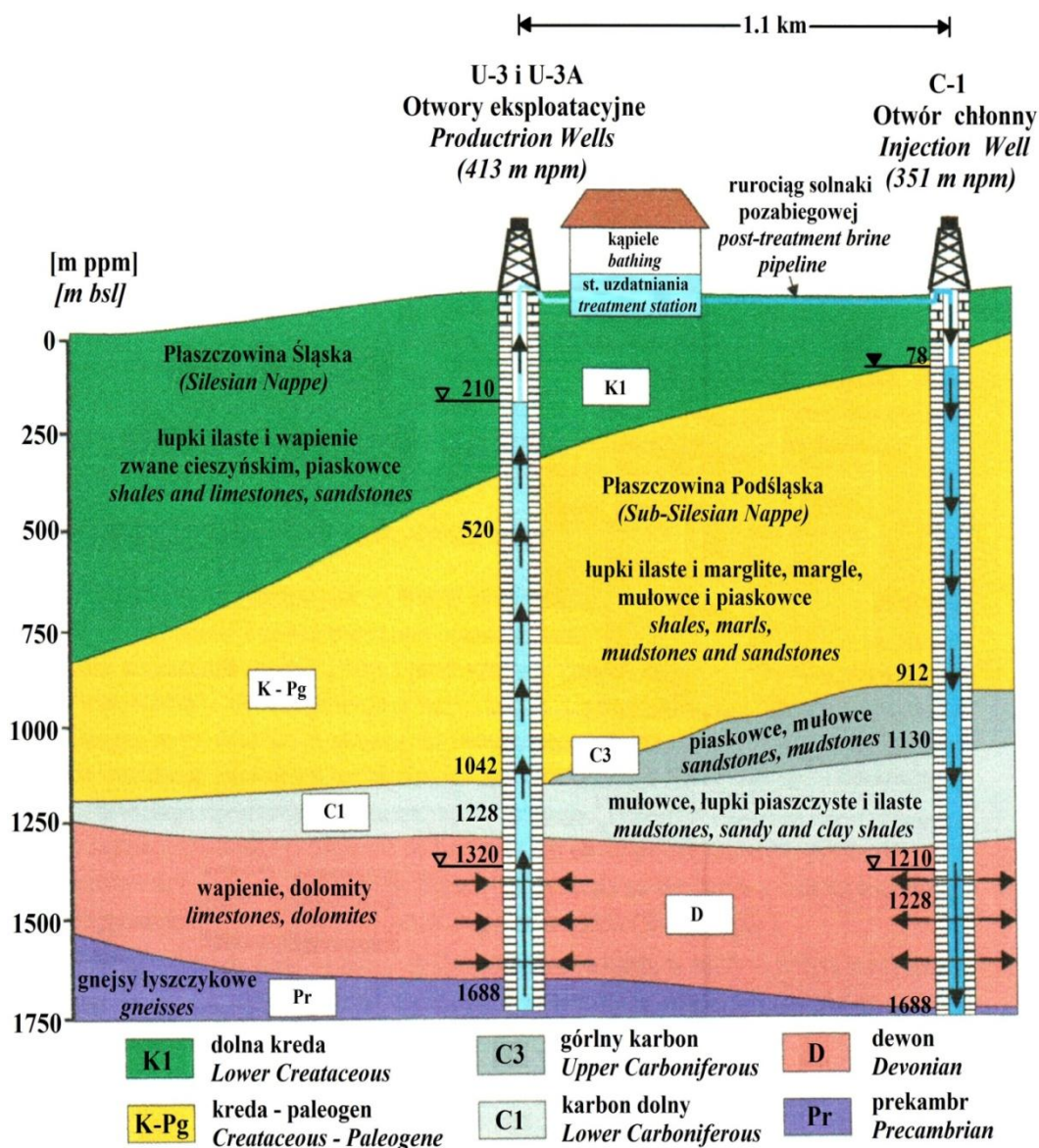


Ryc. 1. Ustroń: diagramy kołowe składu chemicznego solanki geotermalnej wydobywanej z otworów U-3 i U-3A (Przedsiębiorstwo Uzdrawiskowe „Ustroń” S.A.)

Fig. 1. Ustroń: pie charts presenting chemical composition of the geothermal brine extracted from wells U-3 and U-3A (Przedsiębiorstwo Uzdrawiskowe „Ustroń” S.A.)

Uzdrawisko Ustroń do zabiegów leczniczych stosuje wody o mineralizacji 30 g/dm<sup>3</sup>, które następnie są uzdatniane i zatłaczane do górotworu otworem chłonnym C-1 (1700 m), w ilości 45-50 m<sup>3</sup>/d, do tej samej warstwy wodonośnej, z której zostały pozyskane (Ryc. 2). Jest to pierwszy tego typu sposób utylizacji wód stosowany w Polsce (Białas 1996, Jasnos 2011). Otwór ten powstał w 1992 roku, a w lutym 1995 roku rozpoczęto próbne zatłaczanie solanek pozabiegowych. Od momentu uruchomienia kąpieli basenowych w maju 1995 roku otwór eksploatowany jest w sposób ciągły (Białas, Waligóra 2004, Przedsiębiorstwo Uzdrawiskowe „Ustroń” S.A.).





Ryc. 2. Ustroń: przekrój geologiczny przez rejon otworów eksploatujących solankę geotermalną (Przedsiębiorstwo Uzdrawiskowe „Ustroń” S.A.)

Fig. 2. Ustroń: geological cross-section through the region with boreholes exploiting geothermal brine (Przedsiębiorstwo Uzdrawiskowe „Ustroń” S.A.)

## Podsumowanie

Uzdrowiska województwa śląskiego, zlokalizowane w obrębie Zapadliska Przedkarpacciego i Karpat Zewnętrznych pozyskują wody z utworów paleozoiku, karbonu i dewonu. W przypadku uzdrowiska Goczałkowice-Zdrój i Jastrzębie-Zdrój, na złoża wód

solankowych natrafiono przypadkiem, podczas poszukiwań surowców energetycznych, czy też soli. Wody występujące w wymienionych uzdrowiskach różniły się składem chemicznym, a także mineralizacją. Mimo niskiej mineralizacji solanek jastrzębskich były one szeroko rozpowszechnione w lecznictwie uzdrowiskowym. Wpływ na to miała ich wyjątkowo wysoka radoczynność. Decyzja o poszukiwaniu wód solankowych w okolicach Ustronia podyktowana została deprecjacją zasobów solanek jastrzębskich. Obecnie eksploatowane solanki ustronkie są pozyskiwane z największych głębokości, należą do najmocniej zmineralizowanych w tej części województwa i można je zaliczyć do wód termalnych. Warto zwrócić także uwagę na stosowany w Ustroniu system utylizacji wód pozabiegowych – poprzez zatłaczanie do górotworu oczyszczonych wód.

## Literatura

- Białas Z., 1996. *Raport o stanie środowiska naturalnego Ustronia*. Polski Klub Ekologiczny, Ustroń.
- Białas Z., Waligóra J., 2004. *Monitoring procesów eksploatacji, uzdatniania i zatłaczania solanek pozabiegowych w uzdrowiskowym Zakładzie Przyrodniczym w Ustroniu*. [W:] GLOBEnergy nr 1/2004. Geosystem, Kraków.
- Dowgiałło J., 1969. *Występowanie wód leczniczych w Polsce*, [W:] Geologia surowców balneologicznych. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Jasnos J., 2011. *Występowanie wód mineralnych, swoistych, leczniczych, termalnych oraz solanek na obszarze Zapadliska Przedkarpackiego i północnej części Karpat Zewnętrznych*. [W:] Technika poszukiwań geologicznych, geotermia, zrównoważony rozwój nr 1-2/2011. Wydawnictwo Instytutu Gospodarki Surowcami Mineralnymi i Energią Państwowej Akademii Nauk, Warszawa.
- Michalik A., 1978. *Pionowa strefowość wód chlorkowych (solanek) w rejonie Ustronia*, Biuletyn Instytutu Geologicznego, 312.
- Mrozkiewicz J., 2012. *Uzdrowisko Jastrzębie-Zdrój. Archiwum pereł województwa śląskiego w XX-leciu międzywojennym*, Miejski Ośrodek Kultury, Jastrzębie Zdrój.
- Skrzypczyk L., 2006. *Wody podziemne. Bilans zasobów kopalin i wód podziemnych w Polsce*. Przeniosło S., Malon A. (red.), Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Suchy P., 2003. *Wody lecznicze uzdrowiska Goczałkowice-Zdrój – ochrona zasobów i perspektywy ujmowania*. [W:] Zeszyty naukowe Politechniki Śląskiej, Górnictwo z. 256. Wydawnictwo Politechniki Śląskiej, Gliwice.
- Przedsiębiorstwo Uzdrawiskowe „Ustroń” S.A.
- Rozporządzenie Rady Ministrów z dnia 22 października 2007 r. w sprawie pozbawienia statusu uzdrowiska miasta Jastrzębie-Zdrój (Dz.U. 2007 nr 201 poz. 1448).

## Źródła internetowe

[www.gocz.pl/content/view/339/66/](http://www.gocz.pl/content/view/339/66/)

[www.uzdrowisko-ustron.pl/Uzdrowisko/index.php/o-nas-wilga/historia-uzdrowiska](http://www.uzdrowisko-ustron.pl/Uzdrowisko/index.php/o-nas-wilga/historia-uzdrowiska)

## II. ABSTRAKTY

---

### **AUTOMATYCZNY MONITORING WÓD PODZIEMNYCH W REJONIE ZLEWNI BEZPOŚREDNIEJ ZBIORNIKA GOCZAŁKOWICKIEGO**

***Joanna Czekał***

*Uniwersytet Śląski, Wydział Nauk o Ziemi, Katedra Hydrogeologii i Geologii Inżynierskiej,  
Sosnowiec*

Wprowadzenie Ramowej Dyrektywy Wodnej w Polsce zwróciło większą uwagę na problem jakości środowiska wodnego i ekosystemów zależnych. Wychodząc naprzeciw zapisom RDW w 2010 roku podjęto się realizacji strategicznego projektu badawczego „Zintegrowany system wspomagający zarządzaniem i ochroną zbiornika zaporowego (ZiZOZap)”. Jednym z celów wspomnianego projektu jest określenie relacji pomiędzy wodami podziemnymi a powierzchniowymi w rejonie zbiornika goczałkowickiego w aspekcie ilościowym i jakościowym. W tym celu prowadzony jest monitoring wód w 55 studniach kopanych oraz 22 piezometrach, w tym w 13 piezometrach gniazdowych. W czerwcu 2012 roku w wybranych piezometrach zainstalowano czujniki do ciągłego pomiaru poziomu zwierciadła wód podziemnych (tzw. „divery”). Cztery divery zainstalowano w piezometrach gniazdowych, zlokalizowanych wzdłuż linii przepływu wód podziemnych na obszarze południowego poligonu badawczego „Przepompownia Zarzecze”. Czujniki te w sposób ciągły i automatyczny zbierają codzienną informację o poziomie zwierciadła wód podziemnych oraz o temperaturze wód. Do końca grudnia 2012 roku baza danych automatycznego monitoringu wód w rejonie zlewni bezpośredniej zbiornika goczałkowickiego zawierała ponad 20 000 rekordów.

Wyniki z automatycznego monitoringu, prowadzonego w sposób ciągły w dłuższym okresie czasu dostarczają wartościową i rzetelną informację o warunkach hydrogeologicznych monitorowanych wód, a także o reakcji wód podziemnych na czynniki zewnętrzne, tj. opady czy wahania zwierciadła wód powierzchniowych w zbiorniku goczałkowickim, które także są monitorowane w sposób ciągły. Wyniki z automatycznego monitoringu wód posłużą weryfikacji

modelu przepływu wód podziemnych, budowanego w celu określenia interakcji pomiędzy wodami podziemnymi i powierzchniowymi.

### **Automatic groundwater monitoring in the direct catchment of Goczałkowice reservoir**

Implementation of the Water Framework Directive (WFD) drew more attention to a problem of water quality and depended ecosystems. The strategic research project „*Integrated system supporting management and protection of dammed reservoir (ZiZoZap)*” which is being recently realized for Goczałkowice reservoir fulfils the mention problem. One of the important task of the ZiZoZap project is assessment of the groundwater-surface water interaction from both qualitative and quantitative point of view. For solving of these problems the large scale groundwater monitoring network (55 private well and 22, mainly nested, monitoring wells) has been organized within the area of direct catchment of Goczałkowice reservoir. For constant monitoring of groundwater level and temperature 5 data loggers (divers) with integrated pressure probe was installed in selected monitoring wells. Four divers have been installed in nested monitoring wells situated along the groundwater pathway at southern experimental site called Zarzecze Pumping Station. Installed divers conveniently and automatically collect groundwater level and temperature data every hour. Till the end of December 2012 the data base contained over 20 000 records.

Results of constant long term groundwater monitoring give us important valuable and reliable information about hydrodynamic conditions of monitored groundwater and about groundwater reaction on outer impact of such factors as precipitation and surface water level in reservoir, which are also automatically measured. Obtained results from data loggers will also use to verification of groundwater – surface water interaction model.

## **AKTUALNE KIERUNKI BADAŃ HYDROLOGICZNYCH W BIESZCZADACH WYSOKICH**

***Natalia Dąbek, Judyta Lasek, Marek Górnik, Barbara Jaśkowiec, Adam Kołodziej, Ewelina Mocior, Barbara Peek, Joanna Plenzler, Eliza Płaczkowska, Piotr Potoniec, Sylwia Roman, Bartłomiej Rzonca, Janusz Siwek***

*Uniwersytet Jagielloński, Wydział Biologii i Nauk o Ziemi, Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej, Kraków*

Zróźnicowanie warunków hydrologicznych Bieszczadów Wysokich jest jednym z istotnych czynników decydujących o bioróżnorodności tego obszaru. Jego charakterystyczną cechą jest stosunkowo niewielki stopień przekształcenia stosunków wodnych w skali Karpat, dlatego wyniki badań przeprowadzonych w Bieszczadach dają podstawy do poznania mechanizmów obiegu wody w warunkach naturalnych bądź seminaturalnych. Celem wystąpienia jest zaprezentowanie głównych nurtów badawczych z zakresu hydrogeologii i hydrologii, realizowanych w ostatnich latach w Bieszczadach Wysokich przez zespół pracowników, doktorantów oraz studentów IGiGP UJ. Tematyka prowadzonych badań zawiera się w trzech nurtach badawczych.

Pierwszy nurt związany jest z krenologią Bieszczadów – występowaniem i zasilaniem źródeł w tym obszarze oraz składem chemicznym wód źródłanych. W jego zakresie jak dotąd zrealizowane zostały dwa projekty. Jeden z nich dotyczył szczegółowego kartowania hydrologicznego w zlewni górnej Wołosatki (8,32 km<sup>2</sup>) wraz z analizami chemicznymi wód ze skartowanych źródeł. Wyniki pokazały, że rozmieszczenie przestrzenne wpływów wód podziemnych w obszarze Bieszczadów Wysokich silnie zależy od: geologii, tektoniki oraz kierunku usytuowania doliny rzecznej. W odniesieniu do składu chemicznego analiza składowych głównych wykazała, że głównym czynnikiem kształtującym udział poszczególnych jonów jest litologia warstwy wodonośnej. Drugi projekt – realizowany w latach 2009-2012 – miał na celu inwentaryzację wszystkich wpływów wód podziemnych w masywie Połoniny Wetlińskiej, które były zlokalizowane powyżej poziomu 900 m n.p.m.

W obrębie drugiego nurtu badawczego zawierają się badania dotyczące układu sieci rzecznej oraz geomorfologicznych uwarunkowań jej tworzenia się w zlewniach bieszczadzkich. Ponadto w październiku 2009 roku w 30 zlewniach były prowadzone badania nad zasilaniem potoków wodami podziemnymi na podstawie oceny odpływów jednostkowych w trakcie niżówki. Ostatnią grupą są badania dotyczące jakości wód powierzchniowych w Bieszczadach. Dwa

projekty oceniające wpływ miejscowości turystycznych (m.in. Ustrzyk Górnych) na skład chemiczny oraz koncentrację bakterii w potokach (bakterie z grupy coli, *E. coli*), zostały przeprowadzone w latach 2010 i 2012. Wyniki pokazały skuteczność procesów prowadzących do samooczyszczania się potoków w tym regionie przejawiających się zmniejszoną koncentracją wybranych jonów w profilu podłużnym badanych cieków. Niemniej ładunki jednostkowe bakterii oraz wybranych jonów nieznacznie się zwiększały w posterunkach pomiarowych zlokalizowanych poniżej miejscowości.

### **Recent trends in research on the High Bieszczady Mountains hydrology**

Water is an important component of the environment of the High Bieszczady Mountains, which significantly influences the biodiversity of this area. Comparing to other regions in the Carpathians the area of interest is characterized with low extent of human impact on water environment. This is the reason for which results of research carried out in the High Bieszczady Mountains provide reliable information on water circulation pattern in natural or semi-natural conditions. This paper presents main trends in research on hydrogeological and hydrological issues that were carried out by geographers from the Jagiellonian University in recent years. These trends could be divided in three groups.

The first group consists of two research projects related to krenology of the High Bieszczady Mountains. They focused both on springs occurrence and alimentation as well as on spring hydrochemistry. The first of conducted projects involved detailed hydrological mapping in the Upper Wołosatka catchment (8,32 km<sup>2</sup>). The research included chemical analyses of the springs mapped. It was found that the spatial distribution of outflows in this area strongly depends on geology, tectonics and river valley direction. Concerning hydrochemistry the PCA (Principal Component Analysis) method indicated waterbearing horizon lithology as a fundamental factor shaping the proportions between inorganic ions. The other project – conducted in years 2009-2012 – aimed at an inventory of all groundwater outflows in Połonina Wetlińska massif that were located above 900 m a.s.l.

Within the second group of research trends the hydrographic network of the High Bieszczady Mountains and geomorphological conditions of its formation were investigated. Moreover the research on alimentation of streams with groundwater was carried out in 30 catchments basing on the river discharge measurements during low flow conditions in October of 2009.

The last group includes research that focus on the quality of surface waters in the High Bieszczady Mountains. Two projects evaluated the influence of main tourist resorts (e.g. Ustrzyki Górne) on water chemistry and microbial concentration (Coliforms and *E. coli* were taken into account) were conducted in 2010 and 2012. The results showed the effectiveness of the processes that lead to streams self-purification in the study area. It manifested in reduced concentration of selected ions in the longitudinal profile of streams investigated. However unit

loads of microbes and selected inorganic ions slightly increased in sites located downstream tourist resorts.

## **POŁOŻENIE POCZĄTKÓW KORYT RZECZNYCH W PAŚMIE POŁONINY WETLIŃSKIEJ (BIESZCZADY WYSOKIE)**

***Natalia Dąbek, Eliza Płaczkowska, Marek Górnik, Barbara Jaśkowiec, Adam Kołodziej,  
Judyta Lasek, Ewelina Mocior, Barbara Peek, Joanna Plenzler, Piotr Potoniec, Sylwia  
Roman, Bartłomiej Rzonca, Janusz Siwek***

*Uniwersytet Jagielloński, Wydział Biologii i Nauk o Ziemi, Instytut Geografii i Gospodarki  
Przestrzennej, Kraków*

Cieki pierwszego rzędu (wg klasyfikacji Hortona-Strahlera) odgrywają znaczącą rolę w krążeniu energii i materii w zlewniach górskich. Cieki lejów źródłowych dostarczają wodę, osady, substancje odżywcze, a w przypadku obszarów zamieszkanych również zanieczyszczenia, do cieków wyższych rzędów. Dotyczy to nie tylko cieków stałych, ale również suchych koryt, w których odpływ wody zachodzi okresowo. Niestety początkowe odcinki sieci drenażu zazwyczaj są niewidoczne na mapie topograficznej. Trudno je także wyróżnić na podstawie numerycznego modelu terenu. Z tego powodu brak jest informacji o położeniu początków koryt, a wiedza na ten temat jest niezbędna do lepszego zrozumienia procesów hydrologicznych i geomorfologicznych w zlewni. Celem prezentowanej pracy było wyjaśnienie uwarunkowania występowania początków koryt w Bieszczadach Wysokich. W tym celu przeprowadzono analizę zależności pomiędzy cechami fizjograficznymi terenu a położeniem początków koryt. Badania przeprowadzono w paśmie Połoniny Wetlińskiej, powyżej wysokości 900 m n.p.m. Kartowanie terenowe polegało na przejściu w górę koryta aż do jego punktu początkowego, którego położenie wyznaczano za pomocą odbiornika GPS z dokładnością 5 m. Notowano również informacje o wielkości i rodzaju (stały/okresowy/epizodyczny) odpływu oraz typie doliny poniżej początku koryta. Zlokalizowano 401 początków koryt, dla których – na podstawie mapy topograficznej w skali 1:10 000 – wyznaczono zlewnie zasilające. Następnie dla obszarów zasilania wyznaczono parametry fizjograficzne (średni spadek, ekspozycja, długość zlewni, wskaźnik wydłużenia i indeks wilgotności). W celu obliczenia parametrów wykorzystano numeryczny model terenu o rozdzielczości 10 m. Aby określić przydatność danych kartograficznych do wyznaczania początku koryta, porównano dane zebrane w terenie z siecią drenażu uzyskaną z mapy topograficznej i numerycznego modelu terenu. Sieć drenażu



wyznaczona z mapy topograficznej jest bardzo zgeneralizowana i brakuje w niej koryt pierwszego rzędu, natomiast sieć drenażu z numerycznego modelu terenu nie odzwierciedla rzeczywistego układu koryt. Wyniki potwierdzają że wyznaczanie początków kory rzecznych bez prowadzenia badań terenowych jest trudne i może prowadzić do uzyskania błędnych wyników.

### **Channel head locations in the Połonina Wetlińska Range (Bieszczady Mts.)**

The first order streams (according to Horton-Strahler classification) are significant in the circulation of energy and matter in mountainous catchments. The headwater streams supply water, sediments and nutrients or even pollutions, in the areas of human impact, to the higher order streams. These are not only the permanent streams but also dry channels with defined banks where intermittent runoff occurs. However this headwater part of a drainage network is usually not shown on topographic maps and it is very difficult to derive from digital elevation models. This is the result of lack of knowledge about the locations of points of channels initiation – channel heads. And this knowledge is essential for better understanding of hydrologic and geomorphologic processes in catchment. This paper aims to analyze a suite variables of landscape topography to channel head locations in the High Bieszczady Mountains in order to develop process-based explanations for the influence of physiography on the occurrence of channel heads. The field investigation was made in the Połonina Wetlińska Range above 900 m a.s.l. The channel head mapping involved walking up streams until channel head was identified and marking the geographic position using hand GPS with the horizontal resolution  $\pm 5$  m. In the field data about runoff occurrence, discharge and type of valley below the channel head were collected. In this area 401 channel heads were found. The contributing areas for each channel head was derived from topographic map in the scale of 1:10 000. Physiographic parameters of these areas such as mean slope, aspect, catchment length, elongation factor and topographic wetness index were derived from digital elevation model with resolution of 10 m. The relation of slope to catchment area were calculated. In order to determine the suitability of cartographic data for detection of channel heads we compare field data with drainage network derived from topographic map and DEM. The result is that drainage network from topographic map is too generalized and lacking of first order channels. However the drainage network derived from DEM does not reflect the actual shape of channel network. This confirms the fact that detection of channel head locations without field mapping is difficult and often gives inconsistent with the reality results.

## **WARUNKI KRENOLOGICZNE MASYWU POŁONINY WETLIŃSKIEJ (BIESZCZADY WYSOKIE)**

***Natalia Dąbek, Joanna Plenzler, Ewelina Mocior, Marek Górnik, Barbara Jaśkowiec, Adam Kołodziej, Judyta Lasek, Barbara Peek, Eliza Płaczkowska, Piotr Potoniec, Sylwia Roman, Bartłomiej Rzonca, Janusz Siwek***

*Uniwersytet Jagielloński, Wydział Biologii i Nauk o Ziemi, Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej, Kraków*

Przeprowadzone badania dotyczyły rozmieszczenia i cech źródeł w masywie Połoniny Wetlińskiej (Bieszczady Wysokie) na wysokości powyżej 900 m n.p.m. Jest to pasmo o przebiegu NW-SE zbudowane warstw fliszowych jednostki śląskiej. Charakterystyczną cechą skał budujących badany obszar jest niska przepuszczalność, która determinuje płytkie krążenie wód podziemnych. Najwyższą kulminacją Połoniny Wetlińskiej jest Roh (1255 m n.p.m.). Do wysokości ok. 1100 m n.p.m. stoki masywu porasta las bukowy, powyżej którego znajduje się piętro subalpejskich łąk zwanych w Bieszczadach połoninami.

Kartowanie terenowe przeprowadzono w latach 2009-2012. W terenie oszacowywano wydajność wpływów, mierzono temperaturę i przewodnictwo elektrolityczne wód. Łącznie skartowano 879 wpływów z czego 79% stanowiły źródła, a 19% mlaki. Większość z badanych źródeł drenowało utwory zwietrzelinowe i rumoszowo-zwietrzelinowe. Przewodnictwo elektrolityczne wody było niskie i wynosiło od 30 do 300  $\mu\text{S}/\text{cm}$ .

Prawie 50% badanych obiektów stanowiły wypływy o wydajności poniżej 0,1 l/s, natomiast ok. 45% z nich zaklasyfikowano do przedziału 0,1-1 l/s. Jednakże, skartowano także kilka źródeł o wydajności przekraczającej 5 l/s. Tak duże wypływy rzadko występują w Karpatach Zewnętrznych. Najwydajniejsze źródła znajdują się po północno-wschodniej stronie połoniny w przedziale wysokości 1000-1100 m n.p.m., natomiast najwięcej źródeł skartowano w najniższej części obszaru badań (w piętrze leśnym). Tylko 5% wpływów znajdowało się w piętrze połonin lub w strefie przejściowej pomiędzy lasem a połoniną.

Wskaźnik gęstości źródeł dla całego obszaru wynosi 47,5  $\text{żr}/\text{km}^2$ , jest on jednak bardzo zróżnicowany w obrębie badanego masywu. Najmniejszą gęstością wpływów (ok. 20  $\text{żr}/\text{km}^2$ ) odznaczają się zlewnie położone na północno-wschodnim skłonie Połoniny, natomiast

najwyższą (70-80 źr/km<sup>2</sup>) – obszary położone po stronie południowo-zachodniej. Zdecydowanie więcej źródeł występuje zatem tam, gdzie stoki nachylone są w przeciwnym kierunku do upadu warstw skalnych. W obrębie całego obszaru wypływy rozmieszczone są bardzo nierównomiernie – charakterystyczne jest występowanie źródeł w skupieniach nawiązujących do przebiegu głównych dolin.

### **Springs in the Połonina Wetlińska Massif (High Bieszczady Mountains)**

The study concerns the distribution and selected properties of springs in Połonina Wetlińska Massif (High Bieszczady Mountains, Outer Carpathians) above 900 m. The range of Połonina Wetlińska is built of flysch rocks deeping towards SE. It is a part of a tectonic Silesian unit. Low permeability is typical for that rocks, which implicates shallow circulation of groundwater. The highest culmination of the massif – Roh – reaches 1255 m. Forest belt (with domination of *Dentario glandulosae-Fagetum*) exceeds an altitude 1100 m, with a subalpine meadows above it.

All groundwater outflows were mapped using GPS receivers in 2009-2012. Every spring has been explored in the scope of discharge (estimated), temperature and electrical conductivity. 879 resurgences were mapped: 79% of them were springs and 19% – bog-springs type. In most cases examined outlets drain fine regolith material. Electrical conductivity of springs' water is low (30-300  $\mu\text{S}/\text{cm}$ ).

Almost 50% of all springs have very small discharge – less than 0.1 l/s, and about 45% of springs can be ordered to the range 0.1-1.0 l/s. However, some springs with the discharge exceeding 5 l/s were also mapped, which is unusual for Outer Carpathians. The largest springs are situated on the north-east part of the massif on the altitude between 1000-1100 m, however most of the outflows were located in the lowest altitudes of the study area, in a forest belt. Only 5% were found above a tree line or within transition zone.

Spring density index for the whole study area is about 47.5 springs per km<sup>2</sup>, however it differs a lot among particular parts of the massif. The lowest density (about 20 sprig outlets per km<sup>2</sup>) were found in the catchments draining NE slopes. In turn, there are 70-80 springs per km<sup>2</sup> on SW slopes, which are discordant with bedrock dip. Spring are placed irregularly – most of them are concentrated within wisps according to direction of main valleys.

## **EKSPLOATACJA ORAZ ZABIEGI USPRAWNIAJĄCE OTWORÓW CHŁONNYCH NA PRZYKŁADZIE ODWIERTU C-1 UZDROWISKO USTRÓŃ**

***Tomasz Hołda, Łukasz Matyja, Justyna Sobczyk, Agnieszka Wikarek***  
*Uniwersytet Śląski, Wydział Nauk o Ziemi, Sosnowiec*

Utwory fliszowe Karpat (kreda-paleogen) w rejonie Ustronia leżą bezpośrednio na osadach karbońskich i osiągają miąższość 912 m w otworze chłonnym C-1. Należą one do jednostki podśląskiej i cieszyńskiej. Wykształcone są w postaci piaskowców i łupków pozostających ze sobą w różnych proporcjach.

Poza wodami występującymi w utworach czwartorzędu i stropowej części fliszu, są cztery piętra wodonośne: kredowo-paleogeńskie, neogeńskie, karbońskie oraz dewońskie. Z punktu widzenia parametrów fizycznych oraz możliwości zatłaczania do górotworu interesujące jest piętro dewońskie. Piętro to zbudowane jest z dewonu górnego i środkowego. W otworze chłonnym C-1 utwory dewonu przewiercono na głębokości 1210-1688 m. Na podstawie profili ustalono, że najbardziej chłonne strefy znajdują się na głębokościach:

- 1330-1352 m – strefa margli oraz wapieni marglistych spękanych,
- 1405-1435 m – strefa wapieni i wapieni marglistych mocno spękanych,
- 1507-1560 m – strefa wapieni mocno porowatych i kawerniastych, a także mocno spękanych.

Konstrukcja odwiertu C-1 została zaprojektowana zgodnie z przeznaczeniem odwiertu – zatłaczaniem solanki w warstwy chłonne górotworu. W otworze wykonano szczegółowe badania chłonności dewońskiego poziomu wodonośnego. Początkowo chłonność wynosiła 1,57 m<sup>3</sup>/h przy ciśnieniu tłoczenia 10 atm. Zwierciadło wody stabilizowało się wówczas na głębokości 124 m p.p.t. Znacznie korzystniejsze wyniki uzyskano po pierwszym kwasowaniu, do którego użyto 46 m<sup>3</sup> cieczy kwasującej stanowiącej mieszaninę HCl 15% + CH<sub>3</sub>COOH 3% + utropina 1% + rokamid MR-17 0,1%. Po kwasowaniu chłonność wzrosła do 9,8m<sup>3</sup>/h, a zwierciadło wody stabilizowało się na głębokości 61,0 m p.p.t.

W trakcie kilkuletniej eksploatacji otworu odnotowano znaczny spadek chłonności objawiający się coraz wyższym położeniem dynamicznym zwierciadła solanki przy tej samej wydajności tłoczenia. Ciągłe wprowadzanie solanki powoduje kolmatację strefy przyodwiertowej

warstwy chłonnej. W roku 1998 oraz 2003 przeprowadzono kolejne kwasowania mające na celu intensyfikację chłonności.

Ponieważ poziom wodonośny w utworach dewonu wykorzystywany jest zarówno do eksploatacji jak i do zatłaczania, odwiertem C-1 odprowadzana jest solanka oczyszczona z wszelkich zawiesin powyżej 5 m, bez zanieczyszczeń chemicznych oraz mikrobiologicznych. Proces zatłaczania solanki do otworu objęty jest monitoringiem. Do roku 1999 pomiary te wykonywane były w sposób manualny, następnie zainstalowano automatyczną aparaturę pomiarową. Automatyzacja pozwala na korektę wybranych parametrów.

### **Exploitation and acidizing of boreholes based on C-1 borehole in the health resort Ustroń**

Flysch sandstones and conglomerates of Karpaty (the Cretaceous-Palaeogene period) in the territory of Ustroń are directly located on the carboniferous deposits and they attain the thickness of 912 m in the sink hole C-1. They belong to the Silesian and Cieszyński unit. They are formed in the form of sandstones and slates combined with each other in different proportions.

Apart from the waters which appear in the deposits of the Quaternary and in the roof part of the flysch, there are four water-bearing floors: Cretaceous-Palaeogene, Neogene, Carboniferous and Devonian. In terms of physical parameters and the ability of overcrowding the Devonian floor to the rock mass. This floor is built of upper and middle Devonian. In the sink hole C-1 the Devonian deposit was drilled into the depth of 1210-1688 m. It was established on the grounds of the profiles that the most absorbent zones are located at the depths:

- 1330-1352 m – marl and cracked marl limestones' zone,
- 1405-1435 m – limestones' zone and hard cracked marl limestones' zone,
- 1507-1560 m – the zone of the porous limestones, cavity limestones and also strongly cracked limestones.

The construction of the borehole C-1 was designed according to the destination of the borehole by overcrowding the brine into the absorbent layers of rock mass. In the hole the detailed research of absorbency of Devonian water-bearing level was made. At first the absorbency amounted to 1,57 m<sup>3</sup>/h by the pumping pressure of 10 atm. Water table was stabilizing then at the depth of 124 below ground level. Considerably more profitable results were gained after the first acid treatment in which 46m<sup>3</sup> of acid liquid was used which was the part of the mixture 15% HCl + 3% CH<sub>3</sub>COOH + 1% Hexamethylenetetramine + 0,1% Rokamid MR-17. After the acid treatment the absorbency increased to 9,8 m<sup>3</sup>/h and the water table was stabilizing at the depth of 61,0 below ground level.

In the process of several years of the hole exploitation was noted considerable decrease of the absorbency what was caused by the more and more higher dynamic location of the brine table by the same pumping efficiency. The constant inserting of the brine causes the silting-up of

the borehole zone of the absorbent layer. In the year 1998 and 2003 the next acid treatments were carried out aimed at intensification of the absorbency.

As the water-bearing level in the Devonian deposits is both used to exploitation and overcrowding the clean brine which is cleaned from every suspensions above 5 m, without chemical and microbiological pollutions is carried by the borehole C-1. The overcrowding brine's process to the borehole is under monitoring. Till the year 1999, these measurements were made in a manual way, secondly the measuring apparatus was installed. The automation allowed to make the correction of chosen parameters.

## WARUNKI GROMADZENIA ENERGII GEOTERMALNEJ I KIERUNKI JEJ WYKORZYSTANIA

**Barbara Huszcza, Aleksandra Suszczyńska**

*Uniwersytet Wrocławski, Wydział Nauk o Ziemi i Kształtowania Środowiska, Instytut Nauk Geologicznych, Wrocław*

Jedynym niewyczerpalnym, odnawialnym źródłem energii jest ciepło skorupy ziemskiej. Budowa Ziemi bardzo korzystnie wpływa na magazynowanie oraz możliwość późniejszego pozyskiwania energii geotermalnej. Gradient geotermiczny przy powierzchni Ziemi waha się pomiędzy 15°C a 80°C na kilometr, na obszarze Polski jest on nieco niższy 20-30°C (Kapuściński, Rozdoch 2006), co uzależnione jest od warunków geologicznych. Na podstawie budowy geologicznej, wyróżnia się dwa typy energii geotermalnej: niskotemperaturowa oraz wysokotemperaturowa. Najczęstszym miejscem magazynowania energii geotermalnej są płyny w porach, szczelinach, pęknięciach i uskokach skał skorupy ziemskiej (Zaprzelski 2006). Przypuszcza się, że magazynowanie ciepła w skałach może mieć bardzo zbliżony potencjał do tego w płynach, jednak eksploatacja jest dużo bardziej skomplikowana (Onkisz-Popławska i in. 2003).

Z zasobów energii geotermalnej korzysta przeszło 80 krajów, z czego ponad 30 w samej Europie, a w Polsce wykorzystywane są w 5 zakładach. Wody termalne w Polsce wykorzystuje się w ciepłownictwie, balneologii, rekreacji oraz agroturystyce.

### Literatura

- Kapuściński J., Rozdoch A., 2006. *Geotermia niskotemperaturowa w Polsce – stan aktualny i perspektywy rozwoju*. Warszawa.
- Onisk-Popławska A. i in., 2003. *Ciepło z wnętrza Ziemi*. Gdańsk – Warszawa.
- Zaprzelski Z., 2006. *Ocena zasobów energii geotermalnej i możliwość jej wykorzystania w województwie warmińsko – mazurskim*. Olsztyn.

### **Terms of geothermal energy collection and directions for its use.**

The only inexhaustible, renewable source of energy is heat of the earth's crust. Structure of the Earth has a very positive effect on the storage and acquisition of geothermal energy. Geothermal gradient at the surface of the Earth varies between 15°C and 80°C per kilometer, at the Polish area is somewhat lower than 20-30°C (Kapuściński, Rozdoch 2006). On the basis of the geological structure there are distinguished two types of geothermal energy: low-temperature energy and high-temperature energy. The most common place of geothermal energy storage are liquid in the pores, cracks, fissures and faults crustal rocks (Zaprzelski 2006). It is believed that the heat storage in the rocks can be very close in potential to the heat storage in liquids, but the exploitation is much more complex (Onkisz-Popławska et al. 2003).

More than 80 countries use from geothermal energy resources, including more than 30 in Europe alone, and in Poland geothermal energy is used in five plants. In Poland, thermal waters are used in heating, spas, recreation and rural tourism.



## **CHARAKTERYSTYKA HYDROGEOLOGICZNA WYBRANYCH ŹRÓDEŁ NA OBRZARZE MASYWU ŚLĘŻY W ASPEKCIE ICH UDOSTĘPNIANIA TURYSTYCZNEGO I OCHRONY**

***Marta Wyszatkiewicz, Tomasz Kowalczyk***

*Uniwersytet Wrocławski, Wydział Nauk o Ziemi i Kształtowania Środowiska, Instytut Nauk Geologicznych, Wrocław*

Na naszym posterze chcieliśmy przedstawić wyniki badań hydrogeologicznych, jakie przeprowadziliśmy w Masywie Ślęży. Zasięgiem naszych badań objęliśmy charakterystykę hydrogeologiczną, która obejmie określenie cech fizykochemicznych wód źródłanych, takich jak: pomiar pH, przewodnictwo elektryczne właściwe wody (PEW), temperatura ciekłu oraz wydajność wolumetryczną. Sporządziliśmy także dokumentację fotograficzną każdego z obiektów pomiarowych.

Na podstawie uzyskanych wyników chcieliśmy pokazać źródła, które ze względu na swoje właściwości np. lecznicze będą atrakcyjne dla turysty. Również podaliśmy informację, które ujęcia zostały np. zanieczyszczone tzn., w których rejestruje się podwyższone stężenia niektórych pierwiastków na podstawie rozporządzenia ministra zdrowia w sprawie jakości wody przeznaczonej do spożycia przez ludzi. Na podstawie tej informacji stwierdziliśmy, że takie źródło należy poddać ochronie i o ile to możliwe, zaproponowaliśmy sposób w jaki można będzie wyeliminować przyczynę skażenia. Dobrym sposobem będzie objęcie monitoringiem wybranych źródeł.

Wszystkie informacje, które posłużyły nam do badań, zostały zawarte w karcie źródła, na której znajdują się jeszcze: numer źródła, lokalizacja GPS, sposób wypływu, forma i rodzaj obudowy ujęcia oraz rodzaj skały, z jakiej dany ciek wypływa.

W terenie pobrane zostały również próby wody do butelki PET, przepłukaną wcześniej kilkakrotnie pobieraną wodą, a także do pojemnika o pojemności 50 ml zakwaszonym ok. 1 ml HNO<sub>3</sub> (kwasem azotowym V). W laboratorium hydrochemicznym, w pobranych próbach wody, przy użyciu chromatografu ciekowego HPLC oznaczyliśmy skład ilościowy pierwiastków chemicznych.

## **The hydrological characteristics of selected sources in the Ślęża Mountains in terms of the provision of tourism and conservation**

On our poster we want to submit the results of hydrogeological research, that we've conducted in the Massif of Ślęża. The reach of our research, we took the characteristic of hydrogeological which determine the physical and chemical properties of spring waters like a: measurement of pH, conductivity, capacity of water (PEW), stream temperature and volumetric efficiency. We've prepared a photographic documentation of each object of measurement. We based on the results and we want to show the sources which due to its treatment characteristics, will be attractive for tourists. We have also given an informations which has been recognized an contaminated in which are recorded elevated concentrations of certain elements in the regulation of the minister of health on the quality of water intended for human consumption. We've based on this information sane we state that this source must be protected and, if it is possible, we propose the way that we will eliminate the cause of contamination. The good thing of this case will be to cover the monitoring off selected sources. All informations that we've used to our research, had been contained on the source card for which there are more: the number of sources, GPS location, the method of discharge, the form and type of housing intake and the type of rock which the liquid flows. On the field we've obtain samples water into the bottle PET, previously rinsed with water repeatedly charged and to a container with a capacity of 50 ml of acidified approximately 1 ml of HNO<sub>3</sub> (nitric acid V). In the hydrochemical laboratory, in the samples of water with using liquid chromatography HPLC, we've denotes the quantitative composition of chemical elements.