

Potencjalnie lecznicze wody radonowe wschodniej części Wysokiego Grzbietu Gór Izerskich (Sudety) o największej zawartości radonu w Polsce

Jakub Prusak¹, Tadeusz A. Przylibski²



J. Prusak



T.A. Przylibski

Potentially medicinal radon waters of the eastern part of the High Ridge in the Iżera Range (Sudetes), containing the greatest radon concentration in Poland. *Prz. Geol.*, 71: 58–70; doi: 10.7306/2023.3

A b s t r a c t. In the years 2020–2022, the authors conducted research on the activity concentration of ^{222}Rn in the groundwater of the eastern part of the Iżera metamorphic unit. As a result, they found potentially medicinal radon waters in hornfelses of the eastern part of the Szklarska Poręba band. The value measured in one of the water samples appeared to be the highest activity concentration of ^{222}Rn in groundwater of Poland so far – $3368 \pm 61 \text{ Bq/dm}^3$. The authors also found that outflows of potentially medicinal radon waters account for almost 85.5% (47 out of 55) of all groundwater outflows in the study area. Thanks to the large amount of data obtained, the authors calculated a new value of the hydrogeochemical background of ^{222}Rn in the groundwater of the Iżera metamorphic unit. The background is currently 17–890 Bq/dm^3 . In Poland, higher values have only been reported of the Łądek-Śnieżnik metamorphic unit. The research results also open the way to the possible creation of a modern radon spa in Szklarska Poręba. It could operate in Biała Dolina on the basis of both previously found resources of radon waters of the Karkonosze granite and the radon waters forming within the eastern part of the Iżera metamorphic unit.

Keywords: ^{222}Rn , radon, groundwater, radon water, medicinal water, Sudetes, Szklarska Poręba

Według obowiązującego w Polsce *Prawa geologicznej i górniczego* (Ustawa, 2011) wody podziemne o zawartości radonu (a właściwie najdłużej żyjącego izotopu ^{222}Rn) nie mniejszej niż 74 Bq/dm^3 są radonowymi wodami leczniczymi. Wody takie muszą się jednocześnie charakteryzować naturalną zmiennością cech fizycznych i chemicznych oraz nie mogą być zanieczyszczone pod względem fizycznym, chemicznym i mikrobiologicznym (Ustawa, 2011). Dopóki zatem nie zostanie potwierdzone, że woda radonowa nie jest mikrobiologicznie i/lub chemicznie i/lub fizycznie zanieczyszczona, zgodnie z wytycznymi zawartymi w Rozporządzeniu Ministra Zdrowia z dnia 13 kwietnia 2006 r. w sprawie zakresu badań... (Rozporządzenie, 2006), a jednocześnie wykazuje naturalną zmienność cech fizycznych i chemicznych, zgodnie z zasadami sformułowanymi w publikacji Ciężkowskiego i in. (2007), sama zawartość ^{222}Rn pozwala nazywać takie wody potencjalnie leczniczymi wodami radonowymi. Jednocześnie według przepisów ustawy o lecznictwie uzdrowiskowym, uzdrowiskach i obszarach ochrony uzdrowiskowej oraz o gminach uzdrowiskowych (Ustawa, 2005), aby wodę można było uznać za leczniczą, musi ona posiadać świadectwo dokumentujące potwierdzenie jej właściwości leczniczych wydane przez uprawnioną przez ministra właściwego ds. zdrowia jednostkę na podstawie odpowiednich badań prowadzonych przez co najmniej 24 miesiące (Rozporządzenie, 2006). Zatem screeningowe badania hydrogeologiczne i hydrogeochemiczne stanowią podstawę do wyznaczenia miejsc występowania wód radonowych, które jednak można określić

tylko mianem wód potencjalnie leczniczych. Dopiero trwające odpowiednio długo badania monitoringowe mogą być podstawą do uznania takich wód za lecznicze.

W literaturze naukowej wciąż trwa spór odnośnie leczniczego i szkodliwego wpływu radonu (^{222}Rn) na organizm człowieka. Nie ulega wątpliwości, że duże dawki od promieniowania jonizującego emitowanego przez radon i jego promieniotwórcze pochodne otrzymywane każdego dnia w ciągu roku prowadzą do udowodnionych szkodliwych dla zdrowia skutków, powodując np. nowotwory płuc. Jednak małe dawki, przyjmowane w czasie trwających kilkanaście dni w roku zabiegów radonoterapeutycznych nie są już jednoznacznie szkodliwe, ale ich prozdrowotny charakter także nie jest ostatecznie udowodniony. W literaturze naukowej wciąż trwa spór w tej kwestii. Jednak na podstawie teorii hormezy radiacyjnej uzdrowiska radonowe funkcjonują na wszystkich kontynentach (np. w Polsce, Niemczech, Austrii, Czechach, Francji, Włoszech, Grecji, Węgrzech, Bułgarii, Rumunii, Rosji, USA, Chinach, Japonii i Chile). Duża liczba prac dotyczących tego zagadnienia uniemożliwia szersze przedstawienie tej problematyki w niniejszym artykule. Jest ona szeroko opisana m.in. w ostatnio opublikowanych pracach przeglądowych (Przylibski, 2018, 2021).

Ze względu na swoją budowę geologiczną Sudety stanowią w Polsce główny obszar występowania wód zawierających zwiększone koncentracje radonu (Przylibski i in., 2004; Przylibski, 2005). Według klasyfikacji Przylibskiego (2005, 2011) występują tam powszechnie wody nisko-

¹ Absolwent Wydziału Geoinżynierii, Górnictwa i Geologii Politechniki Wrocławskiej; Wybrzeże S. Wyspiańskiego 27; 50-370 Wrocław; jakubprusak@proton.me; ORCID ID: 0009-0007-9071-3598

² Wydział Geoinżynierii, Górnictwa i Geologii, Politechnika Wrocławska, Wybrzeże S. Wyspiańskiego 27; 50-370 Wrocław; Tadeusz.Przylibski@pwr.edu.pl; ORCID ID: 0000-0002-8094-7944

radonowe (o stężeniu aktywności ^{222}Rn 10,0–99,9 Bq/dm³) i radonowe (o stężeniu aktywności ^{222}Rn od 100,0 do 999,9 Bq/dm³), a nierzadko także wody wysokoradonowe (o stężeniu aktywności ^{222}Rn 1000,0–9999,9 Bq/dm³) (Przylibski, 2005, 2021). Poza Sudetami występowanie wód podziemnych, w których stężenie aktywności ^{222}Rn wynosi minimum 74 Bq/dm³, a są to przede wszystkim wody niskoradonowe i rzadko wody radonowe, stwierdzono dotychczas tylko na obszarze bloku przedsudeckiego oraz sporadycznie w Tatrach (obszar wychodni granitoidów) (Przylibski i in., 2020; Przylibski, 2021). Tła hydrogeochemiczne ^{222}Rn dla wód podziemnych Sudetów wynosi 4–306 Bq/dm³ (zakres mierzonych wartości: 0,1–3043,0 Bq/dm³), co oznacza, że potencjalnie lecznicze wody radonowe występują na obszarze Sudetów powszechnie (Przylibski i in., 2007; Przylibski, 2021). Największe wartości tła hydrogeochemicznego ^{222}Rn w wodach podziemnych wśród jednostek geologicznych Sudetów stwierdzono odpowiednio dla wód podziemnych metamorfiku łądecko-śnieżnickiego (36–1250 Bq/dm³), granitu Karkonoszy (16–690 Bq/dm³) oraz metamorfiku izerskiego (10–691 Bq/dm³) (Przylibski i in., 2007; Przylibski, 2021). Również po stronie czeskiej Sudetów, w obszarze tzw. Lügicum, stwierdzono znaczną liczbę wystąpień wód radonowych i wysokoradonowych. W 57 wystąpieniach takich wód stężenie aktywności ^{222}Rn przekraczało 2000 Bq/dm³, a w dwóch przypadkach nawet 5000 Bq/dm³. Najwięcej takich wód stwierdzono na obszarze występowania ortognejsów izerskich i śnieżnickich oraz granitów Karkonoszy i Tanvaldu. Największą wartość stężenia aktywności ^{222}Rn (6237 Bq/dm³) zanotowano w wodzie podziemnej wypływającej ze źródła Archaniola Michała, znajdującego się w Jizerskich horach, na wschód od Nového Města pod Smrkem w odległości nieco ponad kilometra od granicy z Polską (Goliáš i in., 2022). Stwierdzone na obszarze Sudetów zawartości radonu w wodach podziemnych są duże w odniesieniu do zakresu stężenia aktywności ^{222}Rn rejestrowanych w wodach podziemnych na świecie, który dla 90% zebranych danych wynosi 0,63–6220,0 Bq/dm³. Najmniejsze zanotowane wartości wynoszą ok. 0,1 Bq/dm³, podczas gdy największa wartość, wynosząca 102 000 Bq/dm³, została zanotowana na obszarze granitu Stripa w Szwecji (Girault i in., 2018).

Geochemiczna i hydrochemiczna charakterystyka radonu sprawia, że w Polsce występowania potencjalnie leczniczych wód radonowych możemy się spodziewać przede wszystkim na obszarze Sudetów, a także na niewielkich obszarach bloku przedsudeckiego (Przylibski, 2005; 2021; Przylibski i in., 2007, 2008, 2020). Radonowe wody lecznicze, wg wiedzy autorów, są obecnie eksploatowane w kilku dolnośląskich uzdrowiskach. W Sudetach są to: Świeradów-Zdrój, Szczawno-Zdrój, Długopole-Zdrój i Łądek-Zdrój oraz na bloku przedsudeckim Przerzecznik-Zdrój. Natomiast radon występujący w tych wodach leczniczych jest wykorzystywany jako surowiec leczniczy i następnie stosowany w zabiegach jako tworzywo lecznicze, przede wszystkim w dwóch sudeckich uzdrowiskach, tj. w Łądku-Zdroju i Świeradowie-Zdroju. W radonowych wodach leczniczych tych uzdrowisk są notowane największe wartości stężenia aktywności ^{222}Rn spośród wszystkich wód leczniczych Polski, które wynoszą odpowiednio 1772 Bq/dm³ (źródło Jerzy) oraz 2245 Bq/dm³ (studnia nr 4 ujęcia Marii Curie-Skłodowskiej). Są to uzdrowiska

położone na obszarze metamorfiku Łądku i Śnieżnika oraz metamorfiku izerskiego, a więc na obszarach występowania ortognejsów w jednostkach geologicznych o największym hydrogeochemicznym tle ^{222}Rn (Przylibski i in., 2007; Przylibski, 2021). Natomiast na obszarze granitu Karkonoszy, trzeciej jednostki geologicznej Sudetów o największej wartości tła hydrogeochemicznego ^{222}Rn , radonowe wody lecznicze nie są obecnie eksploatowane. Niemniej jednak na obszarze granitu Karkonoszy udokumentowano w przeszłości złoża radonowych wód leczniczych, co było usankcjonowane prawnie. Złoża te znajdowały się na terenie i w pobliżu miejscowości: Kowary (w latach 1969–1994), Sosnowka (w latach 1963–1985) oraz Szklarska Poręba (w latach 1974–1990) (Przylibski, 2005).

Wobec stwierdzonego niedostatecznego rozpoznania występowania wód radonowych i ewentualnie wysokoradonowych na obszarze wschodniej części metamorfiku izerskiego autorzy postawili sobie za cel wykonanie badań stężenia aktywności ^{222}Rn w wodach podziemnych strefy zhornfelsowania skał południowej części metamorfiku izerskiego. Celem pracy było określenie zakresu wartości stężenia aktywności ^{222}Rn rozpuszczonego w wodach podziemnych wypływających ze skał pasma łupkowego Szklarskiej Poręby, które w znacznej części zostały dotknięte procesami metamorfizmu kontaktowego ze strony granitu Karkonoszy. Przy okazji prace te objęły także opróbowanie wód podziemnych wschodniej części gnejsów izerskich, które dotychczas również nie były przedmiotem badań zawartości radonu. Wreszcie kolejnym celem badań było stwierdzenie występowania potencjalnie leczniczych wód radonowych, które mogłyby być surowcem dla utworzenia uzdrowiska radonowego w Szklarskiej Porębie. W wieku XX w Szklarskiej Porębie udokumentowano występowanie leczniczych wód radonowych w obrębie skał granitu Karkonoszy (Fistek, 1970), natomiast autorzy postanowili sprawdzić, czy wody takie nie występują także na przyległym obszarze metamorfiku izerskiego. Na podstawie nowych uzyskanych danych autorzy postawili sobie również za cel ponowne obliczenie hydrogeochemicznego tła ^{222}Rn w wodach podziemnych metamorfiku izerskiego.

ZARYS BUDOWY GEOLOGICZNEJ I WARUNKI HYDROGEOLOGICZNE OBSZARU BADAŃ

Obszar badań znajduje się w Sudetach zachodnich, w paśmie Gór Izerskich, na terenie gmin Stara Kamienica oraz Mirsk. Opróbowanie wód podziemnych prowadzono na północnym zboczu wschodniej części Wysokiego Grzbietu, przebiegającego równoleżnikowo najwyższego i najdłuższego grzbietu Gór Izerskich. Teren jest niemal w całości pokryty lasem, a licznie występujące tutaj strumienie są dopływami Małej Kamiennej oraz Kwisy.

Badany obszar obejmuje głównie strefę zhornfelsowania w obrębie pasma łupkowego Szklarskiej Poręby oraz częściowo sąsiadujące z tą strefą od zachodu gnejsy izerskie. Obszar ten stanowi fragment metamorfiku izerskiego, który jest częścią metamorficzną masywu (krystaliniku) karkonosko-izerskiego (Kryza i in., 2004; Żelaźniewicz, 2005; Żelaźniewicz, Aleksandrowski, 2008; Stupnicka, 2013). Gnejsy i łupki łuszczakowe budujące metamorfik

izerski są skałami, których wiek jest oceniany odpowiednio na późny kambry oraz późny proterozoik (Żelaźniewicz, 2005; Żelaźniewicz, Aleksandrowski, 2008; Mazur i in., 2010).

Łupki łyszczykowe pasma Szklarskiej Poręby uległy zhornfelsowaniu pod wpływem karkonoskiej intruzji magmowej, która stanowiąc obecnie masyw granitowy Karkonoszy graniczy z pasmem od południa. Skały łupkowe przed zhornfelsowaniem uległy silnemu sfałdowaniu związanemu z metamorfozą. Rozciągają się równoleżnikowo i upadają głównie na północ, podobnie jak większość skał metamorficznych w tym rejonie. Szerokość ich wychodni dochodzi do 700 m. W rejonie Piechowic zwęża się, podobnie od strony Wysokiej Kopy (1126 m n.p.m.), ale tam również dochodzi do zmiany kierunku rozciągłości na NE–SW. Kierunki foliacji odpowiadają kierunkom rozciągłości. Na obszarze ich występowania można znaleźć liczne odsłonięcia hornfelsów w postaci skałek. Hornfelsy występują w dwóch odmianach. Pierwsza, ciemna, niemal czarna, bardzo twarda i afanitowa, zajmuje większość strefy. Skały te charakteryzują się strukturą granoblastyczną i teksturą bezkierunkową. Głównymi minerałami skałotwórczymi są kwarc, kordieryt, łyszczyki i skalenie. Wśród składników akcesorycznych zaobserwowano prawdopodobnie minerały uranu. Druga odmiana, szara i białawoszara, z wyglądu miejscami przypominająca gnejsy, została zidentyfikowana na odcinku Izerskie Garby–Wysoka Kopa. Pod mikroskopem można dostrzec ich strukturę granoblastyczną i teksturę słabo kierunkową. W porównaniu do odmiany ciemnej, znacznie większy udział wśród minerałów skałotwórczych mają skalenie (Szałamacha, Szałamacha, 1971).

W obrębie obszaru badań, w kierunku zbliżonym do NE–SW, przebiega żyła kwarcu, która rozdziela łupki łyszczykowe od gnejsów. Jej miąższość wynosi ok. 50 m, towarzyszą jej także zespoły mniejszych równoległych żył. Rozciąga się ona od Wysokiej Kopy przez Rozdroże Izerskie do góry Jastrzębiec w pobliżu Górzycy. Jej długość wynosi ok. 6 km. W rzeczywistości nie jest to żyła w dosłownym tego słowa znaczeniu, a strefa dyslokacyjna bogata w skały kwarcowe. Jej geneza nie jest jednoznacznie określona. Prawdopodobnie gorące roztwory pomagające krążyć w szczelinach i pustkach skalnych, dokonały metasomatycznych zmian skał metamorficznych. Na Izerskich Garbach, w części szczytowej Wysokiego Grzbietu, znajduje się kopalnia kwarcu *Stanisław*, najwyżej położona kopalnia odkrywkowa w Europie. Eksploatacja kwarcu mlecznego w tej kopalni została zaniechana w 2000 r. (Zagożdżon, Zagożdżon, 1999).

Metasomatyczna granityzacja skał osadowych była najprawdopodobniej procesem, w wyniku którego powstały gnejsy stanowiące większość budulca metamorfiku izerskiego oraz granity izerskie. Przebieg litologiczno-strukturalny poszczególnych typów gnejsów jest z reguły równoleżnikowy. Można więc wnioskować, że łupki i gnejsy podlegały identycznym deformacjom. W granicach obszaru badań rozróżnić można dwa typy gnejsów: drobnoziarniste z plastrowatymi skupieniami biotyту, miejscami granity oraz gnejsy słojuowo-oczkowe. Obie odmiany występują w naprzemianległych pasach. Skały pierwszej odmiany pod mikroskopem wykazują różne struktury, najczęściej granoblastyczno-oczkową, granoblastyczną lub blastomylonityczno-oczkową, a tekstury mniej lub bar-

ziej kierunkowe. Jej główne składniki to skalenie występujące jako duże porfiroblasty oraz w cieście skalnym jako mniejsze blasty, kwarc, muskowitz. Gnejsy słojuowo-oczkowe są z kolei przeważnie gruboziarniste. Między oczkami skaleniowo-kwarcowymi znajduje się bogate w szary kwarc tło skalne. Występujące gdzieniegdzie ułożone kierunkowo blaszki biotyту podkreślają gnejsowy charakter skały. Łyszczyki pojawiają się pod postacią pojedynczych blaszek. Jako składniki podrzędne występują plagioklasy i skalenie potasowe – mikroklin (Szałamacha, Szałamacha, 1971).

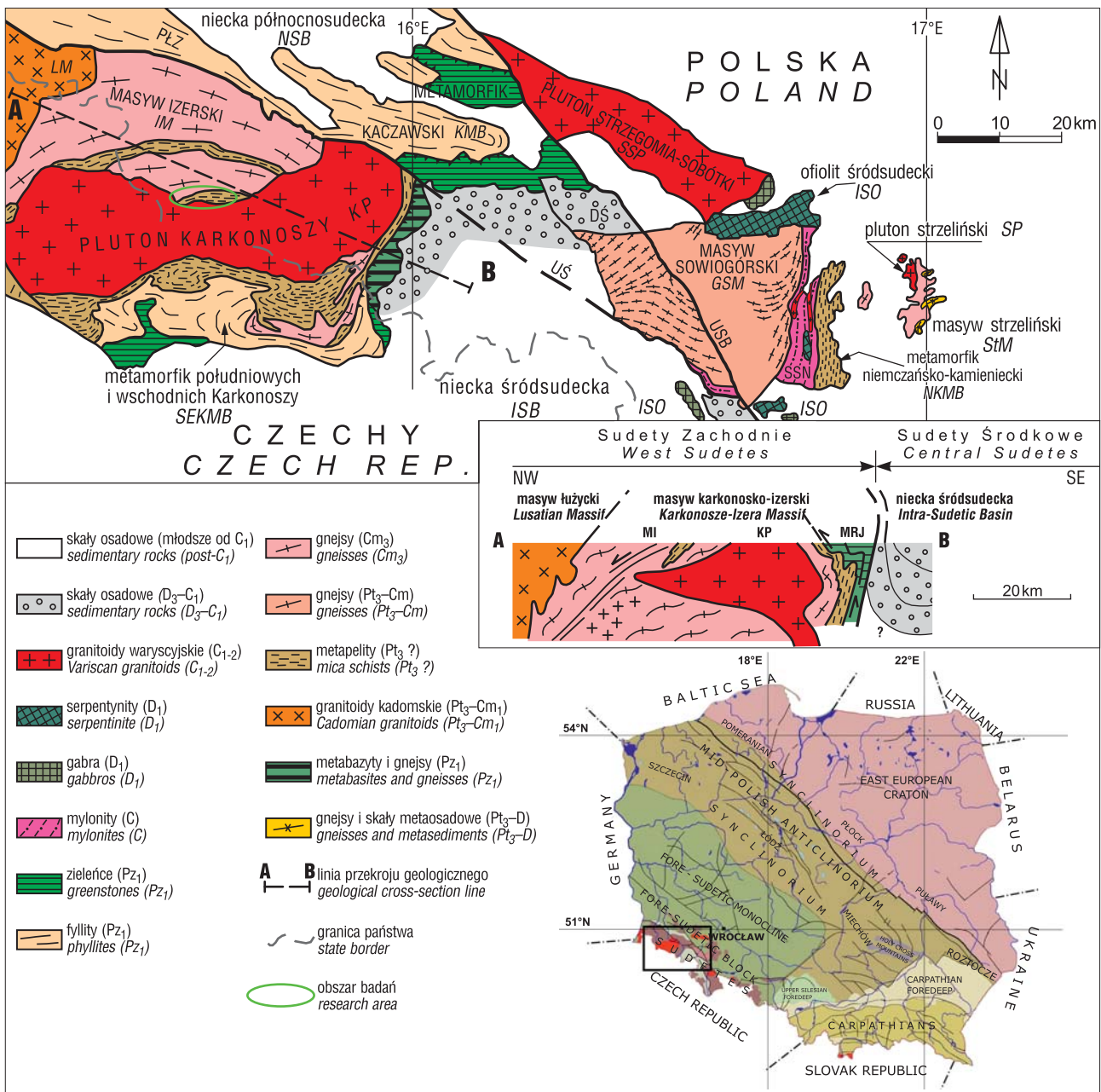
Dłuższa część granicy metamorficznych skał masywu izerskiego z granitami karkonoskimi przebiega niemalże równoległe do szczytu Wysokiego Grzbietu, od strony południowej. W rejonie Wysokiej Kopy jej przebieg jest nieco odmienny, co zostało spowodowane ruchami tektonicznymi związanymi z powstaniem żyły kwarcu. W bezpośrednim sąsiedztwie obszaru badań w plutonie Karkonoszy występują granity porfirowate, gruboziarniste (Szałamacha, Szałamacha, 1971). Na rycinie 1 przedstawiono lokalizację obszaru badań na tle jednostek geologicznych Sudetów zachodnich i środkowych.

Na powierzchni terenu wzdłuż Małej Kamiennej i Kwisy oraz niektórych ich dopływów występują osady czwartorzędowe (holoceńskie). Ich miąższość jest niewielka, nie przekracza 4 m. Frakcję żwirowo-piaszczystą tworzą drobne bloczki lokalnych skał: gnejsów, łupków, hornfelsów oraz okruchy kwarcowe i łyszczykowe (Szałamacha, Szałamacha, 1971).

Warunki hydrogeologiczne na obszarze badań, tj. w zlewni Kamiennej i Kwisy są charakterystyczne dla skał krystalicznych Sudetów. Wyróżnić można trzy strefy wodonośne. Najpłytsza, pokrywowa jest związana ze środowiskiem porowym aluwii, rumowisk i rumoszy lub z torfami. Głębsza, szczelinowa znajduje się w skałach masywu krystalicznego. Dodatkowo rozróżnia się strefę wód w obrębie uskoku i głębokich rozłamów tektonicznych. Strefy te mogą tworzyć izolowane, niezależne układy hydrodynamiczne. Najczęściej jednak są one wzajemnie połączone i stanowią jeden system przepływu wód podziemnych (Marszałek, 1996; Wojtkowiak, 2000; Staśko, Wojtkowiak, 2004).

Na obszarze badań, będącym typowo górskim terenem, podstawowym i w zasadzie jedynym elementem dokumentacyjnym rozpoznania warunków hydrogeologicznych są wypływy wód podziemnych, studnie natomiast spotykane są wyjątkowo, przede wszystkim w niższych partiach stoków i w obrębie miejscowości. W strefie zhornfelsowania łupków pasma Szklarskiej Poręby oraz na obszarze występowania gnejsów izerskich są to źródła wypływające z rumoszy. Rzadziej spotykane są źródła szczelinowe, nieprzykryte zwietrzeliną. Występują one m.in. w żyłach kwarcu przy Rozdrożu Izerskim (Marszałek, 1989).

Wypływy na obszarze badań mają charakter descenzyjny (grawitacyjny), związany z wodami płytkiego krążenia. W zlewni Kamiennej i Kwisy większą część wypływów stanowią wypływy strefowe – młaki, wycieki i wysięki. Źródła, czyli wypływy skoncentrowane, stanowią nieco mniej niż połowę wypływów w obrębie skał metamorficznych. Zdecydowana większość wypływów to wypływy mało wydajne (od 0,1 do 0,7 dm³/s) (Staśko, 2002). Źródła wypływające z rumoszu hornfelsów cechuje wysoka zmienność, $R > 10$ (wskaźnik zmienności $R = Q_{\max}/Q_{\min}$). Dostyc



Ryc. 1. Obszar badań na tle uproszczonej mapy tektonicznej Sudetów zachodnich i środkowych wraz z przewyższonym, schematycznym przekrojem. Rozwinięcia skrótów: DŚ – depresja Świebodzić, LM – masyw łużycki, PLZ – pasmo łupkowe Zgorzelca, SSN – strefa ścinania Niemczy, USB – uskok sudecki brzeżny, UŚ – uskok śródsudecki. Oznaczenia wiekowe: Pt – proterozoik, Pz – paleozoik, Cm – kambry, D – dewon, C – karbon, 1 – wczesny, 2 – środkowy, 3 – późny (wg Mazura i in., 2010)

Fig. 1. The research area against the background of a simplified tectonic map of the western and central Sudetes, with an exaggerated schematic cross-section. The meaning of the abbreviations: DŚ – Świebodzić basin, GSM – Góry Sowie Massif, IM – Iżera Massif, ISB – Intra-Sudetic Basin, ISO – Intra-Sudetic Ophiolite, KMB – Kaczawa Metamorphic Belt, KP – Karkonosze Pluton, LM – Lusatian massif, NKMB – Niemcza-Kamieniec Metamorphic Belt, NSB – North Sudetic Basin, PLZ – Zgorzelec shists range, SEKMB – South and East Karkonosze Metamorphic Belt, StM – Strzelin Massif, SP – Strzelin Pluton, SSN – Niemcza shear zone, USB – Sudetic Marginal Fault, UŚ – Intra-Sudetic Fault. Age of rocks: Pt – Proterozoic, Pz – Paleozoic, Cm – Cambrian, D – Devonian, C – Carboniferous, 1 – early, 2 – middle, 3 – late (after Mazur et al., 2010)

szybko reagują one na opady. Okres reakcji wynosi z reguły kilka dni (Marszałek, 1989). Taka charakterystyka wód podziemnych i ich wpływów na powierzchnię sprawia, że wody te mogą zawierać duże koncentracje radonu. Jednocześnie stężenie aktywności ^{222}Rn w wodach źródeł może charakteryzować się znaczną zmiennością zarówno w czasie, jak i w przestrzeni (Przylibski, 2005, 2011, 2021).

METODY BADAŃ

Badania obejmowały prace terenowe, pomiary laboratoryjne oraz opracowanie i analizę uzyskanych wyników. Najważniejszym zadaniem w czasie prac terenowych było ustalenie lokalizacji wpływu wody podziemnej. W przypadku wątpliwości kryterium decydującym o odróżnieniu

wypływu wody podziemnej z rumoszu lub młaki od miejsc przepływu w rumoszu lub nagromadzenia wody powierzchniowej był pomiar temperatury wody. Po zidentyfikowaniu wypływu wody podziemnej zapisywano jego dokładną lokalizację, korzystając z odbiornika GPS, oraz wykonywano fotografię źródła. Na tym etapie badań nie przeprowadzono czasochłonnych pomiarów wydajności ujęć. Pomiary takie powinny być wykonane tylko w odniesieniu do źródeł wód potencjalnie leczniczych wytypowanych do dalszych badań. W czasie prac terenowych oprócz pomiaru temperatury wody podziemnej autor (J.P.) dokonywał także pomiaru jej przewodności elektrolitycznej właściwej (PEW) jednoelektrodowym miernikiem firmy WTW oraz pobierał próbki do badań zawartości rozpuszczonego ^{222}Rn . Za pomocą jednorazowej strzykawki z każdego zlokalizowanego wypływu wód podziemnych na obszarze badań była pobierana najczęściej jedna próbka wody o objętości 10 cm^3 . Pobraną wodę wstrzykiwano za pomocą strzykawki z igłą do przygotowanego wcześniej szklanego, wykonanego ze szkła zubożonego w promieniotwórczy izotop ^{40}K , naczynka scyntylacyjnego. W naczynku tym znajdowało się przygotowane w laboratorium 10 cm^3 ciepłego scyntylatora Insta-FluorTM Plus. Wodę wstrzykiwano na dno naczynka pod warstwę scyntylatora. Woda nie miesza się ze scyntylatorem, powodując wytworzenie w naczynku dwóch warstw – zalegającej niżej wody i znajdującej się nad nią warstwy scyntylatora. Następnie energicznie wstrząsano naczynkiem, aby rozpuszczony w wodzie ^{222}Rn uwolnił się do warstwy ciepłego scyntylatora, w którym jest lepiej rozpuszczalny. Czas pobrania próbki wody zapisywano z dokładnością jednej minuty. Wiele źródeł, zwłaszcza tych z największymi zanotowanymi wartościami stężenia aktywności ^{222}Rn , opróbowano kilkakrotnie, w ramach kolejnych wyjazdów terenowych. Umożliwiło to weryfikację uzyskanych wyników pomiaru, a także wstępną ocenę zmienności w czasie stężenia radonu rozpuszczonego w wodach podziemnych wypływających w tym samym źródle.

Po pobraniu próbek wody i zabezpieczeniu przed uszkodzeniem szklanych scyntylacyjnych naczynek pomiarowych transportowano je do Laboratorium Nauk o Ziemi i Inżynierii Mineralnej Politechniki Wrocławskiej. Tam w Pracowni Chemii i Izotopów po ok. 4 h temperatura próbek wyrównywała się z temperaturą w spektrometrze (tj. $18,2^\circ\text{C}$), ustalała się także równowaga promieniotwórcza pomiędzy ^{222}Rn , a jego krótkożyciowymi pochodnymi i zanikały błyski będące efektem ekspozycji scyntylatora na białe światło dzienne. Wówczas rozpoczynano zasadniczy pomiar stężenia aktywności ^{222}Rn .

W Pracowni Chemii i Izotopów pomiary stężenia aktywności ^{222}Rn w przywiezionych próbkach wody wykonano za pomocą ultraniskołtowego spektrometru ciekłoscyntylacyjnego α/β Quantulus 1220. W spektrometrze umieszczano szklane naczynka ciekłoscyntylacyjne z pobranymi w obszarze badań próbkami wody podziemnej. Dzięki temu, że próbek wody nie trzeba było w jakikolwiek sposób preparować lub przelewać do innych naczyń zastosowana metoda pomiarowa praktycznie uniemożliwia ucieczkę gazowego ^{222}Rn z naczynka scyntylacyjnego, zapewniając tym samym dużą precyzję pomiaru. Spektrometr Quantulus 1220 wykorzystuje zjawiska scyntylacji oraz fotoelektryczne zewnętrzne. Za sprawą pierwszego z tych zjawisk powstają błyski świetlne w wyniku reakcji scyntylatora

z promieniowaniem jonizującym emitowanym przez ^{222}Rn i produkty jego rozpadu. Natomiast zjawisko fotoelektryczne zewnętrzne pozwala na zarejestrowanie błysków światła jako impulsów prądu elektrycznego. Liczba zmierzonych impulsów jest wprost proporcjonalna do liczby przemian promieniotwórczych alfa zachodzących w scyntylatorze. Zmierzona liczba impulsów jest więc miarą stężenia aktywności ^{222}Rn . Przeliczenie liczby impulsów na wartość stężenia aktywności ^{222}Rn możliwe jest na podstawie kalibracji spektrometru przeprowadzonej przy wykorzystaniu roztworów kalibracyjnych o znanym stężeniu aktywności ^{222}Rn . Zwykle są to roztwory radu, w których macierzysty ^{226}Ra jest w równowadze promieniotwórczej z ^{222}Rn (Przylibski, 2005; L'Annunziata, 2012). Pomiary spektrometryczne programowano za pomocą aplikacji WinQ. Każde naczynko pomiarowe poddawano dziewięciu 60-minutowym pomiarom, co oznacza, że w każdej próbce wody wykonywano co najmniej 9 pomiarów stężenia aktywności ^{222}Rn .

Przy opracowywaniu wyników pomiarów spektrometrycznych dostępnych w formie liczby impulsów z każdego 60-minutowego pomiaru autorzy wykorzystywali program Microsoft Excel. Obliczano średnią ważoną liczby zarejestrowanych impulsów z minimum 9 pomiarów. Dla pomiarów stężenia aktywności ^{222}Rn niepewność pomiaru została zdefiniowana jako złożona niepewność dla nieskorelowanych mierzonych parametrów. Był to pierwiastek sumy iloczynów kwadratów pochodnych cząstkowych i kwadratów odchyłeń standardowych wartości średnich dla: liczby zliczeń cząstek alfa (liczby zarejestrowanych impulsów), objętości próbek wody (uzyskanej na podstawie pomiaru masy naczynek ze scyntylatorem i po ich napełnieniu próbką wody, przy uwzględnieniu temperatury oraz mineralizacji wody oszacowanej w oparciu o jej zmierzoną PEW) i współczynnika korekcji. Na tej podstawie autorzy otrzymywali ostateczny wynik wraz z niepewnością jego oznaczenia. Dolny próg detekcji zastosowanej metody pomiaru wynosi $0,05\text{ Bq/dm}^3$. Każdy otrzymany wynik przedstawiano do równania rozpadu promieniotwórczego z uwzględnieniem czasu, jaki minął od chwili pobrania próbki wody do czasu wykonania pomiaru. Dzięki temu możliwe było obliczenie ostatecznego wyniku, tj. wartości stężenia aktywności ^{222}Rn w wodzie podziemnej w chwili jej pobrania ze źródła.

WYNIKI BADAŃ – WYSTĘPOWANIE POTENCJALNIE LECNICZYCH WÓD RADONOWYCH

Próbki wód podziemnych na obszarze badań pobrano z 55 wypływów (ryc. 2). Spośród nich 44 są zlokalizowane w strefie zhornfelsowania łupków metamorficznych pasma Szklarskiej Poręby, 2 w strefie dyslokacyjnej rozdroża izerskiego (żyłe kwarcowej), a pozostałe 9 w obrębie różnych odmian gnejsów izerskich położonych w bezpośrednim sąsiedztwie, na zachód od strefy zhornfelsowania. Wody podziemne z 14 wypływów położonych w strefie zhornfelsowania opróbowano kilkakrotnie – od dwóch do czterech razy. Wyniki analiz stężenia aktywności ^{222}Rn wraz z zanotowaną temperaturą i PEW wody oraz współzrędnymi geograficznymi wypływów przedstawiono w tabeli 1.

Na rycinach 3 i 4 przedstawiono występowanie wypływów wód podziemnych w podziale na typy wód uwz-



Ryc. 2. Trzy typy wypływów wód podziemnych na obszarze badań: **A** – źródło (wypływ nr 2), z którego wypływa woda podziemna o najwyższym zanotowanym dotychczas stężeniu aktywności ^{222}Rn w Polsce, **B** – młaka (wypływ nr 52) z widocznym przyrządem WTW do pomiaru temperatury i przewodności elektrolitycznej właściwej wody, **C** – wypływ wody podziemnej (nr 46) ze sztolni dawnej kopalni kwarcu oraz widok w głąb sztolni. Fot. J. Prusak

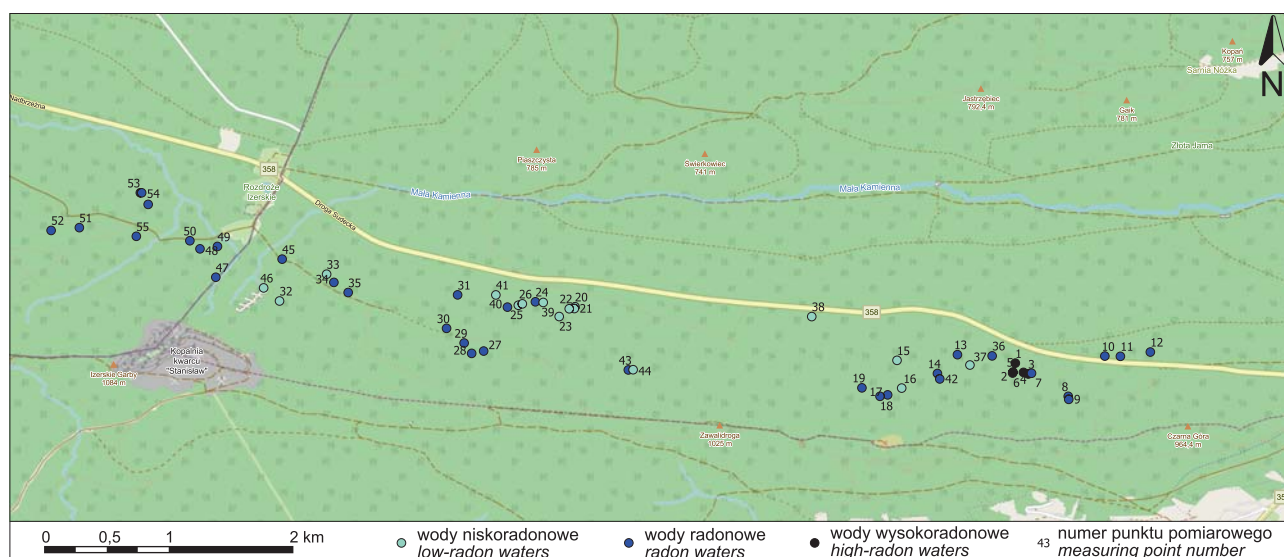
Fig. 2. Three types of groundwater outflows in the study area: **A** – spring (outflow No. 2), expelling groundwater with the highest activity concentration of ^{222}Rn recorded so far in Poland, **B** – swamp (outflow No. 52) with a visible WTW device for measuring the temperature and specific electrolytic conductivity of water, **C** – groundwater outflow (No. 46) from an adit of the former quartz mine, and a view down the adit. Photo by J. Prusak

Tab. 1. Zestawienie wyników pomiarów stężenia aktywności ^{222}Rn , temperatury (T) i przewodności elektrolitycznej właściwej (PEW) wód podziemnych ze wszystkich opróbowanych wypływów
Table 1. List of measurements results of ^{222}Rn activity concentration, temperature (T) and specific electrolytic conductivity (SEC) of groundwater from all sampled outflows

Numer wypływu Outflow number	Stężenie aktywności ^{222}Rn / ^{222}Rn activity concentration										Współrzędne geograficzne Geographical coordinates			T (T)	PEW (SEC)
	2020		2021		2022		Średnia arytmetyczna Arithmetic mean	Niepewność oznaczenia Uncertainty	Szerokość Latitude	Długość Longitude	T (T)	PEW (SEC)			
	Sierpień August	Wrzesień September	Październik October	Lipiec July	Wrzesień September	Październik October							Maj May		
1				1213				1378	1295	35	50,85122	15,50138	6,1–6,4	53,0–53,8	
2	3271			1810	3368	3215			2916	59	50,85050	15,50118	5,9–6,9	55,5–57,9	
3				1537	1750	2020			1769	41	50,85043	15,50231	6,2–7,3	50,0–50,4	
4					1026	897			961	25	50,85050	15,50255	6,0–6,4	45,6–47,1	
5					2184				2184	46	50,85057	15,20121	6,3	59,2	
6				1552	1902				1727	40	50,85056	15,50197	6,3–6,5	47,8–52,5	
7	1855				2169	1775			1933	44	50,85055	15,50196	5,9–7,3	49,4–53,1	
8				199					199	8	50,84882	15,50520	6,7	44,4	
9				131					131	6	50,84860	15,50523	6,9	35,0	
10				258					258	10	50,85173	15,50786	7,0	85,1	
11	174			101					137	6	50,85172	15,50900	6,5–7,0	91,9–103,9	
12	107			98					103	5	50,85203	15,51115	6,7–6,8	113,1–124,7	
13				106					106	5	50,85184	15,49719	6,8	59,8	
14				748	811				780	22	50,85047	15,49573	5,7–5,8	49,4–50,1	
15				56					56	3	50,85142	15,49280	8,1	46,0	
16				93					93	5	50,84942	15,49314	5,5	44,4	
17				128					128	6	50,84892	15,49213	5,7	50,1	
18				178					178	7	50,84883	15,49157	5,8	43,1	
19				101					101	5	50,84944	15,49027	6,8	59,8	
20						84			84	8	50,85531	15,46948	6,4	32,1	
21						77			77	7	50,85518	15,46943	6,0	33,0	
22						60			60	6	50,85516	15,46907	7,1	38,0	
23						58			25	6	50,85459	15,46834	5,9	38,4	
24		107				102			104	7	50,85566	15,46662	6,4–6,5	52,7–53,4	
25		53				53			53	4	50,85542	15,46537	6,4–6,7	42,3–44,0	
26						67			67	7	50,85552	15,46566	6,2	43,8	
27						256			256	17	50,85209	15,46286	5,8	38,3	
28						448			448	25	50,85192	15,46200	5,5	38,0	
29						457			527	30	50,85267	15,46145	5,8–6,0	37,7–38,2	
30						364			350	22	50,85374	15,46018	6,1–6,3	41,2	

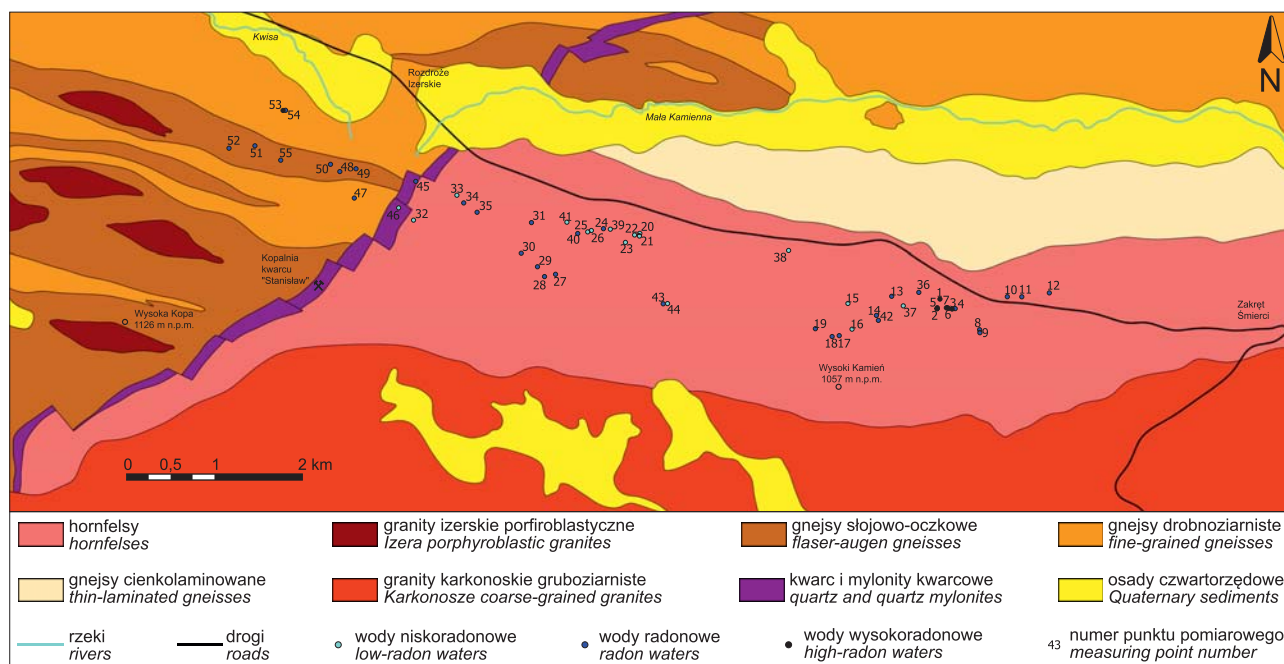
Tab. 1. Zestawienie wyników pomiarów stężenia aktywności ^{222}Rn , temperatury (T) i przewodności elektrolitycznej właściwej (PEW) wód podziemnych ze wszystkich opróbowanych wypływów (cd.)
Table 1. List of measurements results of ^{222}Rn activity concentration, temperature (T) and specific electrolytic conductivity (SEC) of groundwater from all sampled outflows (cont.)

Numer wypływu Outflow number	Stężenie aktywności ^{222}Rn / ^{222}Rn activity concentration							Współrzędne geograficzne Geographical coordinates			T (T)	PEW (SEC)	
	2020		2021		2022		Średnia arytmetyczna Arithmetic mean	Niepewność oznaczenia Uncertainty	Szerokość Latitude	Długość Longitude			
	Sierpień August	Wrzesień September	Październik October	Lipiec July	Wrzesień September	Październik October							Maj May
[Bq/dm ³]											[°C]	[μS/cm]	
Hornfelsy / Hornfelses													
31					797			797	38	50,85616	15,46098	7,0	63,6
32					76			76	16	50,85571	15,44808	7,1	40,4
33					96			96	8	50,85766	15,45149	7,0	42,6
34					170			170	7	50,85706	15,45203	7,1	40,5
35					176			176	8	50,85633	15,45306	6,1	40,0
36	170					170		170	7	50,85174	15,49971	7,0–7,4	50,1–51,8
37						19,5		19,5	1,4	50,85109	15,49809	6,8	50,1
38	98							98	5	50,85460	15,48664	7,0	37,2
39	55							55	3	50,85562	15,46718	6,1	44,2
40	174							174	14	50,85528	15,46460	6,5	43,2
41	97							97	8	50,85616	15,46375	7,4	41,6
42	483							483	16	50,85008	15,49590	6,2	47,3
43								124	5	50,85073	15,47335	5,1	32,9
44								68	4	50,85074	15,473369	5,2	35,7
Żyła kwarcu / Quartz vein													
45					254			254	16	50,85875	15,44827	6,3	41,7
46					91			91	8	50,85668	15,44692	5,9	37,6
Gnejsy / Gneisses													
47					610			610	18	50,85744	15,44346	7,3	41,7
48					162			162	7	50,85950	15,44232	8,3	32,3
49						177		177	8	50,85967	15,44359	7,5	37,5
50						590		590	20	50,86008	15,44159	6,9	40,0
51						121		121	6	50,86104	15,43358	6,3	35,0
52						408		408	15	50,86084	15,43154	5,8	27,0
53						1245		1245	35	50,86355	15,43799	7,4	60,0
54						288		288	12	50,86356	15,43809	7,4	38,2
55								376	12	50,86040	15,43770	5,9	37,5



Ryc. 3. Mapa topograficzna obszaru badań z zaznaczonymi wypływami różnych typów wód podziemnych ze względu na stężenie aktywności ^{222}Rn wg klasyfikacji Przylibskiego (2005, 2011) (podkład topograficzny: www.openstreetmap.org)

Fig. 3. Topographic map of the study area with marked outflows of various types of groundwater due to the activity concentration of ^{222}Rn acc. to Przylibski's classification (2005, 2011) (topographic background: www.openstreetmap.org)



Ryc. 4. Uproszczona mapa geologiczna obszaru badań z zaznaczonymi wypływami różnych typów wód podziemnych ze względu na stężenie aktywności ^{222}Rn wg klasyfikacji Przylibskiego (2005, 2011) (podkład geologiczny wg: Szałamacha, 1968; Szałamacha, Szałamacha, 1971)

Fig. 4. Simplified geological map of the study area with marked outflows of various types of groundwater due to the activity concentration of ^{222}Rn acc. to Przylibski's classification (2005, 2011) (geological background acc. to: Szałamacha, 1968; Szałamacha, Szałamacha, 1971)

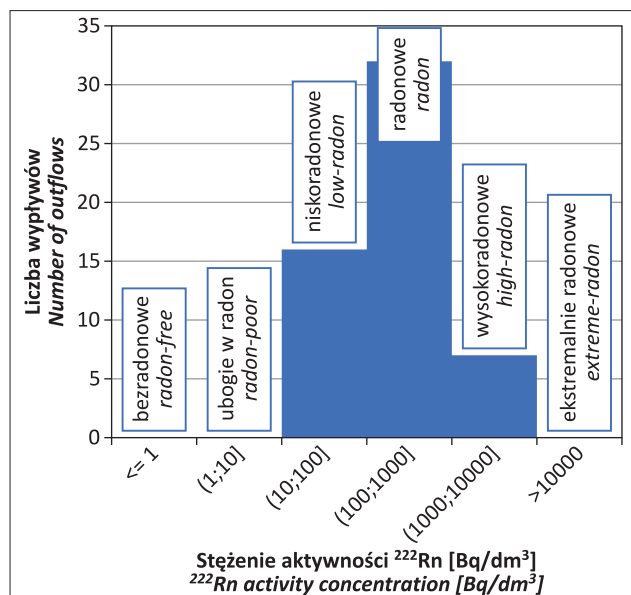
głędniące zawartość rozpuszczonego w nich radonu zgodnie z klasyfikacją Przylibskiego (2005, 2011). Na obszarze badań wody radonowe występują powszechnie (występują w 32 wypływach), rzadziej spotykane są wody niskoradonowe (występują w 16 wypływach), a najmniej liczne są wystąpienia wód wysokoradonowych (7 wypływów). Częstość występowania poszczególnych typów ilustruje rycina 5.

Zgodnie z *Prawem geologicznym i górniczym* (Ustawa, 2011) wszystkie wody radonowe z 32 wypływów, wszystkie wody wysokoradonowe z 7 wypływów oraz wody nisko-

radonowe, w których stężenie aktywności ^{222}Rn wynosi co najmniej 74 Bq/dm^3 , tj. z 8 wypływów (por. tab. 1), można uznać za potencjalnie lecznicze wody radonowe. A zatem potencjalnie lecznicze wody radonowe występują na badanym obszarze w 47 spośród 55 zbadanych wypływów wód podziemnych. Wypływy potencjalnie leczniczych wód radonowych stanowią niemal 85,5% wszystkich wypływów wód podziemnych na badanym obszarze.

W obszarze zbudowanym z hornfelsów stwierdzono występowanie zarówno wód podziemnych niskoradonowych, jak i radonowych oraz wysokoradonowych. Domi-

nują wśród nich potencjalnie lecznicze wody radonowe o stężeniu aktywności ^{222}Rn wynoszącym co najmniej 74 Bq/dm^3 . Natomiast na obszarze sąsiadującym z pasmem Szklarskiej Poręby w wypływach wód podziemnych z różnych odmian gnejsów izerskich stwierdzono występowanie tylko wód radonowych i wysokoradonowych, czyli potencjalnie leczniczych wód radonowych (por. ryc. 4). Wybrane parametry statystyczne charakteryzujące zbiór wszystkich analizowanych danych o stężeniu aktywności



Ryc. 5. Diagram częstości występowania poszczególnych typów wód podziemnych ze względu na zawartość radonu (wg Przylibskiego, 2005, 2011) na obszarze badań

Fig. 5. Diagram of the frequency of occurrence of individual types of groundwater due to radon content (acc. to Przylibski 2005, 2011) in the study area

^{222}Rn rozpuszczonego zarówno w badanych wodach podziemnych, jak i wodach wypływających tylko z hornfelsów, tylko z gnejsów oraz z żyły kwarcowej zawiera tabela 2.

Przestrzenne zmiany stężenia aktywności ^{222}Rn rozpuszczonego w wodach podziemnych wschodniej części Grzbietu Wysokiego na obszarze metamorfiku izerskiego sięgają dwóch rzędów wielkości. Stężenie tego gazu rozpuszczonego w badanych wodach podziemnych zmienia się w zakresie $19,5\text{--}3368 \text{ Bq/dm}^3$. Średnia geometryczna wynosi $216,2 \text{ Bq/dm}^3$ i reprezentuje ona lepiej przeciętną wartość stężenia aktywności ^{222}Rn niż średnia arytmetyczna. Świadczy o tym jej zbliżona wartość do wartości mediany, która wynosi $169,9 \text{ Bq/dm}^3$ (por. tab. 2). Oznacza to, że mamy do czynienia z rozkładem logarytmiczno-normalnym. Potwierdza to także kształt histogramu (ryc. 5). Jest to najbardziej typowy rozkład stężenia aktywności ^{222}Rn w wodach podziemnych z jednolitej struktury geologicznej, co doskonale sprawdza się zarówno w Sudetach (Adamczyk-Lorenc, 2007), jak i na bloku przedsudeckim (Domin, 2018). Autorzy nie wykonali testowania normalności rozkładu na tym etapie z powodu niezbyt dużej liczby danych.

DYSKUSJA UZYSKANYCH WYNIKÓW BADAŃ

Największa zanotowana wartość stężenia aktywności ^{222}Rn w wodach podziemnych Polski do czasu wykonywania badań wynosiła $3043 \pm 6 \text{ Bq/dm}^3$ (Miśta, 2012). Stwierdzono ją na obszarze metamorfiku Rudaw Janowickich w wodzie wypływającej z gnejsów oczkowych ze stropu sztolni zlikwidowanego inhalatorium radonowego w nieczynnej kopalni uranu *Podgórze* w Kowarach (Miśta, Nowakowski, 2009). Natomiast na badanym przez autorów obszarze w jednym ze źródeł (wypływ nr 2) stwierdzono stężenie aktywności ^{222}Rn wynoszące w różnych miesiącach

Tab. 2. Wartości wybranych parametrów statystycznych charakteryzujących zbiory danych o stężeniu aktywności ^{222}Rn w badanych wodach podziemnych wypływających z różnych skał zbiornikowych

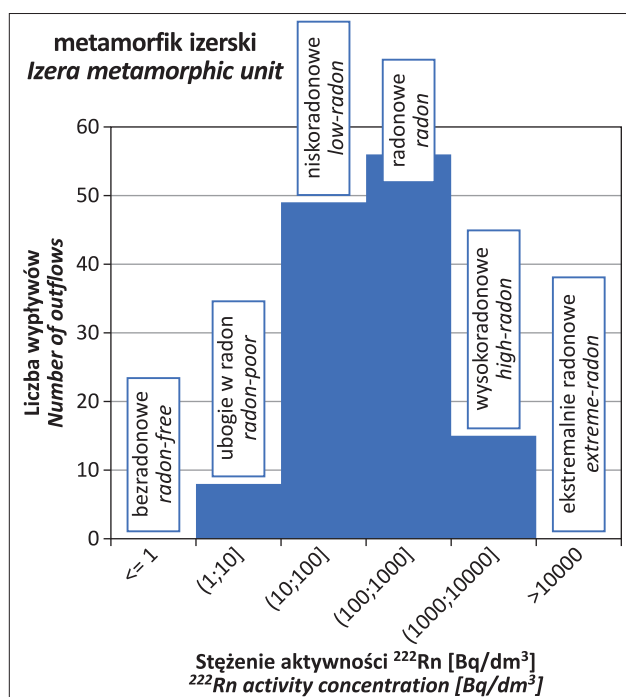
Table 2. Values of selected statistical parameters characterizing data sets on the ^{222}Rn activity concentration in the studied groundwater flowing out from various reservoir rocks

Parametr statystyczny Statistical parameter	Wszystkie badane wypływy All analysed outflows	Wypływy z hornfelsów Outflows from hornfelses	Wypływy z gnejsów Outflows from gneisses	Wypływy z żyły kwarcowej Outflows from quartz vein
Liczba punktów pomiarowych Number of measuring points	55	44	9	2
Liczba próbek wody Number of water samples	73	62	9	2
Minimum [Bq/dm ³] Minimum [Bq/dm ³]	$19,5 \pm 1,4$	$19,5 \pm 1,4$	121 ± 6	91 ± 8
Maksimum [Bq/dm ³] Maximum [Bq/dm ³]	3368 ± 61	3368 ± 61	1245 ± 35	254 ± 16
Mediana [Bq/dm ³] Median [Bq/dm ³]	169,9	134,3	376,2	–
Średnia arytmetyczna [Bq/dm ³] Arithmetic mean [Bq/dm ³]	437,5	448,6	441,9	172,5
Odchylenie standardowe [Bq/dm ³] Standard deviation [Bq/dm ³]	617,5	672,7	349,1	–
Średnia geometryczna [Bq/dm ³] Geometric mean [Bq/dm ³]	216,2	199,7	344,8	–
Geometryczne odchylenie standardowe [Bq/dm ³] Geometric standard deviation [Bq/dm ³]	3,1	3,4	2,1	–

cach: $1810 \pm 43 \text{ Bq/dm}^3$ (lipiec 2021 r.), $3215 \pm 64 \text{ Bq/dm}^3$ (maj 2022 r.), $3271 \pm 68 \text{ Bq/dm}^3$ (sierpień 2020 r.), a maksymalnie sięgające $3368 \pm 61 \text{ Bq/dm}^3$ (październik 2021 r.). Woda w tym źródle wypływa z hornfelsów NE zbocza Wysokiego Kamienia. Wartość 3368 Bq/dm^3 jest największą wartością stężenia aktywności ^{222}Rn rozpuszczonego w wodzie podziemnej, jaką zanotowano dotychczas w Polsce. Obszar zasilania wody podziemnej znajduje się zapewne powyżej tego źródła na stokach i wierzchołkach Wysokiego Grzbietu Gór Izerskich w rejonie Wysokiego Kamienia. Natomiast obszar zasilania w radon stanowi najprawdopodobniej najbliższe sąsiedztwo źródła od strony dopływu wody podziemnej – powyżej źródła, na co wskazują wyniki badań Przylibskiego (1999, 2000, 2005, 2011).

Autorzy uzyskali znaczną liczbę danych o stężeniu aktywności ^{222}Rn w wodach podziemnych metamorfiku izerskiego. Zmierzone 73 wartości stężenia radonu w 55 wypływach wód podziemnych stanowią znaczne rozszerzenie wiedzy o występowaniu radonu w wodach podziemnych tej jednostki geologicznej Sudetów. Dotychczas kompleksowe badania na obszarze całego metamorfiku izerskiego prowadzono ponad piętnaście lat temu (Adamczyk-Lorenc, 2007). W ich wyniku, na podstawie 175 danych z 73 wypływów wód podziemnych, określono cząstkowe tło hydrogeochemiczne ^{222}Rn w metamorfiku izerskim oraz zakres stężenia tego izotopu w wodach podziemnych tej jednostki geologicznej. Według tych badań tło wynosi $10\text{--}691 \text{ Bq/dm}^3$, natomiast zakres notowanych wartości $1,7\text{--}1466 \text{ Bq/dm}^3$ (Adamczyk-Lorenc, 2007). Zbiór danych zgromadzony przez autorów upoważnia do ponownego określenia cząstkowego tła hydrogeochemicznego ^{222}Rn dla metamorfiku izerskiego. Łącznie z danymi archiwalnymi Adamczyk-Lorenc (2007) autorzy dysponowali 248 wynikami pomiarów stężenia aktywności ^{222}Rn w 128 wypływach wód podziemnych na obszarze metamorfiku izerskiego. Punkty próbowania w dwóch połączonych zbiorach danych nie pokrywały się. Przeprowadzone testy Shapiro-Wilka dla zlogarytmowanych wartości stężenia aktywności ^{222}Rn z przyjętym poziomem istotności $\alpha = 0,05$ wykazały, że rozkład danych jest w przybliżeniu normalny ($W = 0,988$), a zatem w rzeczywistości jest on logarytmiczno-normalny, co ilustruje sporządzony diagram (ryc. 6). Autorzy obliczyli nową wartość tła hydrogeochemicznego ^{222}Rn dla metamorfiku izerskiego, korzystając ze sprawdzonej i uznanej za najlepszą, metody obliczeniowej: $Z \pm 1,28 \times \sigma$ (Adamczyk-Lorenc, 2007; Domin, 2018). Do wzoru tego podstawia się dane zlogarytmowane, gdzie Z oznacza średnią wartość, a σ to odchylenie standardowe. Oszacowane przez autorów, nowe tło hydrogeochemiczne ^{222}Rn dla metamorfiku izerskiego wynosi $17\text{--}890 \text{ Bq/dm}^3$. Istotnemu poszerzeniu uległ również zakres mierzonych wartości, który zawiera się pomiędzy $1,7$ a 3368 Bq/dm^3 . Oznacza to, że obecnie metamorfik izerski posiada największe wartości tła hydrogeochemicznego ^{222}Rn spośród wszystkich jednostek geologicznych Sudetów z wyjątkiem metamorfiku Łądką i Śnieżnika (por. Przylibski, 2021).

Potencjalnie lecznicze wody radonowe występują we wschodniej części Wysokiego Grzbietu Gór Izerskich powszechnie. Na badanym obszarze wypływają one zarówno z hornfelsów pasma Szklarskiej Poręby, jak i z różnych odmian strukturalno-teksturalnych gnejsów izerskich



Ryc. 6. Diagram częstości występowania poszczególnych typów wód podziemnych ze względu na zawartość radonu (wg Przylibskiego, 2005, 2011) na obszarze metamorfiku izerskiego

Fig. 6. Diagram of the frequency of occurrence of individual types of groundwater due to radon content (acc. to Przylibski, 2005, 2011) in the Izera metamorphic unit

(ryc. 4). Łącznie występowanie wód podziemnych o stężeniu aktywności ^{222}Rn wynoszącym co najmniej 74 Bq/dm^3 stwierdzono w 47 spośród 55 wypływów, co stanowi niemal 85,5% wszystkich zbadanych powierzchniowych przejawów wód podziemnych. W związku z tym istnieje duża szansa, że po przeprowadzeniu szczegółowych fizykochemicznych i mikrobiologicznych (sanitarnych) badań monitoringowych będzie można uznać niektóre z tych wód za wody lecznicze zgodnie z prawem (Ustawa, 2005, 2011). Szczególnie dobrze rokują wypływy wód wysokoradonowych. Zapewniają one nadwyżkę zawartości ^{222}Rn , która będzie maleć wraz z odległością i czasem transportu wody do odbiorcy, np. zakładu przyrodolecznictwa lub innego obiektu lecznictwa balneoterapeutycznego (radonoterapeutycznego). Potencjalnym odbiorcą radonowych wód leczniczych z obszaru wschodniej części Wysokiego Grzbietu Gór Izerskich jest w zasadzie tylko Szklarska Poręba, ponieważ w pobliżu nie ma innych miejscowości. Jednocześnie duże skupisko wypływów wód wysokoradonowych znajduje się blisko Szklarskiej Poręby, we wschodniej części obszaru badań. Są to punkty 1–7 położone dodatkowo w niedużej odległości od drogi łączącej Szklarską Porębę ze Świeradowem-Zdrojem (ryc. 3 i 4). Dzięki temu w rejon występowania źródeł można dotrzeć bez większych problemów, aby wykonywać prace związane z ujęciem tych wód i ich ewentualną eksploatacją. Kolejnym atutem tych źródeł jest ich położenie na wysokości ok. 840 m n.p.m., a więc znacznie powyżej zabudowań Szklarskiej Poręby, w tym najbliższych zabudowań w Białej Dolinie. Wprawdzie źródła leżą po przeciwnej stronie Wysokiego Grzbietu niż miejscowości, jednak przeprowadzenie rurociągu z wodą leczniczą jest możliwe przez rejon Zakrętu Śmierci w sposób zapewniający grawitacyjny

transport wody, bez konieczności użycia pomp. Pozostaje tylko kwestia ustalenia wydajności źródeł i jej zmienności w cyklu sezonowym, aby określić opłacalność ewentualnej inwestycji.

Dotychczas w Szklarskiej Porębie występowanie potencjalnie leczniczych wód radonowych stwierdzano w obrębie granitu Karkonoszy (Fistek, Rafalski, 1965; Fistek, Głowacki, 1967; Fistek, 1970; Adamczyk-Lorenc, 2007). Na podstawie przedstawionych wyników badań autorów wiemy obecnie, że występują one także w sąsiadującym z miastem Wysokim Grzbiecie Gór Izerskich, leżącym już na obszarze metamorfiku izerskiego. Możliwość zaopatrzenia potencjalnego uzdrowiska w Szklarskiej Porębie w wody radonowe zarówno z granitu Karkonoszy, jak i z hornfelsów pasma Szklarskiej Poręby powoduje, że najkorzystniejszym obszarem lokalizacji potencjalnego przyszłego uzdrowiska jest Biała Dolina. Jest to obecnie obszar, w którym nie występują obiekty przemysłowe ani tereny zdegradowane. Biała Dolina jest terenem o dużym zadrzewieniu i niskiej zabudowie, świetnie nadającym się na lokalizację uzdrowiska działającego w oparciu o wykorzystanie radonowych wód leczniczych.

WNIOSKI

W wyniku przeprowadzonych badań autorzy zmierzili największą jak dotychczas wartość stężenia aktywności ^{222}Rn w wodach podziemnych Polski. Wynosi ona $3368 \pm 61 \text{ Bq/dm}^3$. Źródło, w którym wypływa ta woda, bije z hornfelsów na północno-wschodnim stoku Wysokiego Kamienia na wschodniej części Wysokiego Grzbietu Gór Izerskich, na obszarze metamorfiku izerskiego.

Przeprowadzone badania pozwoliły stwierdzić, że na obszarze wschodniej części Wysokiego Grzbietu Gór Izerskich występują wody radonowe oraz wody wysokoradonowe, które mogą być traktowane jako potencjalnie lecznicze wody radonowe. W wyniku przeprowadzonych pomiarów stwierdzono występowanie 47, spośród 55 badanych, wypływów potencjalnie leczniczych wód radonowych o stężeniu aktywności $^{222}\text{Rn} \geq 74 \text{ Bq/dm}^3$, w tym 7 źródeł wód wysokoradonowych i 32 wypływów wód radonowych. Potencjalnie lecznicze wody radonowe wypływają w niemal 85,5% wszystkich zbadanych wypływów wód podziemnych we wschodniej części Wysokiego Grzbietu Gór Izerskich.

Uwzględniając znaczną liczbę uzyskanych przez autorów wyników pomiarów stężenia aktywności ^{222}Rn w wodach podziemnych z obszaru metamorfiku izerskiego, możliwe było ponowne obliczenie hydrogeochemicznego tła ^{222}Rn dla tej jednostki geologicznej, które wynosi $17\text{--}890 \text{ Bq/dm}^3$. Większą wartość tła wśród jednostek geologicznych Sudetów stwierdzono tylko dla metamorfiku łądecko-śnieżnickiego.

Dalszych badań wymaga określenie dokładnej genezy radonu rozpuszczonego w wodach podziemnych strefy kontaktowej granitu Karkonoszy i metamorfiku izerskiego, a także rozpoznanie zasobów i jakości potencjalnie leczniczych wód radonowych tego obszaru.

Niemniej jednak uzyskane przez autorów wyniki badań otwierają drogę do ewentualnego utworzenia nowoczesnego uzdrowiska radonowego w Szklarskiej Porębie. Mogłoby ono działać w Białej Dolinie nie tylko dzięki stwierdzonym

wcześniej zasobom wód radonowych granitu Karkonoszy, ale także wykorzystując wody radonowe formujące się w obrębie wschodniej części metamorfiku izerskiego.

Autorzy składają podziękowania Panu mgr. inż. Piotrowi Maciejewskiemu i dr inż. Agacie Kowalskiej za pomoc w wykonaniu pomiarów stężenia aktywności ^{222}Rn w większości próbek badanych wód podziemnych. Artykuł powstał na podstawie wyróżnionej pracy magisterskiej Jakuba Prusaka, przygotowanej pod opieką naukową Tadeusza A. Przylibskiego na Wydziale Geoinżynierii, Górnictwa i Geologii Politechniki Wrocławskiej. Do realizacji badań wykorzystano fundusze własne autorów oraz środki Katedry Górnictwa Politechniki Wrocławskiej. Autorzy składają także podziękowania Profesorowi Stanisławowi Stańce oraz drugiemu anonimowemu Recenzentowi za niezwykle życzliwe i pomocne w poprawieniu tekstu uwagi.

LITERATURA

- ADAMCZYK-LORENC A. 2007 – Tło hydrogeochemiczne radonu w wodach podziemnych Sudetów. Rozprawa doktorska. PWroc., Wyd. Geoinżynierii, Górnictwa i Geologii, Wrocław. Maszynopis.
- CIĘŻKOWSKI W., KIEŁCZAWA B., LATOUR T., LIBER E., PRZYLIBSKI T.A., SZIWA D., ŻAK S. 2007 – Dopuszczalne wahania eksploatacyjnych i fizyczno-chemicznych parametrów wód leczniczych. Zasady ustalania. Oficyna Wydaw. PWroc., Wrocław.
- DOMIN E. 2018 – Potencjalnie lecznicze wody radonowe bloku przed-sudeckiego. Rozprawa doktorska. PWroc., Wyd. Geoinżynierii, Górnictwa i Geologii, Wrocław. Maszynopis.
- FISTEK J. 1970 – Dokumentacja hydrogeologiczna źródeł wód radoczynnych Szklarskiej Poręby. PPOTU, Warszawa-Wrocław. Maszynopis.
- FISTEK J., GŁOWACKI Z. 1967 – Wody lecznicze Szklarskiej Poręby. Przewodnik XL Zjazdu PTG, Zgorzelec 24–27.08.1967 r. Wyd. Geol., Warszawa: 78–79.
- FISTEK J., RAFALSKI Z. 1965 – Sprawozdania z badań radiohydrogeologicznych źródeł radoczynnych Szklarskiej Poręby za okres XII 1964–XII 1965. PPOTU, Warszawa. Maszynopis.
- GIRAULT F., PERRIER F., PRZYLIBSKI T.A. 2018 – Radon-222 and radium-226 occurrence in water: a review. [W:] Gillmore G.K., Perrier F.E., Crockett R.G.M. (red.), Radon, Health and Natural Hazards. Geol. Soc. London, Spec. Publ., 451: 131–154; <https://doi.org/10.1144/SP451.3>
- GOLIĄŚ V., HÁJKOVÁ L., LIPANSKÝ T., ČERNÍK T., KOHN P., JEŽEK J., PROCHÁZKA R., PRZYLIBSKI T.A., DOHNAL J., STRNAD L., KOWALSKA A., FIJAŁKOWSKA-LICHWA L., MIŠTA W., NOWAKOWSKI R. 2022 – Exploration and Investigation of High-Level Radon Medicinal Springs in the Crystalline Units: Lucicum. Water, 14, 200; <https://doi.org/10.3390/w14020200>
- KRYZA R., MAZUR S., OBERC-DZIEDZIC T. 2004 – The Sudetic geological mosaic: Insights into the root of the Variscan orogeny. Prz. Geol., 52 (8/2): 761–773.
- L'ANNUNZIATA M.F. 2012 – Handbook of Radioactivity Analysis. Third edition. Elsevier Inc. Oxford, UK.
- MARSZAŁEK H. 1989 – Hydrogeologia źródeł w zlewni Kamiennej. Pr. Nauk. Inst. Geotechniki PWroc., nr 58, seria Konferencje nr 29. Wrocław.
- MARSZAŁEK H. 1996 – Hydrogeologia górnej części zlewni Kamiennej w Sudetach Zachodnich. Pr. geologiczno-mineralogiczne LIV, Acta Universitatis Wratislaviensis No 1881. Wydaw. UW., Wrocław.
- MAZUR S., ALEKSANDROWSKI P., SZCZEPAŃSKI J. 2010 – Zarys budowy i ewolucji tektonicznej waryscyjskiej struktury Sudetów. Prz. Geol., 58 (2): 133–145.
- MIŠTA W.A. 2012 – Występowanie potencjalnie leczniczych wód radonowych na obszarze wschodniej części bloku karkonosko-izerskiego. Praca magisterska. PWroc., Wyd. Geoinżynierii, Górnictwa i Geologii. (niepublikowana).
- MIŠTA W., NOWAKOWSKI R. 2009 – Badania wypływów wód radonowych w dawnych wyrobiskach pouranowych Kowar. [W:] Zagożdżon P.P., Madziar M. (red.), Dzieje górnictwa – element europejskiego dziedzictwa kultury, 2: 245–253.
- PRZYLIBSKI T.A. 1999 – Geneza radonu w wodach źródła szczelinowego nr 26 w Kowarach (Sudety). Prz. Geol., 47 (8): 740–742.
- PRZYLIBSKI T.A. 2000 – Size estimation and protection of the areas supplying radon to groundwater intakes. Arch. Environ. Protect., 26 (1): 55–71.
- PRZYLIBSKI T.A. 2005 – Radon. Składnik swoisty wód leczniczych Sudetów. Oficyna Wydaw. PWroc., Wrocław.

- PRZYLIBSKI T.A. 2011 – Shallow circulation groundwater – the main type of water containing hazardous radon concentration. *Nat. Hazard. Earth System Sci.*, 11: 1695–1703.
- PRZYLIBSKI T.A. 2018 – Radon: a radioactive therapeutic element. [W:] Gillmore G.K., Perrier F.E., Crockett R.G.M. (red.), *Radon, Health and Natural Hazards*. Geol. Soc., London, Spec. Publ., 451: 209–236; <https://doi.org/10.1144/SP451.7>
- PRZYLIBSKI T.A. 2021 – Radon w hydrosferze – geneza, transport, uwalnianie, metody pomiarów i odradonowania oraz aspekty prawne wykorzystania wód radonowych. [W:] Zmysłony M., Nowosielska E.M. (red.), *Aktualny stan prawny ochrony przed promieniowaniem jonizującym i polami elektromagnetycznymi 0–300 GHz w Polsce*. WAT, Warszawa: 323–344.
- PRZYLIBSKI T.A., MAMONT-CIEŚLA K., KUSYK M., DORDA J., KOZŁOWSKA B. 2004 – Radon concentrations in groundwaters of the Polish part of the Sudety Mountains (SW Poland). *J. Environ. Radioactiv.*, 75 (2): 193–209.
- PRZYLIBSKI T.A. (red.), ADAMCZYK-LORENC A., ŻAK S. 2007 – Obszary występowania potencjalnie leczniczych wód radonowych w Sudetach. Część II. [W:] WOŁKOWICZ S. (red.), *Potencjał radonowy Sudetów wraz z wyznaczeniem obszarów występowania potencjalnie leczniczych wód radonowych*. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- PRZYLIBSKI T.A., FIJAŁKOWSKA L., BIELECKA A. 2008 – Potencjalnie lecznicze wody radonowe Masywu Śląży. *Prz. Geol.*, 56 (8/2): 763–771.
- PRZYLIBSKI T.A., DOMIN E., GORECKA J., KOWALSKA A. 2020 – ²²²Rn concentration in groundwaters circulating in granitoid massifs of Poland. *Water*, 12 (3): 748; doi:10.3390/w12030748
- 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.* z 2018 r. poz. 605.
- STAŚKO S. 2002 – Zawodnienie szczelinowych skał krystalicznych w Sudetach. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 404: 249–262.
- STAŚKO S., WOJTKOWIAK A. 2004 – Występowanie i jakość wód podziemnych w skałach krystalicznych Sudetów na podstawie badań ujęć. *Prz. Geol.*, 52 (1): 69–75.
- STUPNICKA E. 2013 – *Geologia regionalna Polski*. Wyd. UW. doi: 10.31338/uw.9788323522515
- SZAŁAMACHA J. 1968 – Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów w skali 1 : 25 000, ark. Piechowice. Inst. Geol., Warszawa.
- SZAŁAMACHA J., SZAŁAMACHA M. 1971 – Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Sudetów w skali 1 : 25 000, ark. Rozdroże Izerskie. Inst. Geol., Warszawa.
- USTAWA z dnia 28 lipca 2005 r. o lecznictwie uzdrowiskowym, uzdrowiskach i obszarach ochrony uzdrowiskowej oraz o gminach uzdrowiskowych. *Dz.U.* z 2021 r. poz. 1301.
- USTAWA Prawo geologiczne i górnicze z dnia 9 czerwca 2011 r. *Dz.U.* z 2021 r. poz. 1420, t.j.
- WOJTKOWIAK A. 2000 – Reżim źródeł obszarów krystalicznych Sudetów Zachodnich. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 390: 167–206.
- www.openstreetmap.org
- ZAGOŹDŻON K., ZAGOŹDŻON P. 1999 – O kwarcu pośród chmur. *Pielgrzymy, Informator krajoznawczy. Studenckie Koło Przewodników Sudeckich*, Oddz. Wrocław, PTTK, 128–135.
- ŻELAŻNIEWICZ A. 2005 – *Przeszłość geologiczna*. [W:] Fabiszewski J. (red.), *Przyroda Dolnego Śląska*. PAN, Oddz. we Wrocławiu, Wrocław: 61–134.
- ŻELAŻNIEWICZ A., ALEKSANDROWSKI P. 2008 – Regionalizacja tektoniczna Polski – Polska południowo-zachodnia. *Prz. Geol.*, 56 (10): 904–911.

Praca wpłynęła do redakcji 22.11.2022 r.
Akceptowano do druku 30.01.2023 r.